

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

Материалы XVII Всероссийской конференции с международным участием

Воронеж-Москва – 2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Институт динамики геосфер
Геофизическая служба

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Московский государственный университет им. Ломоносова
Воронежский государственный университет

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

Материалы XVII Всероссийской конференции
с международным участием

20-24 сентября 2011 года

Воронеж-Москва – 2011

УДК 550.34:551.24

Проблемы сейсмотектоники: Материалы XVII Международной конференции 20-24 сентября 2011 года / Под ред. акад. А.О. Глико, д.г.-м.н. Е.А. Рогожина, д.г.-м.н. Ю.К. Щукина, к.г.-м.н. Л.И. Надежка. – Воронеж-Москва, 2011. – 590 с.

Тематика конференции:

1. Юбилейные даты и геологические события.
2. Геолого-тектонические основы региональной сейсмотектоники.
3. Геофизическая основа сейсмотектонических построений и решений.
4. Тектонофизические решения для сейсмотектонических задач и построений.
5. «Живая» тектоника – новейшая тектоника и современные движения земной коры. Современная геодинамика.
6. Региональная сейсмотектоника.
7. Сейсмотектоника очагов сильных землетрясений в разных структурно-тектонических и геодинамических ситуациях.
8. Геолого-геофизическая фактологическая основа для сейсмотектонических построений разной детальности.
9. Сейсмотектоника в задачах практической геологии. Инженерная геодинамика.
10. ГИС в сейсмотектонических построениях и прогнозе активных процессов в геологической среде.
11. Внешние воздействия и эндогенные процессы в эволюционно изменяющейся среде.
12. Мониторинг сейсмотектонических процессов и явлений в среде формирования очагов землетрясений методами геологии, геофизики, геохимии, гидрогеологии, геодезии и др.
13. Сейсмотектоника в задачах оценки сейсмической опасности.

Материалы конференции подготовлены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-06072-г), Геофизической службы РАН, Воронежского государственного университета.

Подготовка, оформление и тиражирование электронной версии сборника материалов конференции осуществлены сотрудниками Воронежского государственного университета и лаборатории СМ ВКМ Геофизической службы РАН при поддержке ИФЗ РАН и ИДГ РАН.

Сборник выполнен с авторских оригиналов с незначительными редакторскими правками.

Отв. за выпуск: Л.И. Надежка, Ю.К. Щукин
Корректоры: Ежова И.Т., Ефременко М.А., Надежка Л.И.,
Орлов Р.А., Силкин К.Ю., Силкина Т.Б.
Компьютерная верстка: Т.Б. Силкина

© Институт физики Земли РАН, Москва, 2011

© Воронежский государственный университет, Воронеж, 2011

© Коллектив авторов, 2011

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ



Горшков Георгий Петрович (1909-1984)

В процессе поиска времени и автора термина «сейсмотектоника», понял, что это просто составной, собирательный термин, каждая часть которого имеет свои корни. Кроме того, нашел в монографии Г.П. Горшкова «Региональная сейсмотектоника территории Юга СССР (альпийский пояс)» (М., Наука, 1984, стр. 19) то, что искал. Используя 1-2 страницы этой книги, предлагаю в будущем написать коллективную книгу по истории сейсмотектоники. Удивительным оказался и план описания Г.П. Горшкова, весьма сходный с тематическими разделами нашей конференции (Ю.К. Щукин). Давайте назовем все изложенное ниже «постулатами сейсмотектоники» и проследим в своих докладах, далеко ли мы ушли в наших воззрениях от столь просто изложенных представлений о связи сложных сейсмических процессов с геологией, глубинными структурами и процессами.

«Вопросы геологии (в связи с сейсмичностью). 2.1. Геотектоника и землетрясения

Связь землетрясений со строением земной коры, с процессами, протекающими внутри Земли и выраженными наиболее ярко в деформациях земной коры, в складчатости, т.е. в тектонических (от греч. η τέχνη της οικοδομικής – строительное искусство) процессах и орогенезе (от греч. Βράχος – гора, καταγωγή – происхождение), **эта идея давно стала аксиомой естествознания; чей-либо приоритет в установлении таких связей обнаружить трудно** (выделено Ю.К.Щ.).

В первую очередь вспоминается работа М.В. Ломоносова «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757 г.). Затем следует указать на почти забытые труды А.П. Гришова (1757 г.), П.В. Васильева (1903 г.), многочисленные публикации А.П. Орлова 70-80 гг. XIX века и, конечно, на монографию Б.Б. Голицына.(1912 г.)

К началу нового столетия относятся, ставшие уже классическими, произведения К.И. Богдановича, В.Н. Вебера, И.В. Мушкетова по Кавказу и Средней Азии. Позже появились известные работы Д.И. Мушкетова по сейсмотектонике вообще, П.М. Никифорова – по геофизике, В.В. Гзовского – по тектонофизике, Ю.В. Ризниченко – по сейсмостатистике, Е.Ф. Саваренского – по волнам. Получили развитие исследования по сейсмодислокациям, по прогнозу землетрясений, по геодинамике; работы по региональной сейсмологии – по Карпатам и Юго-западной Украине, Крыму; Е.И. Бюса, Л.А. Варданянца, М.М. Рубинштейна, А.Д. Цхакая – по Кавказу; Е.И. Бутовской, П.М. Вильгельмзона, Е.А. Розовой, П.Г. Семенова – по Средней Азии, А.В. Вознесенкого, А.А. Трескова – по Сибири.

…Конечно, основная идея – о зависимости землетрясений от тектоники – со временем обогащалась различными дополнительными соображениями, иногда, пожалуй, даже слишком смелыми. Космические влияния, атмосферные воздействия, экзогенные факторы, даже антропогенные – существует множество предложений на этот счет, причем с попытками найти соответствующие статистические подтверждения…

Видное место в решении многих задач современной сейсмологии, в том числе сейсмического районирования и прогноза землетрясений, по справедливости заняла геотектоника.

Количество изданий по геологии и тектоники СССР очень велико. Например, книги А.П. Карпинского, М.М. Тетяева, А.Д. Архангельского, А.Н. Мазаровича и многих более поздних авторов… Имеется большое количество тектонических карт разного содержания и масштабов.

Сопоставление тектонических и сейсмических материалов позволяет, казалось бы, сделать такой предварительный вывод: сейсмичность приурочена в основном к зонам кайнозойской складчатости. Соответствующие чисто статистические расчеты дают тому подтверждение. Об этом говорили в свое время Ф. Монтессю де Баллор (1904 г.), Э. Ог (1900). Заключение Ф. Мотессю де Баллора звучало так: «Геосинклинали, или пояса максимальной

подвижности земной поверхности, или области, в пределах которых в третичное время накопились огромной мощности осадки, энергично изъмятые и поднятые с образованием главнейших горных цепей, т.е. геоантиклиналей, содержат, за двумя или тремя сомнительными исключениями, все сейсмические районы, которые, следовательно, их характеризуют (с. 246)». П.В. Васильев (1908), касаясь материалов по югу Европейской России и используя сведения о 236 землетрясениях, констатировал, что в пределах альпийской складчатой области располагается 86,4 % эпицентров землетрясений, герцинской – 4,4 %, каледонской – 0,4 % и вне складчатых областей – 8,6 % (со ссылкой на материалы Монтессю де Баллора и А. Тилло).

Складчатые зоны альпийского и кайнозойского возраста возникают и развиваются на фоне мезозойских или третичных геосинклиналей и характеризуются утолщением земной коры в целом, большой мощностью осадков (геосинклинальных фаций), интенсивными складко- и разрывообразовательными движениями, столь же интенсивными вертикальными колебательными движениями, вулканизмом, метаморфизмом и соответственно высокой сейсмичностью (таковы Карпаты, Горный Крым, Кавказ, Южная Туркмения, Памир). В пределах подвижных массивов складчатых зон накапливаются, и время от времени разряжаются тектонические напряжения, что и выражается в деформации пород и в землетрясениях.

Однако, восточнее 80-меридиана на юге Сибири высокая сейсмичность несомненна, а молодых складчатых зон альпийского или кайнозойского возраста нет (не считая восточных окраин Азиатского материка, где обстановка иная). Да и в Средней Азии Тянь-Шань при своей высокой сейсмичности по тектоническим признакам относится не к альпийской складчатости, а к герцинской, даже каледонской (с очевидными признаками четвертичной активизации).

Следовательно, закономерность о приуроченности сейсмичности к альпийским зонам, которая сформулирована выше и вытекает из сопоставления тектонической и эпицентральной карт, оказывается хотя и существенной, но неполной, недостаточной. Другие обстоятельства обусловливают высокую сейсмическую активность во внеальпийской зоне. Для уяснения этих обстоятельств нужно перейти к рассмотрению неотектоники, современной тектоники, к вулканизму, глубинным разломам, тектоническим напряжениям в недрах земли к вопросам глубинного ее строения и геофизическим полям – все в связи с проблемой сейсмичности (сокращение Ю.К.Щ.).

Свои соображения Г.П. Горшков приводит к следующим сейсмотектоническим выводам.

- **Подавляющая часть землетрясений относится к категории тектонических**. Лишь малая часть от всех землетрясений, фиксируемых на данном этапе развития Земли, может быть отнесена на счет других процессов – магматического, вулканического, космического, экзогенного, антропогенного и др.
- **Первоисточником тектонической**, а вместе с тем **и сейсмической энергии** служат геодинамические процессы, протекающие во всей толще мантии Земли и земной коры – **именно напряжения**, возникающие в итоге суммарного действия медленно изменяющихся гравитационных, геотермальных и ротационных сил. Количественные соотношения между перечисленными факторами в первом приближении поддаются расчету. Основная роль принадлежит, по-видимому, внутриатомным силам в веществе мантии. Вряд ли можно исключить роль земного ядра, его влияние на геодинамику внешних оболочек планеты, но расчет этого влияния пока затруднителен.
- Большая часть очагов землетрясений располагается в наружной половине земной коры (до 25 км). С глубиной количество очагов землетрясений быстро падает, что, по-видимому, связано с возрастанием способностей твердой среды к пластическим деформациям на больших глубинах под воздействием всестороннего давления (веса вышележащих пород).
- В географическом отношении землетрясения распространены крайне неравномерно: равнины на континентах и глубоководные со спокойным рельефом дна части океанических впадин (талассократоны) содержат весьма мало очагов землетрясений; горные страны и

участки контрастного рельефа дна океанов несут на себе основную часть очагов землетрясений.

- В геологическом отношении землетрясения оказываются связанными в первую очередь с участками проявления интенсивных новейших (в том числе современных) тектонических движений (различных по направлению) и деформаций (разнообразных по форме). Среди них можно условно выделять вертикальную и горизонтальную составляющие смещений.
- Новейшие движения, а, следовательно, и сейсмичность проявляются в зависимости от реальной геологической обстановки.
- **Сейсмоопасными являются**: эпигеосинклинальные орогены альпийского возраста; эпиплатформенные орогены с интенсивным проявлением процессов четвертичной активизации; современные рифты, как материковые, так и океанические; зоны Заварицкого – Беньофа, сопровождающиеся глубоководными желобами и знаменующие собой переход от континента к океану (Тихоокеанский тип взаимоотношений мегаструктур земной коры). Все перечисленные типы мегаструктур характеризуются отчетливым проявлением новейших и современных тектонических движений (неотектоника).
- В меньшей степени сейсмические явления присущи зонам мезозойской складчатости; самой слабой сейсмичностью отличаются древние платформы, как материковые, так и океанические, с самым слабым проявлением новейших и современных движений (хотя нельзя сказать, что они совсем лишены сейсмических проявлений).
- Повышенной сейсмичностью характеризуются участки утолщенной земной коры с глубиной поверхности Мохоровичича более 40-50 км и со значительным контрастами в рельефе подошвы коры.
- Повышенной сейсмичностью отличаются не только участки интенсивных новейших движений, но, как правило, и зоны повышенных значений модулей горизонтальных градиентов вертикальных движений – более или равными $8 * 10^{-9}$ год$^{-1}$.
- Повышенной сейсмичностью характеризуются области проявления современного вулканизма, высоких геотермальных, а также геомагнитных аномалий, хотя в этом отношении имеется немало исключений.
- Повышенной сейсмичностью отличаются участки крутых повоотов простирания альпийских складчатых сооружений (по сравнению с прямолинейными участками), а также места пересечения складчатых зон альпийского возраста крупными глобального значения линеаментами (линейными зонами мобильности коры; подобные линеаменты часто оказываются поперечными кпо отношению к альпийским складчатым зонам).
- Повышенной сейсмичностью отличаются участки высоких значений аномалий силы тяжести, особенно изостатических, трансформированных на высоту 50 км над уровнем моря.
- В большинстве случаев сейсмичность свойственна участкам коры, испытывающим напряжения субгоризонтального сжатия при стрессе, перпендикулярном к направлению альпийской складчатости или, реже, растяжения (в современных рифтах). Наличие наклоненных фокальных зон с глубокими очагами удовлетворительно объясняется в рамках закона скалывающих напряжений, проникающих до глубин в сотни километров.
- Механизм очага землетрясения сводится к следующему: потенциальная энергия упругого состояния вещества постепенно накапливается в крупных массивах коры или верхней мантии; когда напряжения превысят прочность пород или сопротивление трения, происходит внезапное смещение массива (блока) пород, и столь же внезапная остановка с переходом потенциальной энергии упругого напряжения в кинетическую энергию деформации. Этот момент и сопровождается землетрясением, причем **энергию излучает каждая материальная частица испытавшего деформацию блока (но не точка, не одномерная линия, не двумерная поверхность тектонического разрыва любого типа). Другими словами, очаг землетрясения – это не разрыв среды, это удар, сбрасывание энергии при внезапной остановке процесса смещения или деформации определенного объема пород (складка, группа складок, блок, массив, определенная материальная трехмерная масса пород)**. Деформация блока выражается смещением всей его массы или пере-

распределением упругих напряжений с изменением плотности и объема пород. Деформация может выражаться и крипом, без землетрясения.

- Нередко наблюдается тяготение гипоцентров землетрясений к тектоническим разрывам, в том числе к зонам глубинных разломов. Именно к зонам: на **сместители разрывов гипоцентры, как правило, не попадают, они (основной толчок и гипоцентры афтершоков) занимают определенный, более или менее крупный объем в зоне разрыва (его крылья и весь объем активно смещающегося блока). Тектонический разрыв для своего образования требует затраты какой-то доли энергии, т.е. он уменьшает общую энергию землетрясения. Отделяя собой блоки с различной динамикой, разрыв облегчает реализацию смещения активного блока, но этим роль разрыва в основном и ограничивается. Энергия излучается крыльями разрыва. Амплитуда смещения крыльев вблизи разрыва (особенно при смещении их в противоположные стороны) может достичь значительной величины, что и создает ложное представление о разрыве как источнике колебаний. Очаг землетрясения – это весь объем испытавшего деформацию блока, а гипоцентр – это условная точка, «центр тяжести» деформируемого объема.**
- Для землетрясения с мелкими очагами, без труда обнаруживается их связь с развитием отдельных тектонических структур, фиксируемых геологическими методами.
- Наблюдается, по-видимому, более или менее правильная повторяемость, т.е. периодичность сильных землетрясений, особенно глубокофокусных, возникающих в условиях сравнительной изотропии свойств вещества. При мелких очагах, связанных с усложненной структурой приповерхностных частей коры, т.е. развивающихся в условиях анизотропной среды, периодичность проявляется весьма нечетко, здесь предпочтительнее говорить о так называемой сотрясаемости, т.е. о средних периодах повторения подземных толчков.
- Сильные землетрясения происходят гораздо реже слабых, что наглядно выражается графиком повторяемости (с его обычным наклоном около 0.45). **Определение максимальной, возможной в данных геологических условиях величины землетрясения (максимальной магнитуды) представляет важную, но трудно разрешимую проблему.**
- Выявление мест возникновения будущих землетрясений и их интенсивности является основной задачей общего сейсмического районирования (ОСР), которое осуществляется путем совместного анализа сейсмических, геологических, геофизических и др. данных.
- Следует различать карты возможных максимальных землетрясений и карты сейсмического районирования; последние служат нормативным документом, позволяющим регулировать степень сейсмопрофилактических мероприятий при строительстве зданий и прочих сооружений, учитывая низкую вероятность очень сильных землетрясений. Уточнение исходной сейсмичности, т.е. переход от исходной сейсмичности к расчетной, производится путем детального СР или микросейсморайонирования.
- Прогноз землетрясения, т.е. предсказание времени возникновения сильных землетрясений представляет исключительно трудную задачу современного естествознания. Поиски предвестников сильных землетрясений приводят к обнадеживающим результатам и позволяют оптимистически смотреть на возможность решения проблемы прогноза землетрясений.
- В целом, как писал в свое время А.П. Орлов (1873, 1876), «Землетрясения… не могут считаться непосредственной абсолютной причиной относительных изменений в уровне почвы, точно так же и наоборот, но… оба явления нужно считать …соотносительными» (Г.П. Горшков, 1984, с. 65-67).

К сказанному можно лишь добавить слова Д.И. Мушкетова (1924, с. 629): **«Определенную, ясную причинную связь и зависимость землетрясений можно искать лишь в самой среде их порождающей земной коре, но этой идее, несмотря на всю ее простоту и естественность, пришлось добиваться признания дольше всех других».**

Перечень тем, рассматриваемых на нашей конференции, показывает, что со временем к существующим проблемам сейсмотектоники прибывают новые темы и решения. Значит, есть преемственность, есть своя история успехов и неудач. Значит, самое интересное нас ожидает впереди!

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ И СОБЫТИЯ

«ОТ ЛОМОНОСОВА И ДОНЫНЕ»

Первый нобелевский лауреат в нашей стране, Иван Петрович Павлов (1849-1936), в своих смелых публичных лекциях «О русском уме», прочитанных им в 1918 году в Санкт-Петербурге, сказал: «…Седьмое свойство ума – это *стремление к истине.* Люди часто проводят всю жизнь в кабинете, отыскивая истину. Но это стремление распадается на два акта. Во-первых, стремление к приобретению новых истин, любопытство, любознательность. А другое – это стремление постоянно возвращаться к добытой истине, постоянно убеждаться и наслаждаться тем, что то, что ты приобрел, есть действительно истина, а не мираж. Одно без другого теряет смысл. Если вы обратитесь к молодому ученому, научному эмбриону, вы отчетливо видите, что стремление к истине в нем есть, но у него нет стремления к абсолютной гарантии, что это истина. Он с удовольствием набирает результаты и не задает вопроса: а не есть ли это ошибка?

А у нас, прежде всего, – стремление к новизне, любопытство. Достаточно нам что-либо узнать, и интерес наш этим и кончается. («А, это уже все известно»). Истинные любители истины любуются на старые истины, для них это процесс наслаждения. А у нас это прописная истина, избитая истина, и она нас не интересует, мы ее забываем, она больше для нас не существует, не определяет наше положение. Разве это верно?».

Готовя рубрику «памятные даты и события», каждый раз взволнован, казалось бы, известными многим – знакомыми, «зарубками» времени. Чем дальше удаляется от нас время произошедшего, тем удивительно интереснее их еще и еще раз вспомнить, изучить, изумиться тому, чего раньше не замечал, или даже – просто не видел. Касается это, прежде всего, тех талантливых людей, с которыми работал, сотрудничал, дружил (даже при большой разнице в летах).

Поразительным оказалось то, что время закономерно расставляет все на свои места. И тогда, иной раз думаешь: «Хорошо, что всего или чего-то не знал». Памятные находки – поучительны и не менее интересны, чем только научные. И это закономерно. Еще радостнее, когда эти «открытия» вдруг совмещаются и все научное прошлое оказывается не таким уж плохим, не таким уж «неумным». Вот тогда и начинаешь жалеть о том, как быстротечно время. Поэтому памятные «знаки» полезны и для души, и для ума, ведь еще можно о чем-то пожалеть и в чем-то покаяться, а уж если повезет – порадоваться!

Читая подобранные краткие публикации наших юбиляров, ловишь себя на мысли – как много пропущенного тобой, непрочитанного, недоговоренного. И теперь, в кажущейся сопричастности к минувшему умному времени или к нынешним проблемам, иногда хочется даже и поспорить…, заранее понимая, что **Учитель всегда прав!**

Небольшие знаки внимания – письменные посвящения и документы – доказательства того, что наши предшественники, учителя доверяли нашему сотрудничеству и надеялись на наши будущие успехи. **Может быть, Они не ошиблись?**

Думаю, что память – это корневая система, без которой Наука, да общество в целом, не смогут развиваться…

Щукин Ю.К., ИДГ РАН

ЛОМОНОСОВ МИХАИЛ ВАСИЛЬЕВИЧ (1711-1765)
(к 300-летию со дня рождения)



Ломоносов Михаил Васильевич

«…Середина XVIII века характеризуется важным событием в истории геологической науки – появлением работ М.В.Ломоносова. В России с его именем следует связывать зарождение геологии как науки. Прямое отношение к вопросам геологии имеют две работы Ломоносова: **«О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения земли».**

Работа «О слоях земных» служит приложением к «Первым основаниям металлургии», изданным в 1763 г. Точное время ее написания неизвестно. В этой работе в ясной и законченной форме изложены геологические воззрения Ломоносова. Работа эта представляет глубокий научный труд и является одним из самых замечательных произведений XVIII века как в России, так и за рубежом.

Ломоносов рассматривает строение Земли последовательно, начиная от поверхностных слоев и далее, углубляясь в недра Земли. К земной поверхности он причисляет как сушу, так и морское дно, причем материки считает горами, возвышающимися над долинами – углублениями, покрытыми морями и океанами. Горы разделяются морями, лишь Азия отделяется от Европы глубокой долиной – Русской низменностью. Далее Ломоносов излагает свое учение о геологических факторах. Первый из них – внешний фактор: разрушающая работа текучих вод, морских волн, морозное растрескивание, действие лесных пожаров, выжигающих леса и «выплавляющих» металлы и др. Второй фактор – внутренний: силы, изменяющие земную поверхность, более могущественные, чем внешние. Это землетрясения. Источники их разрушающей силы заключены в недрах Земли.

Под общим термином ***«землетрясения»*** Ломоносов подразумевает медленные вековые колебания суши, образование гор, поднятие горных цепей и, наконец, кратковременные и разрушительные толчки собственно землетрясений, которые он считает характерными главным образом для гористых местностей. Причиной передвижения громадных участков земной коры и горообразующих процессов Ломоносов считает «жар в земной утробе». Внутренней частью или сердцем Земли является, по Ломоносову, раскаленная «подземная хлябь», которую покрывает земная кора.

Ломоносов описывает различные типы землетрясений. Нередко случается, что земная поверхность движется на местах отдаленных в одно время и то двояким образом: 1) все место сплошь от одного края до другого; 2) с перерывами, так что потрясенными концами расстояния посредине лежащие земли движения не чувствуют».

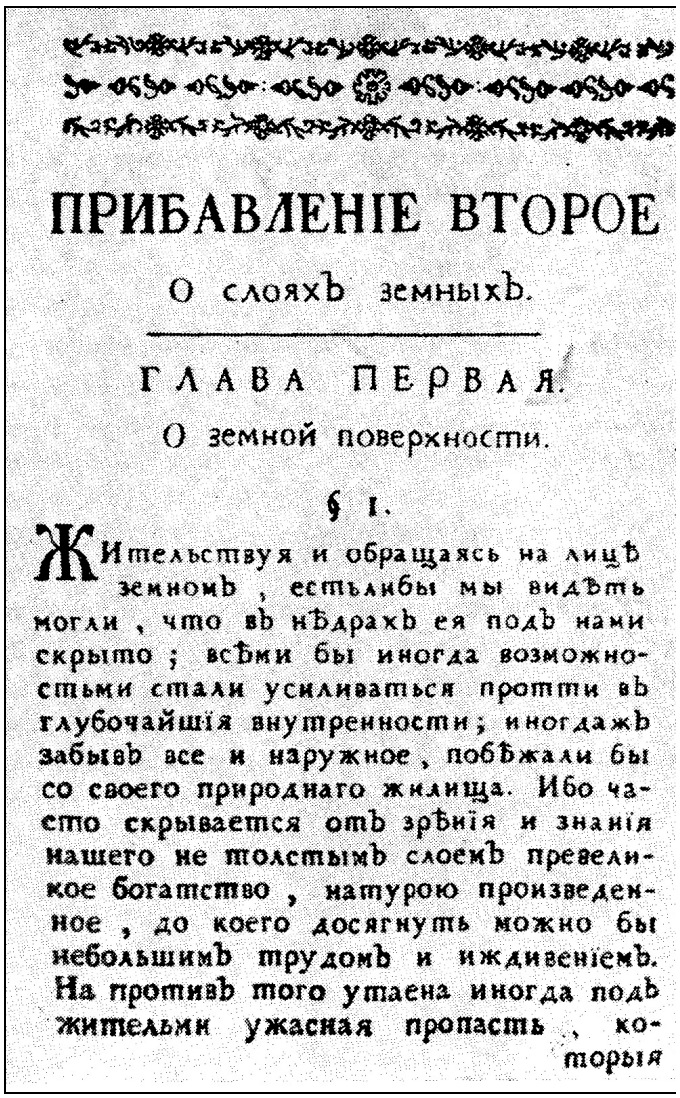
В первом случае, как полагает Ломоносов, земная кора на данном участке должна залегать в виде горизонтального слоя. Во втором – толщина ее различна: в середине она толще, поэтому землетрясение здесь не ощущается. Такой подход к изучению внутреннего строения Земли был весьма прогрессивным, так как и настоящее время изучение сейсмических явлений – это один из важнейших способов познания внутреннего строения Земли.

Речь Ломоносова, специально посвященная землетрясениям, была произнесена им на торжественном собрании Академии наук в сентябре 1757 года. Особый интерес к землетрясениям возник вследствие разрушительных землетрясений 1755-1756 г. в Лиссабоне, Иркутске и на Камчатке. В этой речи он также останавливается на описании различных типов зем-

летрясений. ***Землетрясения, по его мнению, бывают четырех типов***. Первый – когда земля дрожит «частыми и мелкими ударами». Второй тип землетрясения, когда поверхность земли поднимается и опускается в вертикальном направлении, также не представляет собой опасности. Значительно опаснее третий тип – волнообразные колебания земной поверхности. Этот тип землетрясений был описан Ломоносовым в работе «О слоях земных», причем он отметил, что волнообразные движения могут возникнуть лишь в том случае, если «движущая причина» находится на незначительной глубине.

Ломоносов прямо высказывает свое мнение о причине землетрясений. «За истинную и общую причину земного трясения… подземельный огонь признаю».

Причиной горения в подземных глубинах он считал возгорание серы, отдавая этим дань современным ему воззрениям. Но горение серы рассматривается как химический процесс с учетом кинетических условий, – Ломоносов говорит о возгорании вследствие трения «нечувствительных» частиц под действием давления вышележащих слоев, которое увеличивается с глубиной. Таким путем Ломоносов связывает свою теорию землетрясений с кинетической теорией теплоты, в основе которой лежит представление о атомистической структуре материи.» **(Батюшкова И.В. Представления о причинах землетрясений в работах отечественных ученых. – М.: изд. АН СССР, 1959. – С. 18-22).**



ПРИБАВЛЕНІЕ ВТОРОЕ

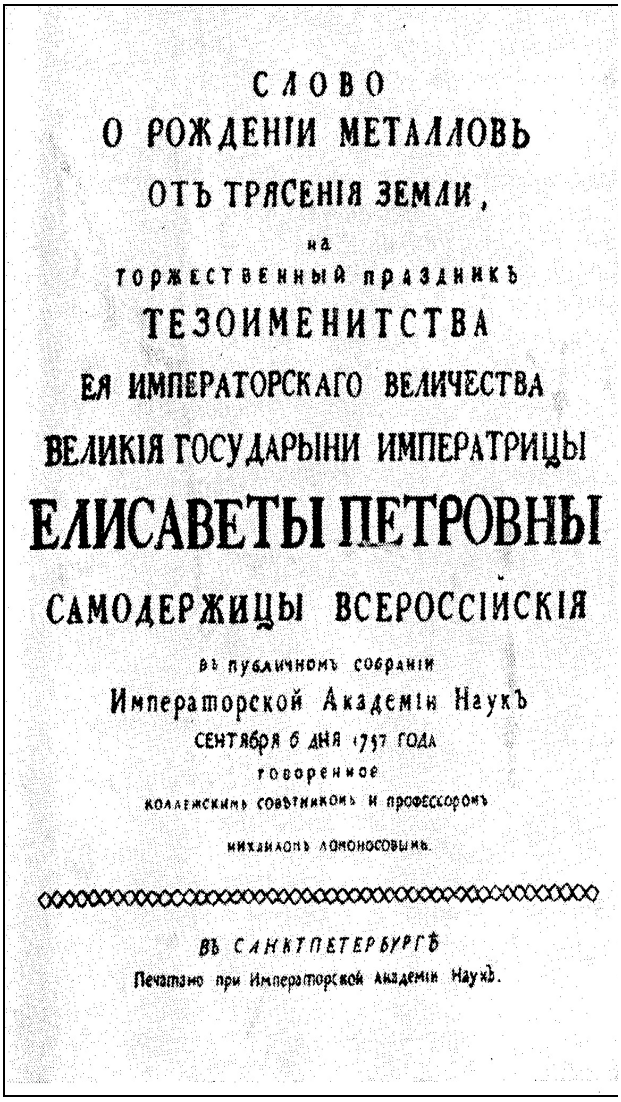
О слояхъ земныхъ.

ГЛАВА ПЕРВАЯ.

О земной поверхности.

§ 1.

Жителствуя и обращаясь на лицѣ земномъ, естьлибы мы видѣть могли, что въ нѣдрахъ ея подъ нами скрыто; всѣми бы иногда возможностьми стали усиливаться протти въ глубочайшія внутренности; иногдажъ забывъ все и наружное, побѣжали бы со своего природнаго жилища. Ибо часто скрывается отъ зрѣнія и знанія нашего не толстымъ слоемъ превеликое богатство, натурою произведенное, до коего досягнуть можно бы небольшимъ трудомъ и иждивеніемъ. На противъ того утаена иногда подъ жителми ужасная пропасть, которыя



СЛОВО
О РОЖДЕНІИ МЕТАЛЛОВЪ
ОТЪ ТРЯСЕНІЯ ЗЕМЛИ,
на
ТОРЖЕСТВЕННЫЙ ПРАЗДНИКЪ
ТЕЗОИМЕНИТСТВА
ЕЯ ИМПЕРАТОРСКАГО ВЕЛИЧЕСТВА
ВЕЛИКІЯ ГОСУДАРЫНИ ИМПЕРАТРИЦЫ
ЕЛИСАВЕТЫ ПЕТРОВНЫ
САМОДЕРЖИЦЫ ВСЕРОССІЙСКІЯ
въ публичномъ собраніи
Императорской Академіи Наукъ
СЕНТЯБРЯ 6 ДНЯ 1757 ГОДА
говоренное
КОЛЛЕЖСКИМЪ СОВѢТНИКОМЪ И ПРОФЕССОРОМЪ
МИХАЙЛОМЪ ЛОМОНОСОВЫМЪ.

ВЪ САНКТПЕТЕРБУРГѢ
Печатано при Императорской Академіи Наукъ.

История геологических наук. – Ч. 1. – М.: изд. МГУ, 1967. – С. 172-173

ПЕРВАЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ СЕССИЯ

У меня давно хранится фотография участников 1-ой Международной Сессии Научного Совета Сейсмологического института АН СССР (Ленинград, 2-8 сентября 1931 года). Никак не мог найти комментария к этому фотоснимку, кроме перечисленных Георгием Петровичем Горшковым лиц, изображенных на фотографии из его известной фототеки, часть которой хранится у меня. Знаю, что Георгий Петрович тоже пытался пристроить это фото, судя по вороху писем к редакторам журналов и за разрешением к М.А. Садовскому.



Первая Международная Сессия Научного Совета Сейсмологического института АН СССР, 2-8 сентября 1931 г. *Первый ряд (слева направо): А.С. Орлов, С.Ф. Ольденбург, А.П. Карпинский, Н.Я. Марр, Э. Ротэ, Г. Штилле, С.А. Чаплыгин, К.С. Завриев, С.П. Глазенап, Е.И. Бюс, Г. Ангейхейстер, П.М. Никифоров, Е.А. Толмачева, супруга немецкого консула, немецкий консул, супруга Г. Ангейхейстера, вдова Б.Б. Голицына. Второй ряд (слева направо): Н.В. Вешняков, Г.Л. Шнирман, Л.В. Ларионов, А. Борн, В.И. Шауро, М.А. Садовский, ??, А.А. Егоров, С.Л. Соболев, А.Я. Левицкая, К.А. Днепровская, В.П. Спесивцева, М.В. Осипов, Т.М. Лебедева, О.Г. Страхова, А.С. Уланов, Г.П. Горшков, В.И. Смирнов, Н.В. Кожин, Д.А. Харин, Н.В. Райко, Е.А. Нарышкина, С.И. Масарский, А.А. Михайлов*

Опять же в старых книгах Г.П. нашел подборку статей, среди которых оказалась полная информация о Сессии, краткие тезисы докладов и, наконец, итоги Сессии (Д.И. Мушкетов). Спустя 75 лет как-то сразу ожили и «заговорили» запечатленные на фотоснимке лица. Итак.

ПЕРЕЧЕНЬ ВОПРОСОВ, ПОДЛЕЖАЩИХ ОБСУЖДЕНИЮ И РЕШЕНИЮ НА СЕССИИ

А. ДИСКУССИОННЫЕ НАУЧНЫЕ ТЕМЫ

Тема I. Современные геотектонические теории, их физико-механическое обоснование и вытекающие из них выводы относительно сейсмичности отдельных районов СССР.

Тема II. Основные принципы динамики сооружений, как новой технической дисциплины, и применение их к антисейсмическому строительству в сейсмичных и промышленных районах СССР.

Тема III. Законы распространения упругих колебаний в ограничесннх средах и приложение их к определению строения земной коры, а также в горном и разведочном деле.

Б. ТЕМАТИЧЕСКИЙ ПЛАН НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АКАДЕМИИ НАУК СССР

РАСПИСАНИЕ ПУБЛИЧНЫХ ЗАСЕДАНИЙ СЕССИИ

2 сентября	14-16 ч.	Открытие Сессии
3 сентября	10-13 ч.	Научное заседание
4 сентября	16-19 ч.	Научное заседание
6 сентября	16-19 ч.	Научное заседание
7 сентября	16-19 ч.	Научное заседание
8 сентября	13 ч.	Закрытие Сессии

Все заседания будут проходить в помещениях Сейсмологического института. – В.О. Волховский пер., д. 3.

СПИСОК ЗАЯВЛЕННЫХ ДОКЛАДОВ

Тема I

1. Проф. А. Борн (Берлин) – Проблемы ледниковой изостазии в Северной Европе и необходимость гравиметрических измерений в северной части СССР.
2. Проф. А. Борн (Берлин) – Глыбовая мозаика русской плиты и ее геофизическое выявление.
3. Проф. А. Борн (Берлин) – Проблема погружения больших глыб на примере Черного моря.
4. Проф. Л. Вейкман (Лейпциг) – Малые движения земной коры по японским наблюдениям последних лет.
5. Проф. Ф. Венинг-Мейнесц (Утрехт) – Некоторые соображения к теме: «Современные геотектонические теории».
6. Проф. Ф. Коссмат (Лейпциг) – Тектонические и геофизические явления в районе Ферганы (Центрю Азия).
7. Проф. Д.И. Мушкетов (Ленинград) – Ближайшие задачи сейсмогеологических исследований.

Тема II

1. Проф. Г. Ангенгейстер (Геттинген) – Действие искусственных сотрясений.
2. Проф. В. Цшохер (Ленинград) – Основы динамики сооружений и ее прявление к антисейсмическому строительству в сейсмичных и промышленных районах СССР.
3. Проф. Г. Штилле (Геттинген) – О мерах обеспечения безопасности подземных горных работ.

Тема III

1. Проф. Г. Ангенгейстер (Геттинген) – Результаты наблюдений над распространением объемных волн в многослойных средах.
2. Аспирант В. Купрадзе (Ленинград) – Распространение колебаний в двух граничащих между собой упругих твердых средах.

3. Сейсмолог Е. Нарышкина (Ленинград) – О работах K.Uiller'a по волновой кинематике.
4. Сейсмолог Е. Нарышкина (Ленинград) – Задача о колебании упругого полупространства, граничащего вдоль плоскости с упругой сжимаемой жидкостью.
5. Проф. П.М. Никифоров (Ленинград) – Задачи экспериментальной сейсмики и региональной сейсмологии.
6. Проф. Э. Ротэ (Страссбург) – Строение верхних слоев земной коры и изучение близких землетрясений.
7. Проф. Э. Ротэ (Страссбург) – Различение волн Love и Rayleigh.
8. Проф. В. Смирнов и С. Соболев (Ленинград) – Новый метод решения плоской задачи упругих колебаний.
9. Сейсмолог С. Соболев (Ленинград) – Приложение теории плоских волн к решению задачи Lamb'a.
10. Сейсмолог С. Соболев (Ленинград) – Волновое уравнение в неоднородной среде.

СПИСОК ЧЛЕНОВ НАУЧНОГО СОВЕТА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Председатель Совета:

1. Никифоров П.М. , проф. – директор СИ.

Секретарь Совета:

2. Ларионов Л.В. – ученый секретарь СИ.
3. Райко Н.В. – старший сейсмолог, зав. лабораторией упругих колебаний и деформаций.
4. Вешняков Н.В. – старший сейсмолог, зав. сейсмометрической лабораторией
5. Цшохер В.О. – старший сейсмолог, зав. антисейсмической лабораторией.
6. Смирнов В.И. – старший сейсмолог, зав. теоретическим отделом.
7. Мушкетов Д.И. – старший сейсмолог, зав. сейсмогеолическим отделом.
8. Шнирман Г.Л. – зав. электросейсмической лабораторией.
9. Линден Н.А. – сейсмолог, зав. п/отд. службы станций I класса.
10. Левицкая А.Я. – сейсмолог, зав. п/отд. службы региональных станций.
11. Крылов А.Н. – академик.
12. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. – академик.
13. Иоффе А.Ф. – академик.
14. Чаплыгин С.А. – академик.
15. Герасимов А.П. – академик.
16. Садовский М.А. – аспирант.
17. Шауро В.И. – предс. профбюро.
18. Ангенгейстер Г. – проф., дир. геофиз. ин-та, Геттинген.
19. Борн А. – проф., дир. геолог. и палеонт. ин-та, Берлин.
20. Вейкман Л. – проф., дир. геолог. ин-та, Лейпциг.
21. Вениг-Мейнесц Ф. – проф. Утрехтск. у-та, Утрехт.
22. Коссмат Ф. – проф., дир. геолог. ин-та, Лейпциг.
23. Ротэ Э. – проф. Страсбургск. у-та, генер. Сек. Междун. сейсмол. ассоц. и дир. Центр. Бюро той же ассоциации.
24. Штилле Г. – проф. Геттинг. ун-та и дир. геолог. ин-та.

ТЕМАТИЧЕСКИЙ ПЛАН НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР НА 1932 ГОД

Проблема А. Законы распространения упругих колебаний в ограниченных средах и их применение как для определения строения земной коры, так и для горноразведочного дела.

Проблема Б. Основные принципы динамики сооружений, как новой технической дисциплины, и их применение для сейсмостойкого строительства в сейсмичекиъ и индустриальных районах СССР.

Проблема В. Современные геотектонические теории, их физико-механическое обоснование и вытекающие из них выводы относительно сейсмичности отдельных районов СССР и ее ближайших причинах.

Проблема Г. Детальное изучение отдельных районов Союза ССР в сейсмическом отношении, сейсмическое районирование, сейсмическая служба наблюдений.

НАУЧНО-ПРОСВЕТИТЕЛЬНЫЕ И НАУЧНО-ПЕДАГОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

1. Обслуживание экскурсий и культработа.
2. Организация научно-популярных лекций по вопросам, связанным с техникой.
3. Организация лабораторных занятий для осуществления лозунга «овладение техникой».
4. Составление научно-популярной литературы.
5. Научный семинарий.
6. Лекции по математическим основам сейсмологии.
7. Лекции по теории упругости и сопротивлению материалов.
8. Лекции по геотектонике.
9. Организация лабораторий для аспирантов.
10. Handbuch по геодинамике.

НАУЧНО-ВСПОМОГАТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

1. Несение службы времени.
2. Составление аннотационной библиографии.
3. Постройка приборов в мастерской СИ.
4. Заведывание электрическим хозяйством.

ВНЕПЛАНОВАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

1. Выдача справок и консультаций.
2. Особые работы.

ИЗДАТЕЛЬСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Д.И. Мушкетов

ИЗ ИТОГОВ I МЕЖДУНАРОДНОЙ СЕССИИ НАУЧНОГО СОВЕТА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

С уверенностью можно сказать, что прошедшая в сентябре 1931 г. сессия, помимо подведения итогов и планирования сейсмологической работы СССР, осуществила начинание чрезвычайной важности, сделав попытку тесного соединения вопросов теоретической геологии и сейсмики. Подобное утверждение может показаться даже странным, настолько логична связь этих двух дисциплин, но, тем не менее, совместная дискуссия на темы их объединяющие организована была впервые. Эпиграфом и лозунгом, характеризующим лучше всего работы сессии, могут служить два тезиса к первому из напечатанных к сессии в № 16 Трудов СИ (1931) докладов (проф. Венинг-Мейнесц):

1. Проблема о сущности геотектонических процессов не может быть разрешена одной лишь геологией; для этой цели неизбежна совместная работа геологии с сейсмометрией и гра-

виметрией. С другой стороны геодезия не сможет объяснить аномалий силы тяжести без того, чтобы ближе не учесть последствия тектонической деятельности земной коры.
2. Гравиметрия должна в большей мере, чем это было до сих пор, заняться систематическим изучением тектонически и сейсмически активных областей.

…Резюмируя все высказанные суждения сессии можно сделать следующие выводы:

1. Мы присутствуем при колоссальном расширении применения геологии в различных областях народного хозяйства. В то же время сама геология испытывает огромный кризис, ее основные положения пересматриваются, приобретая новое освещение и т.д.
2. Следует признать неудовлетворительность прежних исследований землетрясений, запоздалых, несистематических и случайных. Результаты, получавшиеся при этом, обычно несравнимы между собой. Геологи занимались или статистикой, опросами и т.д. или обычными геологическими наблюдениями. При этих исследованиях продуманная тектоническая концепция чаще отсутствовала, и работу вели лица, лишь в этот момент знакомившиеся с геологией района. Вместе с тем геологическая работа шла оторвано от сейсмометрических наблюдений.
3. С другой стороны чистая сейсмометрия, лишь регистрируя явления и давая им только физико-механическое толкование, уже не удовлетворяет запросов нашей работы.
4. Одной из основных задач СИ является сейсморайонирование Союза ССР, основанное на сейсмической статистике, регистрационной работе сейсмических станций, тектоническом, геологическом, геоморфологическом изучении районов, бытовых и технических условий и запросов. На базе лишь такого материала можно будет в дальнейшем подойти к предсказаниям землетрясений аналогично метеорологической службе.
5. Из сказанного выясняется роль геологии в работе СИ. Уже сейчас сейсмология предъявляет нам, геологам, вопросы двух основных направлений: а) тематические, необходимые для решения общих вопросов физики и механики земной коры, б) региональные в смысле обоснования сейсмичности отдельных районов СССР.

   Может ли геология в ее настоящем состоянии, удовлетворительно разрешить эти вопросы? Нет. Большие части СССР еще не подвергнуты геологической съемке, а в отношении даже сравнительно хорошо геологически изученных районов, нет ясных тектонических представлений главным образом потому, что тектонические вопросы не обращали на себя должного внимания, рассматривались лишь попутно, без теоретического к ним подхода. А без геологической съемки и достаточно определенно сложившихся тектонических представлений о районе, решение вышеуказанных двух вопросов немыслимо.
6. Всякая попытка тектонических обобщений и выводов для СССР наталкивается на убийственную скудость фактов, освещающих тектонику района, несмотря иногда даже на обилие литературы. Еще более чувствуется отсутствие общих схем, попыток широких тектонических синтезов, которые в большинстве случаев мы позорно импортируем, причем импорт этот обычно представляет собой переработку наших же устарелых материалов. Дискуссия по региональной тектонике у нас почти отсутствует, а по теоретической полностью отсутствует. Мы знаем талантливых наших геологов больше других уделяющих внимание тектонике в своих работах, однако принципиально и резко отмахивающихся от всяких теорий, гипотез, обобщений и т.п.; причем они заявляют, что их дело лишь собирание геологических фактов и что время для теорий еще не пришло, так как, во-первых, этих фактов еще мало и во-вторых, геологи еще не созрели для решения теоретических вопросов. Но если решать эти вопросы рано сейчас, то время для их решения не придет никогда, и вероятнее всего оно уже упущено. Конечно, лишь теми теориями. Которые вытекают из фактов и им не противоречат, мы можем и должны заниматься, подвергая их непрерывной проверке каждым новым фактом. Именно отсутствие этого, отсутствие постоянной обменной реакции между геологическими теориями и накопляемым фактическим материалом, и привело нас в тупик догматизма и идейного бесплодия в геологии.

7. На целом ряде примеров мы видим, что неясность в основных вопросах региональной тектоники, приводит к самым противоречивым представлениям о причинах сейсмичности отдельных районов СССР...
8. Решение этих вопросов, а с ними вместе и главной задачи СИ – сейсморайонирования СССР, не мыслится без решения тех «больших» вопросов современной геотектоники, к которым неизбежно привело развитие геологии. Неразработанность этих вопросов явилось результатом пренебрежения теоретическими проблемами.

В качестве дискуссионного материала мною были тогда же напечатаны «Ближайшие задачи сейсмогеологических исследований» (Труды СИ АН СССР, № 17, 1932, с. 1).

БЛИЖАЙШИЕ ЗАДАЧИ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проф. Д.И. Мушкетов

(Труды СИ АН СССР, № 16, 1931, с. 7-10)

I. Планомерное развитие геологии находится в критическом состоянии, благодаря неразработанности основных положений о происхождении и строении Земли и, особенно, по незнанию сил в ней действующих. Теоретические исследования в этом направлении, неорганизованные и несистематичные вообще, у нас, в СССР, совершенно отсутствуют. Благодаря этому в геотектонике господствуют крайняя метафизичность, формализм и рутинное повторение мнимых «общепризнанных» законов, уже тормозящие исследовательскую работу во всех научных областях, опирающихся на геотектонику.

Нет общего понимания ни принципов тектоники, ни методов работы, ни тектонической терминологии. В особенности же полностью отсутствует приложение точного физико-математического анализа к тектонике.

II. С другой стороны быстрые успехи, за послереволюционный период, геофизики как общей, так и прикладной и в частности сейсмологии, ставят сейчас ряд важных запросов к геологии, в частности геотектонике, без разрешения которых невозможно удовлетворительное исполнение как теоретических, так и практических работ пятилетнего тематического плана в данной области.

В особенности это касается Сейсмологического Института АН СССР. Ни углубление в общее изучение причин и природы землетрясений, ни детальное выяснение характера сейсмичности отдельных Союза ССР и основанное на нем сейсмическое районирование, ни разработка методики предсказания землетрясений, т.е. ни одна из основных задач всей деятельности СИ, не решима без придания ей твердой научной геотектонической базы.

III. Учитывая чрезвычайную многообразность и запутанность тектонических вопросов и непосильность полного их охвата не только силами СИ, но всеми наличными геологическими, а также необходимость международной коллективной работы в этом направлении, представляется необходимым Научному Совету СИ и его Первой Международной Сессии поставить и точно ограничить главнейшие для СИ вопросы геотектоники, распределив дальнейшую по ним работу.

В порядке первого предложения, подлежащего дополнению и обсуждению сессией, намечаются следующие темы:

1. Природа и причины вертикальных колебаний земной коры. Установление и применение (в ряде намеченных мест) наиболее совершенных методов точных измерений этих колебаний в связи с изучением гравианомалий и сейсмичности. На основе этих данных критический пересмотр теории изостазиса. Тесная увязка последней с геологическими фактами отдельных районов, после чего лишь может и должен быть произведен новый математический анализ изостазии, так как существующий приводит к геологическим парадоксам. На ос-

нове этого исследования необходимо придти к определенному выводу о роли изостазии в орогении, так и в эпейрогении, т.е.:

а) могут ли в результате изостатических движений образовываться складчатые цепи, или они представляют собой лишь сопровождающие, выравнивающие складчатые явления – «акроорогеновые» и

б) такого же ли порядка или нет большие так называемые эпейрогенические колебания (вроде Скандинавии) и

в) в какой мере они могут вызываться внешними причинами, т.е. изменениями нагрузки (льда, аллювия и т.п.) – согласно онерарной теории.

2. Что является первичным геотектоническим процессом вертикальное – радиальное или горизонтальное – тангенциальное движение в земной коре?

Это основной вопрос геотектоники разбивается на ряд частных в своей совокупности предопределяющих то или иное решение главнейших геологических тем. Даем лишь несистематический перечень самых существенных:

а) необходимо ли и возможно ли допущение пластичного или жидкого подкорового слоя, или это понятие, как, следовательно, и самое понятие «земной коры» должно отпасть, но вся внешняя часть Земли с больших глубин и до дневной поверхности подвержена «течению» хотя и твердых масс (теория Чемберлена).

б) Если магматической постели нет, то каковы процессы и причина вулканизма и его роль в тектонике, и каковы причины всех тех явлений, объяснение коих пытаются связывать с физико-химическими объемными изменениями подкорового слоя (идеи Dutton, Ampferer и др.).

в) Если подкоровая постель есть, то каковы ее физические свойства (вязкие, тягучие или упруго-жесткие); в зависимости от этого стоит и решение изостазии.

г) Может ли возникать складчатость в результате радиальных колебаний и, в частности, есть ли тогда складчатость функция поднятий или опусканий (Datton, Hell, Haarman и др.)?

д) Может ли складчатость вызывать поднятия?

е) Каков же механизм образования форм «альпийской тектоники» на глубине. Происходит ли вообще складчатость лишь в верхних частях земной коры, и какова возможная глубина дислокаций – (до 10 км или глубже)?

ж) В связи с предыдущим, что же понимать под термином «тектонических землетрясений» – бати- или эписейсмы (Oldham)?

3. Источник, размеры и распределение в пространстве и времени тангенциальных сил в земной коре?

а) находится ли источник их в вертикальных колебаниях и если да, то, как функция давления от нагружаемой части (Datton) или в результате скольжения (Haarman), или в изменении скорости вращения Земли, или в каких других причинах?

б) достаточна ли вообще интенсивность до сих пор известных сил для складкообразования (проверка анализов и опытов Смолуховского и Кенигсбергера, основанных на теории упругости не в полном соответствии с природными) и обратно;

в) каким образом земная кора выдерживает и передает давление, в 160 раз превышающее максимальное сопротивление горных пород раздроблению (по данным Лукашевича проверка анализа)?

г) в связи с этим решение вопроса о том, какому же принципу – контракции или изостазии соответствует наблюдаемое распределение гравианомалий (проверка по данным СССР и сравнение с Зап. Европой)?

д) механический анализ и классификация тектонических форм не только в вертикальной, но и горизонтальной плоскости – для выводов о связи между изогнутием, виргациями и опрокидыванием складок с действительным направлением силы, поскольку неверные заключения по этим вопросам кладутся часто в основу и аргу-

ментацию тектонических теорий и противопоставляются геологами в их спорах с физико-математиками в качестве «непреложных геологических фактов».

е) анализа наиболее опасных для контракционной теории вопросов – о причине зональности и периодичности складчатости.

4. Причина сейсмических явлений как необходимая предпосылка для сейсмического районирования СССР.

На основании решения предыдущих вопросов по совокупности необходимо притти к решающим выводам по кардинальным темам:

А) с чем связаны активные сейсмические зоны?

а – с орогенией молодых складчатых зон?

б – или с радиальными движениями изостатического, акроорогенного типа? или

в – с магматическими поднятиями?

Б) Имеем ли мы теперь период орогенный или анорогенный?

САВАРЕНСКИЙ ЕВГЕНИЙ ФЕДОРОВИЧ (1911-1980)
(к 100-летию со дня рождения)



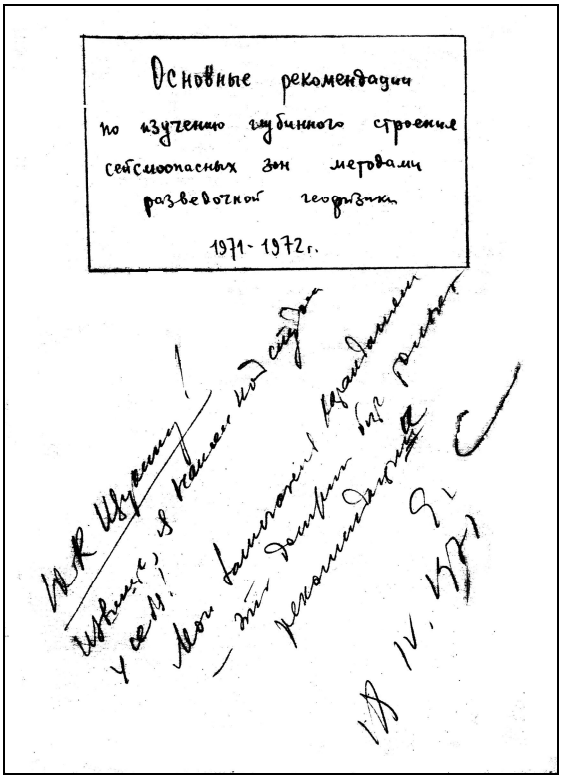
«**Евгений Федорович Саваренский** родился 18 июля 1911 года в городе Туле в семье инженера-геолога.

В 1932 году Е.Ф. Саваренский окончил Московский геолого-разведочный институт, в 1934 году защитил кандидатскую диссертацию, в 1949 году получил ученую степень доктора физико-математических наук, в 1950 году звание профессора, в 1966 году избран членом-корреспондентом АН СССР.

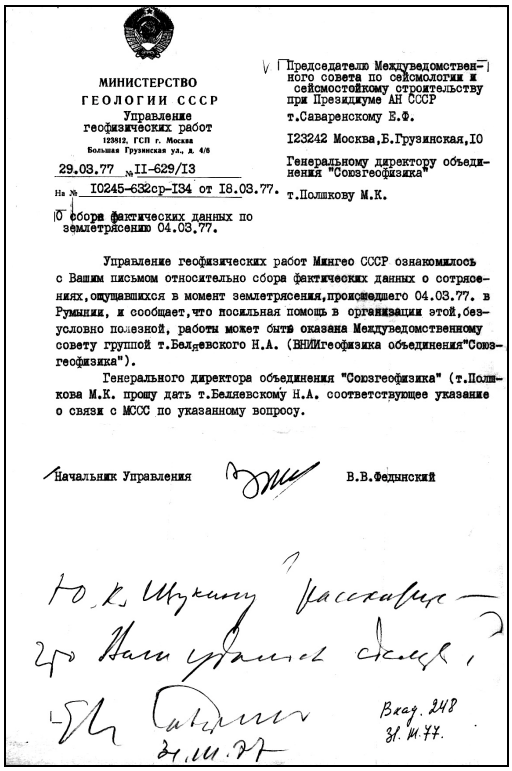
С 1931 года Е.Ф. Саваренский начал работать в Сейсмологическом Институте АН СССР, в 1949 году стал заведующим отдела сейсмологии Института.

С именем Е.Ф. Саваренского связано развитие новых методов изучения внутреннего строения Земли. Им была разработана методика интегральных оценок мощности земной коры по данным поверхностных волн, им также была развита методика изучения углов выхода сейсмической радиации и границ второго рода, что позволило упростить методы, применяемые при детальном изучении строения земной коры.

Для работ Евгения Федоровича характерна их прямая связь с практикой и народным хозяйством страны. Так, теоретическое и экспериментальное изучение микросейсм привело к созданию методики локации и прогноза циклонов и штормов. Проведенная при его участии реорганизация сети сейсмических станций СССР и переоборудование их новой аппаратурой позволили получить значительно более точные и принципиально новые данные, необходимые для изучения сейсмичности и решения проблем сейсморайонирования и сейсмостойкого строительства. Эти данные легли в основу фундаментального труда советских сейсмологов, выполненного под руководством Е.Ф.Саваренского и при большом его личном участии, – **Атлас землетрясений СССР**.



Основные рекомендации
по изучению глубинного строения
сейсмоопасных зон методами
разведочной геофизики
1971-1972 г.



МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР
Управление
геофизических работ
123812, ГСП г. Москва
Большая Грузинская ул., д. 4/6

29.03.77 №II-629/I3

На № I0245-632ср-I34 от I8.03.77.

О сборе фактических данных по землетрясению 04.03.77.

Председателю Междуведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР
т.Саваренскому Е.Ф.
I23242 Москва,Б.Грузинская,I0

Генеральному директору объединения "Союзгеофизика"
т.Поликову М.К.

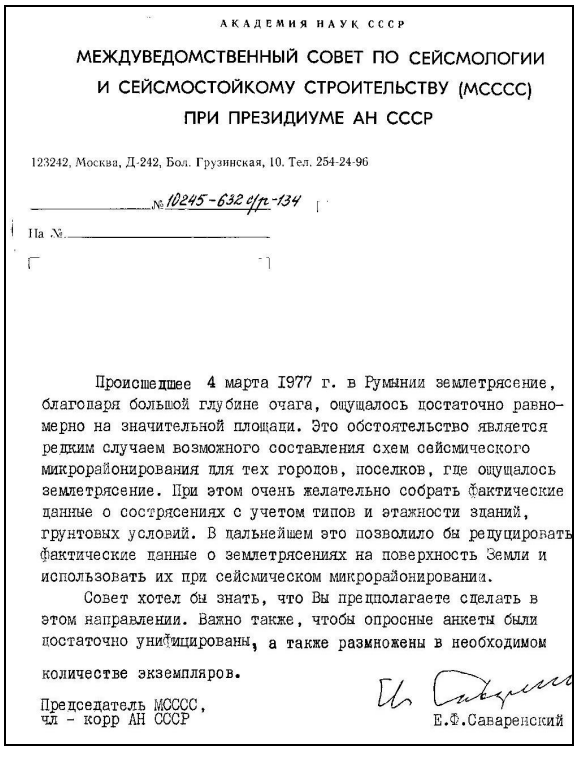
Управление геофизических работ Мингео СССР ознакомилось с Вашим письмом относительно сбора фактических данных о сотрясениях,ощущавшихся в момент землетрясения,происшедшего 04.03.77. в Румынии, и сообщает,что посильная помощь в организации этой,безусловно полезной, работы может быть оказана Междуведомственному совету группой т.Белевского Н.А. (ВНИИгеофизика объединения"Союзгеофизика").

Генерального директора объединения "Союзгеофизика" (т.Поликова М.К. прошу дать т.Белявскому Н.А. соответствующее указание о связи с МССС по указанному вопросу.

Начальник Управления В.В.Федынский

Ю.К.Щукину рассказать — что нам удалось сделать?
Е.Саварен
24.III.77

Вход. 248
31.III.77.



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ (МССС)
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АН СССР

123242, Москва, Д-242, Бол. Грузинская, 10. Тел. 254-24-96

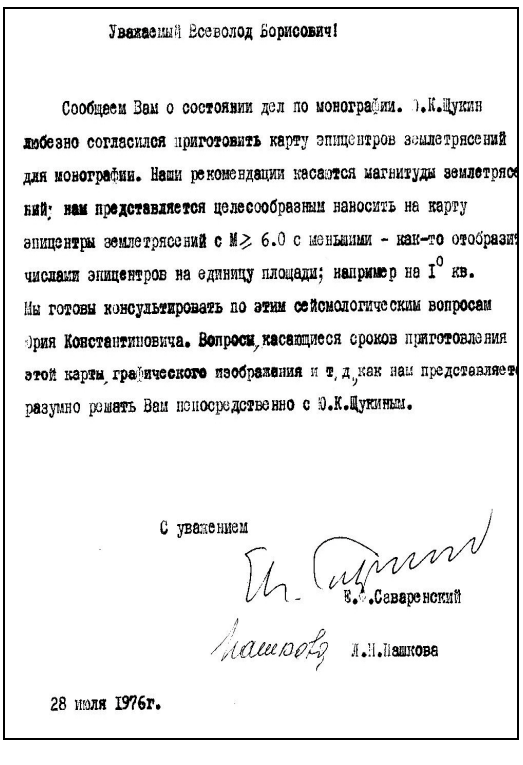
№ 10245-632 ср-134

На №

Происшедшее 4 марта I977 г. в Румынии землетрясение, благодаря большой глубине очага, ощущалось достаточно равномерно на значительной площади. Это обстоятельство является редким случаем возможного составления схем сейсмического микрорайонирования для тех городов, поселков, где ощущалось землетрясение. При этом очень желательно собрать фактические данные о сотрясениях с учетом типов и этажности зданий, грунтовых условий. В дальнейшем это позволило бы редуцировать фактические данные о землетрясениях на поверхность Земли и использовать их при сейсмическом микрорайонировании.

Совет хотел бы знать, что Вы предполагаете сделать в этом направлении. Важно также, чтобы опросные анкеты были достаточно унифицированы, а также размножены в необходимом количестве экземпляров.

Председатель МССС,
чл - корр АН СССР Е.Ф.Саваренский



Уважаемый Всеволод Борисович!

Сообщаем Вам о состоянии дел по монографии. Ю.К.Щукин любезно согласился приготовить карту эпицентров землетрясений для монографии. Наши рекомендации касаются магнитуды землетрясений; нам представляется целесообразным наносить на карту эпицентры землетрясений с M≥ 6.0 с меньшими - как-то отобразить числами эпицентров на единицу площади; например на I° кв.
Мы готовы консультировать по этим сейсмологическим вопросам Юрия Константиновича. Вопросы, касающиеся сроков приготовления этой карты, графического изображения и т.д.,как нам представляется разумно решать Вам непосредственно с Ю.К.Щукиным.

С уважением
Е.Ф.Саваренский
Л.Н.Пашкова

28 июля I976г.

Е.Ф. Саваренский – автор 180 научных работ. Для его книги «Элементы сейсмологии и сейсмометрии» (соавтор Д.П. Кирнос) и «Сейсмические волны» являются известнейшими в СССР и за рубежом руководствами по сейсмологии.

В 1935 году Е.Ф. Саваренский организовал в Сейсмологическом Институте АН СССР сейсмическую станцию «Москва» и с 1936 года являлся ее бессменным заведующим и научным руководителем. После катастрофического Ашхабадского землетрясения 1948 года на сейсмической станции «Москва» была организована служба срочных донесений обо всех ощутимых землетрясениях на территории СССР и о сильнейших землетрясениях мира. Центром службы срочных донесений становится сейсмическая станция «Москва». На ней круглосуточно собиралась и обрабатывалась информация о землетрясениях, поступавшая с многих сейсмических станций нашей страны.

С 1956 года по 1977 год Е.Ф. Саваренский возглавлял работу Совета по сейсмологии, который в 1967 году был преобразован в Междуведомственный Совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР.

Деятельность Е.Ф. Саваренского способствовала объединению теоретических исследований с инженерными приложениями сейсмологии. Чрезвычайно важной стороной работы Е.Ф. Саваренского явилась организация при участии Совета республиканских сейсмологических институтов.

Е.Ф. Саваренский вел большую работу по воспитанию научных кадров, подготовке специалистов в области сейсмологии. С 1947 года он читал курс сейсмологии на физическом, а позже на геологическом факультетах МГУ, а также на физическом факультете ЛГУ. В последние годы Е.Ф. Саваренский заведовал кафедрой сейсмометрии и геоакустики на геологическом факультете МГУ. Им подготовлено около 50 специалистов, защитивших ученые степени кандидатов и докторов наук. Некоторые из его учеников стали членами-корреспондентами Академии наук СССР и союзных республик. Под руководством Е.Ф. Саваренского проходили аспирантуру сейсмологи многих зарубежных стран. В течение многих лет он вел систематическую работу в качестве заместителя главного редактора журнала Известия АН СССР, серия физика Земли.

Евгений Федорович Саваренский внес большой вклад в развитие международной сейсмологии, занимая посты президента Европейской сейсмологической комиссии, вице-президента Международной ассоциации сейсмологии и физики земных недр, председателя Международной комиссии по поискам предвестников землетрясений, вице-президента Европейской ассоциации по инженерной сейсмологии, председателя рабочей группы 1.3. КАПГ, члена Консультативного комитета ЮНЕСКО по уменьшению сейсмической опасности. Он неоднократно возглавлял советские делегации на научных конгрессах и конференциях за рубежом.

За большие заслуги в развитии геофизической науки и воспитании научных кадров Е.Ф. Саваренский был награжден орденом Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, двумя орденами Знак Почета и медалями. За научные достижения в области сейсмологии Е.Ф. Саваренский награжден Президиумом АН СССР золотой медалью им. О.Ю. Шмидта.

Е.Ф. Саваренский скоропостижно скончался 22 января 1980 года в г. Москве».

(Из буклета программы всесоюзного совещания: «Развитие идей чл.-корр. АН СССР **Е.Ф. Саваренского в исследованиях по сейсмологии и сейсмостойкому строительству». К 75-летию со дня рождения**. – М., 1986. – С. 3-5).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЛУБИННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Ю.К. Щукин *(из доклада на сессии)*

Начиная с 1981 года разрабатывалась, а в 1984 году, на 27 международном геологическом конгрессе, была объявлена «Национальная программа комплексного изучения земной

коры и верхней мантии территории СССР», продиктованная большими масштабами геологоразведочных работ и возрастающими трудностями выявления новых месторождений полезных ископаемых. Важным звеном этой программы является создание прочной (глубинной геофизической) основы для решения фундаментальных вопросов геологии, геофизики, практической геотектоники, прикладной сейсмологии.

К таким исследованиям относятся, прежде всего, региональные геофизические работы и сверхглубокое бурение, обеспечивающие изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли. Важная роль в реализации этой программы принадлежит кооперативной деятельности организаций Мингео СССР и АН СССР, а в пределах Мингео СССР – Специальной региональной комплексной экспедиции (СРГЭ) объединения «Нефтегеофизика».

Проведенная комплексная интерпретация разнородных геофизических материалов для различных геотектонических зон позволила сделать выводы, позволяющие существенно приблизиться к пониманию структурных и динамических приповерхностных и глубинных неоднородностей и процессов.

1. Предположения о модели среды, которые были положены в основу интерпретации данных, слишком упрощены по сравнению со сложной реальной средой.

2. Установлена большая (значительная) как вертикальная, так и латеральная неоднородность в строении земной коры и всей литосферы, более глубоких горизонтов. Кстати, **Е.Ф. Саваренский** отмечал, что открытие очагов землетрясений на глубине несколько сот километров нанесло удар схоластическому противопоставлению земной коры ниже лежащей среде, якобы лишенной всяких неоднородностей и внутренних напряжений. Современные глобальные сейсмологические наблюдения и построения, дистанционные наблюдения с помощью искусственных спутников Земли, дают обильную и исключительно важную информацию о структуре и динамике больших глубин.

3. Выяснились сложные и неоднозначные взаимоотношения глубинных структур с приповерхностными геологическими образованиями, в том числе и разломами. Дискретность и континуальность структурных композиций среды обеспечивают, вероятно, существование и геодинамическую устойчивость среды в том виде, каким мы ее наблюдаем или инструментально измеряем.

4. В коре и мантии, наряду с геологическими (структурно-вещественными) границами отчетливо выражены границы отражающие, скорее всего, геодинамическое состояние среды. Волноводы на сравнительно небольших глубинах в коре до 10-15 км), вскрытые, например, Кольской сверхглубокой скважиной, могут рассматриваться как зоны интенсивного дислокационного разупрочнения среды (немало в этих вопросах поработал Н. Булин задолго до СГ-3). Природа волноводов многообразна и можно привести немало иных примеров, таких как литологической неоднородности, как флюидо- и металлоносных растворов и продуктов и др.).

5. Получены данные о скоростных неоднородностях вариациях их параметров по латерали и в вертикальном разрезе среды, т.е. в пространстве, а также во времени (например, в поле обменных волн – Армения, Туркмения, Казахстан – в пределах сейсмически и тектонически активных зон), что свидетельствует о вариациях локального и регионального напряжений в значительных объемах среды и в ее ключевых горячих точках.

Однако, как отмечал **Е.Ф. Саваренский**, такие явления и процессы слабы и маскируются экзогенными факторами. Земная кора, в которой происходят разрывы, приводящие к землетрясениям, очень неоднородна. Поэтому необходимы высокоточные наблюдения и в большом числе пунктов (Предсказание землетрясений. – М.: Мир, 1968. – С. 5).

6. Намечается возможная типизация сред по совокупности структурных и динамических признаков их геодинамической предрасположенности и минерагенической специализации.

Эти общие вопросы уже приходилось обсуждать не однажды, но каждый раз находится немало новых примеров, подтверждающих главный факт, с которым следует считаться,

как ни с каким другим – наша планета Земля динамична. Следует психологически перестроиться, чтобы понять и ряд новых тектонических явлений и процессов, происходящих далеко за пределами высокоактивных и сейсмически опасных территорий. (Это имеет весьма серьезное значение при проектировании и строительстве нестандартных современных промышленных и др. установок, объектов АС и др.).

7. Геофизически обосновано представление не только о расслоенности среды (коры и верхней мантии), но и о существовании крупномасштабных неоднородностей литосферы, контролирующих и регулирующих сейсмическую деятельность различного энергетического уровня, об активных зонах глубинных деформаций по их границам, а также линейных сейсмогенных структурах на разных глубинных срезах коры и верхней мантии. Здесь мы солидарны с высказываниями И.Л. Нерсесова и его соавторов о том, что в последнее время все большее признание получают представления о большой глубинности геодинамических процессов, приводящих к деформированию жесткой литосферы, сопровождаемому сейсмическими проявлениями. Поэтому **генезис коровой сейсмичности не может быть понят в отрыве от изучения геодинамической ситуации в литосфере и верхней мантии**.

Это заставляет усложнять комплексные геолого-геофизические построения и сосредоточить внимание на ряде других вопросов, таких как делимость литосферы на крупные блоки, различающиеся как режимами развития, так и интенсивностью современных геодинамических процессов. Каждый – из таких блоков, заключенный между активными контактами, обладает своим энергетическим уровнем и, судя по землетрясениям, определенной предрасположенностью среды к хрупким деформациям и смещениям определенного кинематического типа.

8. Важным положением является то, что **система геодинамического взаимодействия прослеживается до значительных глубин ниже земной коры**, показывая тем самым масштаб и интенсивность (энергию) современных геодинамических процессов, подчеркивает индивидуальные особенности строения активных объемов, вовлеченных в эти процессы.

9. К этому положению следует добавить еще **два важных аспекта глубинной геологии и геодинамики**:

Первое – это **коллективное взаимодействие ансамбля разноранговых структур**, расположенных на значительных расстояниях в разных геотектонических ситуациях. **Второе – энергетический отклик среды пассивных зон** на активные энергетические процессы в пределах сейсмичных и орогенических зон.

Примеры такого взаимодействия (его можно назвать по геологическому подобию – **резонансным**), можно привести, многие из них (примеры, районов гор Вранча или пустыни Газли наводят на грустные размышления, но обязывают к серьезному анализу глубинных геодинамических и сейсмологических ситуаций).

10. **Орогены и платформы с геодинамических позиций оказались на надрегиональном уровне в единой системе энергического взаимодействия крупномасштабных неоднородностей среды. Настало время перейти к построению нового поколения тектонических карт на глубинной геодинамической основе**.

Районирование крупных территорий отдельных регионов по степени геодинамической активности с неизбежностью повлечет за собой пересмотр ряда традиционных положений в вопросах сейсмогенезиса. Одно из них упоминалось выше: **платформенные регионы страны не столь спокойны, как предполагалось ранее**.

В связи с этим, **справедливо допускается Н.В. Шебалиным (1983) два крайних типа малой активности территории: «сейсмическое младенчество» и «сейсмическая старость» (не следует, конечно, исключать и третий тривиальный тип – «сейсмическую вялость»).** Определение типовой принадлежности изучаемой территории оказывается довольно важным и для решения этой задачи степень согласования геолого-геоморфологических, сейсморазведочных и сейсмологических данных играет первостепенную роль (с. 12).

Вот так постепенно и незаметно мы пришли от проблем глубинной геологии к вопросам прикладной сейсмологии. Это лишний раз подтверждает неразрывность, единство этих проблем, генетическую взаимосвязанность глубинного механизма преобразования среды, ярким (хотя и трагичным во многих случаях) проявлением которого являются землетрясения.

Заканчиваю свое сообщение высказыванием **Е.Ф. Саваренского** из его вступительного слова как председателя комиссии международной ассоциации по сейсмологии и физики недр Земли (МАСФНЗ) по поискам предвестников землетрясений в г. Ташкенте, на международном симпозиуме 27 мая – 3 июня 1974 года: **«Человечество с нетерпением ждет от современной сейсмологии способов предсказания времени и места будущих разрушительных землетрясений. Это одна из важнейших проблем современности. С особой надеждой и нетерпением ее решения ждут миллионы жителей сейсмоопасных зон Земли, ждут, чтобы уберечь самое ценное – человеческую жизнь»**.

Е.Ф. Саваренский любил людей, его окружали разные специалисты – сейсмологи, геофизики, геологи, строители, которым он подарил немало счастливых минут, дней и лет – благородного и плодотворного общения. Многие из ныне ушедших от нас – всегда с теплотой вспоминали, остальные же помнят до сих пор об этом чудесном человеке и талантливом Ученом. Он оперативно реагировал на все новое (например, «разведочная геофизика в сейсмоопасных зонах», или на опасные сейсмические события, например, землетрясение в районе гор Вранча, откликнувшееся в Москве и др. далеких от очага районах Европейской России). Некоторые рисунки в начале статьи – «бумажные свидетельства» наших общих дел, свершившихся или несостоявшихся.

РИЗНИЧЕНКО ЮРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ (1911-1981)
(к 100-летию со дня рождения)

О сейсмическом течении горных масс



Ризниченко
Юрий Владимирович

При макроскопическом рассмотрении тектонического течения горных масс в этом процессе можно условно выделить две части: действительно непрерывное в широком смысле пластическое течение и разрывно-непрерывное сейсмическое течение (1). В последнее входят упругие деформации, предшествующие отдельным землетрясениям, и сами эти землетрясения: от множества слабых, до редчайших сильных, катастрофических. Эти частные процессы, дискретные во времени и в пространстве, составляют как бы микроструктуру макроскопически квазинепрерывного сейсмического течения.

Сейсмические методы позволяют подойти к оценке той части полной деформации горных масс, которая обусловлена землетрясениями. В известной мере эти оценки могут относиться и к характеристике всего тектонического течения в целом, поскольку уровень сейсмичности является индикатором его интенсивности. Вообще же тектоническое течение в целом лучше охватывается (или должно было бы охватываться) методами не сейсмологии, а геодезии, геологии и геоморфологии.

В настоящем исследовании делается попытка теоретического рассмотрения сейсмического течения горных масс, обязанного смещениям при многочисленных землетрясениях, как части тектонического течения в больших областях. Макроскопические параметры течения горных масс – градиент скорости течения, среднее напряжение, эффективная вязкость – сопоставляются со свойствами материала горных пород и с количественными характеристиками сейсмичности.

Одна из насущных задач современной геологии и геофизики состоит в разработке комплексных количественных методов изучения движений материала Земли с использованием разнородных данных различных наук. Условий успешной совместной работы на этом поле для каждой из наук о Земле, в том числе – сейсмологии, является отыскание таких форм представления доступных ей данных, которые были бы непосредственно сопоставимы с данными других наук.

На этом пути здесь обсуждаются задачи, относящиеся лишь к компетенции сейсмологии. Рассматривается именно сейсмическая часть тектонического течения. Обсуждаются возможности расчета долговременных средних величин градиента скорости этого течения и некоторых других величин, сопоставимых с теми, которые могут быть получены другими методами из изучения медленных деформационных движений Земли. Свойства горных пород и характеристики деформирования при отдельных землетрясениях, а также общие статистические закономерности, присущие совокупностям землетрясений (закон повторяемости землетрясений), связываются с эффективными макроскопическими параметрами медленных движений Земли.

Это общее направление исследований отнюдь не являются новыми (2-4). Представляется, однако, что развиваемые в нашей стране детальные количественные методы изучения сейсмичности ([5,6] и др.) и получаемые ими результаты смогут влить в эти исследования новую струю.

Общий характер процесса и модель среды. Рассмотрим следующую простую схему возможного тектонического течения, включающего сейсмическое течение. Пусть А и В на рис. 1 – большие, сравнительно прочные, мало деформируемые области земной коры или верхней мантии, которые под действием внешних по отношению к интересующему нас процессу факторов (подкоровые течения, силы гравитационного уравновешивания при изменении объемов, связанном с разогреванием и охлаждением и др.) сдвигаются друг относительно друга, а С – промежуточная между А и В зона менее прочного, легко деформируемого материала. В ней и разыгрывается интересующий нас процесс тектонического течения – он обеспечивает возможность областям А и В взаимно сдвигаться.

В технике зоне С аналогичен слой смазки между трущимися твердыми частями А и В; в гидродинамике или аэродинамике – переходный слой жидкости (воздуха) между ненарушенной средой и движущимся в ней твердым предметом; в геологии – это может быть зона глубинного разлома, включающая главный разлом и его опережение, с соответствующими зонами дробления, или же часть активной геосинклинальной или активизированной платформенной области между двумя консолидированными глыбами или другими тектонически более спокойными областями.

На рис. 1 стрелками показаны относительные скорости смещения; за нуль условно принята точка в зоне *A*. Тонкие линии – линии тока. Места их сгущения – области наиболее интенсивных движений. Здесь градиенты скоростей самые высокие, здесь же следует ожидать и самой высокой сейсмичности.

Для количественного анализа естественно начать с рассмотрения установившегося квазипластического течения макроскопически однородного, но структурно неоднородного, твердо-текущего, внутренне разрушающегося и восстанавливающегося материала в плоскопараллельном слое *C* между двумя твердыми полупространствами *A* и *B*, спаянными с материалом слоя *C* вдоль его границ (рис. 2).

Материал в зоне *C* в целом находится в условиях однородного простого сдвига и на протяжении больших промежутков времени течет подобно вязкой ньютоновской жидкости. Очевидно, что течение это вихревое, с вращением частиц в целом (на рис. 2 – по часовой

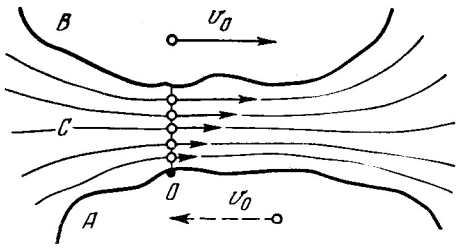


Рис. 1. Тектоническое течение в податливой зоне С, которая находится между двумя консолидированными взаимно сдвигающимися блоками А и В. *Сплошными стрелками показаны скорости смещения материала в зонах С и В относительно зоны А*

стрелке). Микроскопически же, структурно, это течение может быть, в принципе, как турбулентным, так и ламинарным. Мы здесь начнем рассмотрение с более простого, ламинарного случая, оставляя не менее важный турбулентный случай для дальнейших исследований.

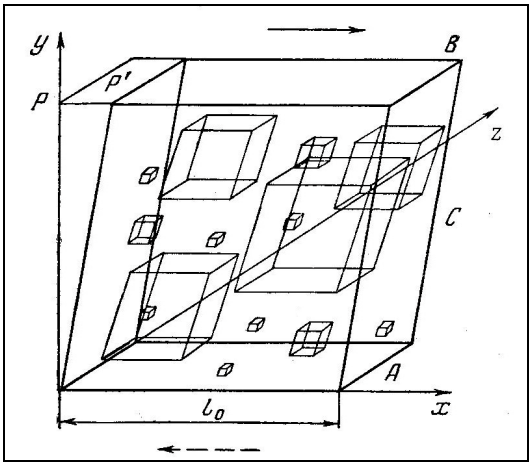


Рис. 2. Схема квазипластического течения материала в зоне *C*. *В макроскопически непрерывном сдвигаемом объеме показаны структурные «сейсмические элементы», которые упруго напрягаются, разрушаются, восстанавливаются в процессе течения*

Рассматриваемая модель микроструктуры материала примерно такова. Во вмещающее вязкое (или упруго-вязкое), деформируемое непрерывным образом «пластическое» вещество зоны *C* впаяны, подобно кристаллам в аморфную массу некой горной породы, «сейсмические элементы», в простейшем случае упруго деформируемые и хрупко разрушающиеся. Разрушаясь, они выделяют накопленную упругую энергию в виде сейсмических волн. После этого сейсмические элементы консолидируются вновь. Деформации и разрушение этих элементов и обеспечивают сейсмическую часть течения. Вмещающее пластическое вещество дает им возможность передвигаться, не нарушая квазисплошности среды в целом.

Между неразрушаемой пластической и разрушаемой сейсмической частями среды может существовать взаимный обмен материалом, но относительные количества материала того и другого рода в условиях стационарного режима должны оставаться, конечно, постоянными.

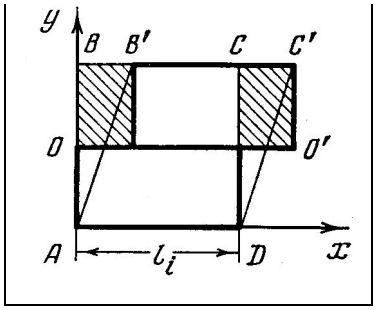


Рис. 3. Сейсмический элемент: *ABCD – в начальном ненапряженном состоянии, AB′C′ D – в предельно напряженном состоянии перед разрывом и AD / B′C′– в конечном ненапряженном состоянии после разрыва (по плоскости OO′) и высвобождения упругой энергии*

Размеры сейсмических элементов определяют накопляемую и излучаемую ими энергию. Эта энергия и частота разрывов элементов разной величины связаны между собой законом повторяемости землетрясений.

Строение, свойства и схема действия отдельных сейсмических элементов пусть будут таковы. В начальном недеформированном состоянии каждый такой элемент – куб с ребрами длиной *li* ориентированными по осям координат рис. 2. В процессе течения (рис. 3) куб этот линейно (гуковски) упруго деформируется, переходя в параллелепипед и накопляя при этом потенциальную упругую энергию, максимальная величина которой равна

$$E_j = \frac{\tau \max \varepsilon \max V_j}{2} \qquad (1)$$

Здесь $Vj = li^3$ – объем куба. По достижении предельной деформации ε max при предельном скалывающем напряжении τ max = μ ε max (μ – модуль сдвига) сейсмический элемент разрушается путем скола и разделяется на части, которые полностью распрямляются, выделяя в сейсмические волны всю запасенную ими упругую энергию (1). После этого сейсмический элемент прекращает свое существование, сливаясь с окружающей сплошной средой. Подобные сейсмические элементы, разной величины, возникают хаотически в разное время и в разных местах среды.

Каждый такой сейсмический элемент представляет собой, таким образом, известную модель сейсмического очага Рейда-Бениофа (7), со всеми ее известными недостатками (8). От нее требовать большего, чем это нужно для самых начальных грубых оценок. Но только они нас здесь и интересуют.

Главная особенность нашей схемы, в отличие от схемы Рейда-Бениофа, состоит в том, что мы сразу же вводим в рассмотрение совокупность таких сейсмических элементов, связанную законом повторяемости землетрясений.

Принятые здесь конкретные свойства сейсмических элементов – гукова упругость, хрупкая разрушаемость и др. – не являются существенной чертой развиваемого подхода. Элементы эти могут, и должны в дальнейшем, наделяться и более общими, теоретически и экспериментально лучше обоснованными реологическими и прочностными свойствами. Кое-что в этом направлении уже делалось (8,9). Локальные механизмы действия этих элементов также могут уточняться, что уже неоднократно предпринималось отечественными и зарубежными исследователями (10-15).

* * *

Исходя из сравнительно простых предположений о строении и свойствах структурно-неоднородного материала горных масс, мы провели сопоставление макроскопических параметров той части тектонического течения, которая определяется только сейсмичностью, со свойствами структурных элементов и количественными характеристиками сейсмичности в зоне течения.

В основу расчетов были положены следующие главные соображения: 1) об одинаковом перемещении центра масс макрообъема и составляющих его микрообъемов – «сейсмических элементов», что приняло форму закона сохранения количества движения; 2) о сохранении участвующего в процессе количества энергии при переходе ее от действующих внешних сил к потенциальной упругой энергии сейсмических элементов и далее к энергии сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. Этой же энергии приравнена вся энергия, диссипируемая процессом макроскопического течения горных масс; 3) о выполнении в процессе течения закона повторяемости землетрясений.

Допущения о реологических и прочностных свойствах компонент среды, принятые выше для конкретных расчетов, крайне схематичны и, конечно, должны быть уточнены при дальнейших исследованиях в данном направлении.

Представляется, что такие исследования помогут разработать комплексный количественный подход к изучению деформационных движений земной коры и верхней мантии при совместном использовании данных сейсмологии, геодезии, геологии, геоморфологии и других наук о Земле.

Автор выражает сердечную признательность В.И. Халтурину за дружескую дискуссию».

Динамика земной коры. – М.: Наука, 1965. – С. 56-62 (57-58).

КОСМИНСКАЯ ИРИНА ПЕТРОВНА (1916-1996)
(к 95-летию со дня рождения)

«Рассмотренный круг вопросов дает основание сделать заключение о возможностях современного метода ГСЗ и о главных направлениях развития основных его положений, а также высказать соображения о связях ГСЗ с другими методами.

А. О методе ГСЗ

1. ГСЗ входит в раздел методов сейсмологии взрывов. Этот метод базируется на регистрации глубинных волн от небольших взрывов в диапазоне частот 3-20 *гц.*

Изучение спектров глубинных волн и спектров микросейсм показало, что оптимальная полоса частот в ГСЗ при работах на суше и на море определяется резонансным характером спектра взрыва. Взрывы величиной в сотни километров химических взрывчатых веществ возбуждают сигналы, величины которых при частотах 8-12 *гц* на суше и 4-6 *гц* на море на больших удалениях сравнимы с



Косминская Ирина Петровна

фоном естественных региональных микросейсм. Фон микросейсм различен в разных районах (минимальные величины на частоте 10 *гц* составляют десятые доли ангстрема – $1 * 10^{-8}$ *см*). Эти уровни ограничивают реализуемую чувствительность аппаратуры, а тем самым и дальность регистрации, т.е. глубинность метода. Дальнейшее существенное повышение глубинности ГСЗ при сохранении его детальности возможно при условии введения новых методов распознания слабых сигналов на фоне помех как в области первых преломленных волн, так и в области последующих отраженных и преломленных волн, выделяемых на фоне более сильных регулярных и нерегулярных помех.

2. Разрешающая способность ГСЗ определяется используемыми частотами и детальностью систем наблюдений. Сложный характер волнового поля, наблюдаемый на материках, не дает возможности реализовать преимущества высоких частот на уровне отдельных волн, даже при непрерывном профилировании. В связи с этим в ГСЗ используется метод схематизации поля, при котором отдельные волны объединяются в группы. Длительность группы зависит от детальности наблюдений. Она обычно в два-три раза больше длительности волны, что приводит к соответственному понижению абсолютной разрешающей способности. Для континентальных разрезов коры при регистрации преломленных волн можно обнаруживать слои толщиной 8-10 *км*, а при использовании отраженных волн 2-5 *км*. Максимальная разрешающая способность ГСЗ реализована при непрерывном профилировании и совместном использовании годографов отраженных и преломленных волн и составляет в среднем 4-7 *км*.

Дальнейшее повышение разрешающей способности ГСЗ возможно в основном не за счет уплотнения систем наблюдений, которые уже и так очень сложны, а за счет более полной интерпретации сейсмических записей: использование широкополосных записей волнового поля с его последующим частотным анализом и выделением новых классов волн (обменных, поперечных), более детальное изучение докритической области отраженных волн, включение в количественную интерпретацию последующих волн в группах и т.д.

3. Современная количественная интерпретация данных ГСЗ основана на анализе характеристик главных групп глубинных волн. Разрезы, построенные по этим данным, схематичны и отражают только осредненные черты волнового поля, обусловленные в основном слоистостью среды.

Сравнение деталей структуры поля с ее схематическим представлением на уровне групп волн показало, что в условиях многослойной коры и мантии введение групповой корреляции сопряжено с рядом систематических погрешностей, которые выражаются в основном в том, что при менее детальных системах наблюдений значения скоростей в коре занижаются, что соответственно приводит к уменьшению глубины опорных границ, в том числе и границы М.

4. Способы геометрической и динамической интерпретации волнового поля в ГСЗ основаны на моделях с непрерывными границами. *Эти модели не отражают главной наблюдаемой особенности поля – прерывистости корреляции отдельных волн. Прерывность поля может быть вызвана рядом причин: неоднородностью границ – прерывистостью их свойств, волнистостью, шероховатостью, блоковостью нижней среды, а также явлениями интерференции разного вида волн, связанных с непрерывными гладкими границами.*

В связи с этим особое значение приобретает развитие исследований в области разработки теории сейсмических полей для сложных сред. Экспериментальные полевые и модельные исследования деталей волнового поля должны подготовить для теоретиков параметры соответствующих моделей.

Для уже освоенных теорий однородно- и неоднородно-слоистых моделей важно разработать программы расчета теоретических полей с учетом интерференции всех кинематических возможных волн, интенсивность которых находится в пределах динамического диапазона регистрирующей аппаратуры.

5. Многообразие наблюдаемых в разных тектонических зонах волновых полей ГСЗ отражает не только разнообразие в строении коры, но и полноту, и детальность систем наблюдений.

При системах разной детальности наиболее четко выделяются два типа полей – континентальный и океанический. Главными их элементами, которые можно надежно сопоставлять, являются группы волн, связанные с поверхностью консолидированной коры и с границей М – поверхностью мантии. Их характеристики являются эталонными для обобщения разно точных разрезов ГСЗ и сравнения их с результатами сейсмологических наблюдений.

6. *Новые представления о строении коры и верхов мантии, полученные на основе данных ГСЗ, существенно отличаются от прежних. Они свидетельствуют о достаточно дробном расслоении по скоростям всей толщи консолидированной коры и верхов мантии; о слабоволнистом рельефе глубинных сейсмических границ в пределах крупных, однородных по типу коры, блоков и о резких изменениях наклонов этих границ в зонах сочленения блоков; о неоднородности скоростных характеристик границы М; о наличии участков с нечеткими переходами от коры к мантии.*

Эти данные указывают на сложность процессов формирования коры, при которых большое влияние должны были оказывать последующие физические преобразования макронеоднородной блоковой коры, обусловившие почти повсеместное расслоение глубинного вещества по скоростям.

Основной задачей ГСЗ является дальнейшее изучение всех возможных деталей скоростных разрезов коры и мантии, в том числе и слоев с пониженными скоростями, которые позволили бы объяснить природу глубинной слоистости и блоковой макронеоднородности. Определяющее значение в решении этой проблемы и дальнейшем развитии ГСЗ будут иметь результаты глубинного бурения.

7. *Исходя из современных представлений о сложной слоистости коры и верхов мантии, совершенно ясным становится не только несоответствие старых понятий «о гранитно-базальтовой» коре новым данным, но и то, что сохранение этих отживших представлений сковывает мысли исследователей, которые пытаются уложить сложные процессы формирования многослойной среды в узкие рамки двух слоев.*

Б. О связи ГСЗ с другими методами

Развитие глубинных исследований связано с комплексным применением геофизических и геологических методов. ГСЗ в этом комплексе занимает важное место. Для многих методов разрезы ГСЗ являются опорными при интерпретации.

В связи с этим представляет интерес рассмотреть взаимоотношения ГСЗ с другими методами, имея в виду, что результаты разных методов, как правило, бывают взаимно полезными.

1. Глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) и глубинное сейсмическое и профильные наблюдния (ПСН). Разработка специальной методики изучения коры, основанной на использовании не только взрывов, но и землетрясений, является логическим продолжением идеи Г.А. Гамбурцева о создании экспериментальной сейсмологии. Ее целесообразность основана на соображениях как экономичности, так и расширения возможностей ГСЗ в сторону увеличения его глубинности и повышения детальности сейсмологических исследований в области изучения коры и мантии.

Физические предпосылки такого комплекса вытекают из общности типов регистрируемых волн, подобия систем наблюдений, близости диапазонов частот. Трудности состоят в создании универсальной аппаратуры, которая позволяла бы одновременно с одинаковой степенью точности регистрировать небольшие взрывы и землетрясения в широком диапазоне энергии. Частично эти трудности уже преодолены в современном варианте сейсмологической станции «Земля».

2. ГСЗ и гравиметрия. Благодаря изучению характера гравитационных полей и сравнению их с сейсмическими разрезами, современная гравиметрия располагает существенны-

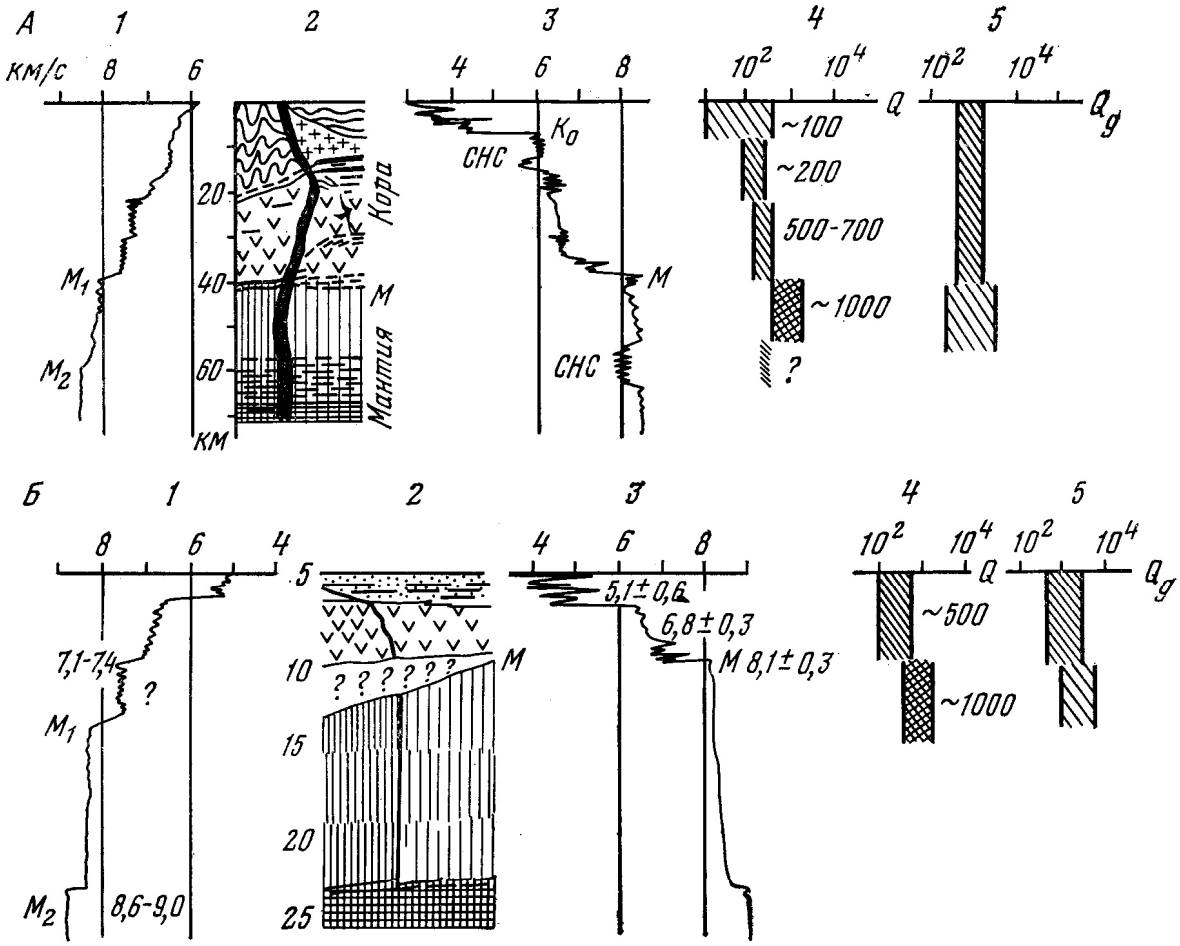
ми возможностями изучения глубинного строения коры на больших территориях . Однако при решении региональных задач выясняется, что корреляционные связи между сейсмическими разрезами и полем силы тяжести весьма разнообразны и могут существенно отклоняться от средних статистических для Земли в целом или для ее планетарных структур: материков и океанов. Это обстоятельство не всегда учитывается, что является причиной некоторых досадных недоразумений и ошибок. Так, иногда по данным гравиметрии рельеф глубинных границ строится с сечением изолиний, т.е. с точностью до 1 км, в то время как данные ГСЗ, которые при гравиметрических построениях были опорными, дают эти же границы с точностью в два-три раза меньше. Ясно, что подобная формальная точность является иллюзорной и может лишь вводить в заблуждение неспециалистов.

Отметим важное новое направление, которое вырисовывается при комплексной интерпретации сейсмических и других геофизических данных. Оно основывается на более тщательном изучении корреляционных связей не только между толщиной коры и гравитационными и магнитными аномалиями, как это делалось раньше, а между многими параметрами коры, в том числе не только геофизическими (Г.И. Каратаев и др.). При этом исследования идут как в методическом плане, так и в региональном: сравниваются конкретные ситуации. Особый интерес представляет такой подход для проникновения в глубины мантии. Обнаруживаются такие ее особенности, как степень намагниченности (А.Г. Гайнанов, Ю.В. Тулина и др.), возможность увеличения или уменьшения плотности для разных блоков, а последнее время и в пределах одного блока для разных глубин. Выявляются новые возможности совместного использования сейсмических и термических полей, а также данных глубинного магнитотеллурического зондирования.

Можно думать, что в результате обобщений геофизических данных по разным регионам можно будет при исследовании новых районов, особенно в океанах, существенно сократить объемы малодетальных рекогносцировочных наблюдений по ГСЗ, заменив их, гравиметрической съемкой и редкими опорными сейсмическими профилями с детальными системами наблюдений.

3. ГСЗ и геологические науки. Конечной целью глубинных исследований является не только определение строения оболочек Земли, но и объяснение тех процессов, которые их создали. Непосредственные результаты ГСЗ лишь фиксируют современную структуру коры. Переход к процессам требует их дальнейшего осмысливания. Такой переход затруднителен, если рассматривать только один изолированный район. Если же данные ГСЗ получены в нескольких разнотипных зонах, то сравнение строения коры для этих зон и сопоставление особенностей коры с геологической историей этих районов открывает возможность судить о направленности процесса. Этим подходом к интерпретации данных ГСЗ сейчас широко пользуются геологи и геофизики. При этом рассматривается эволюционный ряд коры – направленная последовательность разрезов для разных структур коры от геосинклинали к платформе, от континента к океану (П.Н. Кропоткин, В.В. Белоусов, А.А. Борисов и др.).

«В связи с получением новых, более детальных и многосторонних данных о строении коры выявляется необходимость в новом подходе к трактовке процессов ее образования и эволюции. В этом плане представляется особенно важным творческий контакт сейсмологов с геологами, физиками и геохимиками, так как геологическая (в широком смысле всех циклов геологических наук) интерпретация данных ГСЗ уже вышла за рамки геометрических представлений о глубине и рельефе границ. Она требует для объяснения их природы изучения процессов, связанных с состоянием и поведением глубинного вещества в условиях высоких давлений и температур, при которых возможно не только изменение плотности пород при закрытии пор и их расплавление, но и фазовые переходы твердых тел». **(Из кн. И.П. Косминская «Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии». – М.: Наука, 1968. – С. 209-213).**



Обобщенные сейсмические модели коры континентального (А) и океанического (Б) типов. Составила И. П. Косминская

1, *3* — скоростные кривые (СНС — слой низких скоростей, K_0 — поверхность консолидированной коры, М — граница Мохоровичича, M_1, M_2 — границы в мантии); *2* — геологический разрез для двух соприкасающихся блоков; *4* — график добротности Q^1; *5* — график прозрачности Q_g

Из кн. «Тектоносфера Земли», М., 1978, с. 185

ПАНАСЕНКО ГЕОРГИЙ ДАНИЛОВИЧ (1921-1998)
(к 90-летию со дня рождения)

Окончил геолого-маркшейдерский факультет Днепропетровского горного института (1947). Кандидат физико-математических наук ("Схема внутреннего строения Земли в свете космогонической теории О.Ю. Шмидта", 1951). С 1941 по 1946 гг. служил в Советской армии, участвовал в боевых действиях на Волховском фронте.



Панасенко Георгий Данилович

В 1951 году окончил аспирантуру при Академии наук Таджикской ССР с защитой кандидатской диссертации. Работал в сейсмологических организациях Украинской геофизической службы и геофизических партиях Таджикской ССР. До 1953 г. – доцент Таджикского сельхозинститута, с 1952 года – ст. научный сотрудник Института сейсмологии АН Таджикской ССР. В Геологическом институте Кольского научного центра РАН с 1954 г., ст. научный сотрудник, с 1989 г. – зав. лабораторией сейсмологии. Организовав и возглавив группу геофизики, обеспечил на ее базе создание сейсмической станции "Апатиты" и двух лабораторий – региональной

геофизики и сейсмологии и геодинамики. При нем развивались геофизические исследования по картированию и изучению глубинного строения геологических комплексов Кольского полуострова, изучению физических свойств пород, руд и минералов. Главные научные исследования были связаны с изучением глубинного строения земной коры и физики ее современных движений, сейсмичности и сейсмического режима северо-востока Балтийского щита, Фенноскандии, Европейского Севера СССР и Европейского сектора Арктики как основы сейсмического районирования территории. Под его руководством осуществлялись прецизионные наклономерные и геодезические измерения по выявлению вековых изменений упругих параметров и гравитационного поля Земли. По результатам исследований опубликовано 130 работ, в том числе 5 монографий. Был членом комиссий Единой системы сейсмических наблюдений (ЕССН) СССР, по сейсмическому районированию и по морской сейсмологии и цунами Межведомственного Совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР, членом подкомиссий и рабочих групп Европейской сейсмологической комиссии, комиссии по исследованиям современных движений земной коры геодинамических полигонах и по наклономерным исследованиям Междуведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР. За успешное выполнение планов НИР был награжден медалью "За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина" и удостоен Диплома Почета ВДНХ СССР. Награжден орденом Красной звезды, медалью "За победу над Германией". Георгий Данилович был из руководителей старшего поколения. В справке написано неверно – зав. лабораторией сейсмологии он стал не в 1989 г, а лет на 30 раньше. При организации ПГИ в 1961 г. его сейсмостанция уже носила статус лаборатории. Здание сейсмостанции было самым первым строением на территории Академгородка, и половину этого дома Г.Д. уступил нашей лаборатории космических лучей под нейтронный монитор и ионизационную камеру. Мы жили дружно и не раз, не имея своего хозяйства, побирались у сейсмиков.

Георгий Данилович провел почти всю войну в Иране, в советских окупационных войсках. При том богатстве ветеранов войны в те времена в Кольском филиале, я слышал и иронические замечания в его адрес – ну какой он там ветеран.

А вот как-то однажды мы с ним разговорились, он мне рассказал и про Иран, и про то, что было раньше. А раньше были две недели на Ленинградском (или Волховском?) фронте, на Синявинских болотах. Две недели под непрерывной бомбежкой, от которой некуда укрыться, когда под ногами и всем телом в воде и рядом умирающие от ран товарищи. Много это или мало?

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Г.Д. Панасенко

В настоящее время четко вырисовываются завтрашние перспективы интенсивного вовлечения в хозяйственное использование природных богатств советской Арктики, в частности шельфа арктических морей. Это предопределяет широкомасштабное освоение обширных территорий Крайнего Севера страны и обусловливает необходимость районирования их по многим природным факторам. Предстоящий быстрый рост объемов капитального строительства объектов промышленного и гражданского назначения диктует скорейшее осуществление общего районирования арктических областей СССР в целом или отдельными крупными частями и детального районирования территорий предстоящей застройки по фактору сейсмической опасности. Экстремально-суровые климатические условия Арктики и повсеместное развитие вечномерзлых грунтов вынуждают относиться к этой проблеме весьма серьезно.

До недавнего времени почти полное безлюдие арктических просторов и необоснованно укоренившееся представление о невозможности здесь эффективной хозяйственной дея-

тельности не способствовали изучению землетрясений в Арктике. Лишь при подготовке к МГГ (1957-1958 гг.) была создана редкая сеть сейсмических станций, нацеленных непосредственно на регистрацию арктических землетрясений. Но и сегодня, когда наличие в Арктике огромных минерально-сырьевых и топливно-энергетических ресурсов не вызывает сомнений, когда эксплуатация их представляется технически осуществимой и экономически выгодной, изучению происходящих здесь сейсмических событий уделяется совершенно недостаточно внимания. Сеть сейсмических станций по-прежнему остается редкой и не обеспечивает сбора материала с полнотой, которая была бы минимально достаточной для уверенного сейсмического районирования ее территории. Это хорошо видно из следующего.

За Полярным кругом, как известно, расположено около пятой доли континентальной части СССР, многочисленные острова и обширные мелководья арктических морей. Примерно треть их территории подвержена землетрясениям интенсивностью 5 баллов и более. И вот на этой огромной части страны, протянувшейся вдоль Полярного круга примерно на 7 тыс. км, функционируют только пять сейсмических станций – Апатиты, Хейс, Норильск, Тикси и Иультин.

Почти до 1960 г. информация о землетрясениях в Арктике поступала от сейсмических станций, расположенных на телесейсмических расстояниях в средних широтах Северного полушария. Но это были сведения лишь о сильных сейсмопроявлениях, и они не могли дать даже общего представления о сейсмичности арктической области планеты. Созданные в период МГГ в Субарктике и Арктике сейсмические станции заметно улучшили положение с изучением сейсмических явлений за Полярным кругом. Сложившаяся к 1960 г. сеть сейсмических станций уверенно регистрирует арктические землетрясения с магнитуды 4,5 и более, а для отдельных частей региона и более слабые – с магнитуды 4. Землетрясения слабее за редким исключением современной сетью станций не регистрируются. В результате складывающиеся представления о сейсмичности Арктики неполны и односторонне отражают действительность, поскольку слабые землетрясения, изучение которых дает многое для выявления пространственно-временных вариаций сейсмичности и более правильного понимания связи ее с геологическим строением региона и развивающимися в его пределах геодинамическими процессами, не участвуют в их формировании. Единственный путь кардинального решения проблемы – это развитие сети сейсмических станций в Арктике. Однако его реализация сталкивается с множеством сложностей, преодолеть которые порой очень нелегко. Сейсмическая станция – это небольшое научно-исследовательское подразделение обсерваторского типа, которое обслуживают 3-4 человека. Учреждение со столь малочисленным персоналом в Арктике самостоятельно даже существовать не сможет. Станцию приходится располагать не там, где это необходимо науке, а там, где имеется минимально развитая общедоступная инфраструктура жизнеобеспечения и надежная связь, действующая круглосуточно. Для станции необходимы соответственные помещения. Но, чтобы построить их, нужно затратить немало усилий и средств. Станцию следует укомплектовать квалифицированными сотрудниками и обеспечить их своевременную смену, что также непросто.

Работа в этом направлении уже ведется. Мы ожидаем, что в ближайшее время сеть сейсмических станций в Арктике несколько пополнится. Но пройдут годы, прежде чем с их помощью будет собран материал, статистически минимально достаточный' для целей общего сейсмического районирования.

Карты общего сейсмического районирования, как известно, строятся в первую очередь на данных об эпицентрии, макросейсмике, энергетических параметрах очагов и временном распределении землетрясений и с учетом сведений о геолого-тектонических особенностях территории; карты детального и микросейсмического районирования – с обязательным привлечением данных по инженерной геологии районируемых площадей. Полнота и надежность исходных материалов определяют представительность результатов построения.

Сейсмологи в настоящее время не располагают данными о сейсмичности Арктики, которые бы обеспечивали даже самые скромные запросы практики. Тем не менее, жизнь уже сегодня требует иметь пусть самое общее и предварительное представление об уровне сейс-

мической опасности тех районов, освоение которых уже стоит в повестке дня. Таким первоочередным районом является Баренцевоморский шельф. С учетом объективных недостатков Исходного материала – малочисленность, недостаточные надежность и представительность – построена предварительная схема общего сейсмического районирования шельфа. Описание исходных данных в сопоставлении со сведениями о геологическом строении и историей геологического развития Баренцевоморской платформы с возможной на современном этапе детальностью, а также принципы построения карты и схемы приведены в работе [1]. Поэтому остановлюсь лишь на самых общих чертах сейсмичности региона.

Эпицентры землетрясений располагаются в основном по периферии платформы вдоль ее южной, западной и северной окраин. В центральной части, на востоке и юго-востоке ее до 1982 г. достоверно не отмечено ни одного землетрясения.

Сейсмичность Мурмана-Финмаркена обусловлена межблоковыми движениями земной коры в зоне сочленения Балтийского щита с Баренцевоморской платформой. Наиболее существенна она на участке от о. Кильдин до мыса Нордкин, где интенсивность сотрясений может достигать 5, а местами и 6 баллов со средней повторяемостью (ориентировочная оценка) один раз в 50-100 лет [2].

Сейсмичность западной окраины платформы, района Шпицбергена и вдоль ее северной границы есть следствие процессов расширения океанического дна, интенсивно протекающих в рифтовой зоне Северо-Атлантического хребта, особенно в районе Шпицбергенского разлома, хр. Книповича, а также вдоль хр. Гаккеля в Центрально-Арктической котловине. Повышенная сейсмичность присуща южной части Поморского континентального уступа, где интенсивность сотрясений может достигать 6 баллов, району Шпицбергена, юго-восточнее которого сотрясения могут достигать б и даже 7 баллов со средней повторяемостью один раз в 10-20 лет, и району континентального уступа Брусилова, южнее которого, вплоть до Земли Франца-Иосифа, можно ожидать сотрясения порядка 5-7 баллов, а вблизи уступа – до 8 баллов.

Отсутствие достоверно отмеченных сейсмопроявлений в центральной части Баренцевоморской платформы и, особенно, на ее востоке и юго-востоке удивляет, хотя, возможно, это отражает действительность. На Новой Земле и в пределах хр. Пай-Хой отчетливо видны следы новейших и современных вертикальных движений земной коры. Не исключено, что происходящие здесь сейсмические события из-за несовершенства территориального размещения сейсмических станций ближайшими из них не регистрируются. Землетрясение на Шпицбергене 18 января 1976 г., нанесшее заметный урон сооружениям расположенных там советских и норвежских угольных шахт и поселков, показало существование реальной сейсмической опасности для них и населения. В этой связи, помимо общей оценки уровня сейсмической опасности для советских шахт и пришахтных поселков, данной на схеме ОСР Баренцевоморского шельфа, проведены специальные сейсмометрические и инженерно-геологические исследования, которые позволили осуществить микрорайонирование поселков Баренцбург и Пирамида.

Опыт выполненных работ по общему сейсмическому районированию Баренцевоморского шельфа и района Шпицбергена и по сейсмическому микрорайонированию поселков и промплощадок рудников Баренцбург и Пирамида показал, во-первых, насущную необходимость развития сети сейсмических станций в Арктике, а во-вторых, возможность составления на имеющемся уже материале предварительных общих оценок уровня сейсмической опасности для отдельных регионов и осуществления микрорайонирования при условии обеспечения этих работ соответственным объемом инженерно-геологических изысканий. Вопрос о детальном сейсмическом районировании тех или иных частей территории упирается, помимо необходимости обеспечения определенным минимумом сейсмологических данных, в степень изученности их геологического строения и наличия, в частности, сведений о разрывной тектонике и проявлениях активности ее элементов в голоцене и в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Панасенко Г.Д., Загородный В.Г., Ассиновская Б.Л.. Кременецкая Е.О. Общие геолого-тектонические черты и сейсмичность Баренцева моря. – Апатиты: изд. КФАН СССР, 1983. – 69 с.
2. Панасенко Г.Д. Сейсмичность восточной части Балтийского щита // Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. – Апатиты: изд. КФАН СССР, 1980. – С. 7-24.

ЯНШИН АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ (1911-1999)
(к 100-летию со дня рождения)



Яншин Александр Леонидович

Давайте посмотрим на А.Л. Яншина глазами его ровесника, Льва Исааковича Красного, которому в этом году исполнилось бы тоже 100 лет.

«Необычная по содержанию книга охватывает рукописное наследство крупнейшего ученого геолога Александра Леонидовича Яншина. Она дает возможность читателям познакомиться с обсуждением в течение полустолетия различных научных дисциплин в виде неизданных отзывов на статьи, книги, диссертации, а также рекомендации по поводу присуждения премий, ученых званий и степеней. Значение этого труда, тщательно собранного доктором философских наук Ф.Т. Яншиной, очень велико. В нем содержится развитие идей, волновавших геологов и все человечество в XX столетии.

Прослеживая содержание книги, легко заметить, как с годами менялись интересы Александра Леонидовича. Постепенно обсуждались не только региональные темы, но и глобальные проблемы. Все опубликованные сейчас материалы показывают высочайшую эрудированность их автора во всех областях наук о Земле. Следует также отметить изумительную память академика А.Л. Яншина. Так, рассматривая статью М.П. Толстого «Истории взглядов русских ученых о развитии Земли», он упоминает книги Мора «Geshichteder Erde» (1865), Фольчера «Erde and Ewigt Keit», Гопкинса «Reserches of physical geology» и др. В пространном отзыве на диссертацию М.П. Фивега перечисляются десятки фамилий русских, английских, индийских, американских ученых, исследовавших проблемы солеобразования в разных странах с точным перечислением статей, которые не использованы в диссертации.

В 50-60-е годы прошлого века в публикуемых материалах преобладали отзывы на статьи и диссертации, близкие к научной деятельности А.Л. Яншина в Южном Приуралье, Казахстане и Средней Азии. Рассматривая работы, посвященные спорово-пыльцевым комплексам мезозоя и кайнозоя, он предупреждает, что в ряде случаев они дают искаженное представление о составе растительности. Имеет место только недочет эволюции экологии организмов и «… чересчур прямолинейный актуализм в палеогеографических реконструкциях» (с. 22). Тема осторожного использования метода актуализма повторялась и в дальнейшем.

В конце 1960 годов в отзывах на работы, присылаемые Александру Леонидовичу, широко прозвучали темы, относившиеся к тектонике Русской платформы, Западно-Сибирской плиты и сопредельных территорий. Здесь особенно важно подчеркнуть поддержку А.Л. Яншиным критики идей планетарных фаз складчатости. На примерах новых данных по геологии ряда районов Германии (Гарц, Тюрингия) он показал несостоятельность «катастрофизма Штилле». Характеризуя фундамент и чехол Западно-Сибирской плиты (с. 103-104; 107-115) было сделано ряд принципиально важных замечаний, не потерявших значения и в наши дни. Так, много внимания было уделено «промежуточному» структурному ярусу, залегающему между фундаментом и мезозойским чехлом. Несомненная его гетерогенность доказана всеми последующими работами.

Позднее тематика отзывов, а также количество различных трудов, представленных к печати, значительно расширились. Уже в 1960 годы, когда только начал возникать интерес к океанической геологии, Александр Леонидович подробно разобрал по главам программу монографии «Тихий океан» (с. 74-79). Он указал на необходимость дополнить ее геофизической характеристикой дна, включая сейсмичность, распространением полезных ископаемых, бурением. Особенно важно следующее указание: «Освоение американского и японского опыта может в корне изменить экономику нашего Дальнего Востока, так как основные запасы дефицитной на всем востоке Азии нефти, несомненно, лежат под водами Охотского моря» (выделено мной – Л.К.). Эти вещие слова, сказанные в 1962 г., полностью оправдались в наши дни (с. 79). Пожелания Александра Леонидовича были приняты во внимание и через 20 лет, в 1982 г., когда была дана развернутая рекомендация десятитомного издания «Океанология» для представления к Ленинской премии (с. 153-156).

Заслуживают внимания и весьма благоприятные отзывы на докторские диссертации, посвященные активным (К.Ф. Сергеев, с. 118-133) и пассивным (А.Ю. Юнов, с. 160-163) окраинам континентов, расположенных в граничной области сочленения с Тихим и Атлантическим океанами. Здесь Александр Леонидович также смотрел далеко вперед. Он отметил «…огромное структурно-геоморфологическое своеобразие вулканических островных дуг и отсутствие их аналогов в далеком геологическом прошлом на Урале и в Казахстане (с. 121). Далее было подтверждено, что Южно-Охотская (Курильская) глубоководная впадина является результатом очень интенсивных (по автору отзыва – клинораздвиговых) молодых опусканий. Обсуждая геологию Западно-Африканской пассивной окраины, он выделил данные о том, «…что не только шельфы и континентальные склоны, но и прилегающие к подножию последних части глубоководных впадин … представляют опустившиеся участки былых континентов» (с. 161). Сделан акцент на высокую перспективность нефтегазоносности подводных окраин Африки.

Высказанные в ряде отзывов резко негативные оценки научных взглядов некоторых ученых, в том числе и наделенных высокими степенями и званиями, объясняются его твердым убеждением в их ошибочности и даже вредности. Так, присланная ему статья академика А.Ф. Трешникова «Ноосфера, или Географическая среда?» – содержит ряд «нелепых» рассуждений, искажающих мысли «нашего великого ученого В.И. Вернадского» (с. 291). Разгромные отзывы последовали на статью Д.Н. Михалева «Синтетическая теория Земли», диссертацию Н.Х. Белоус и работу В.И. Жигало. Последняя посвящена научной экспедиции музея им. Вернадского. Рассматривая ее, А.Л. Яншин приходит к следующим выводам: 1. Концепция… для музея имени В.И. Вернадского, «непригодна» и должна быть забракована. 2. Сам В.И. Жегало должен быть немедленно отстранен от заведования сектором экспозиции музея, пока он не начал проводить губительную «концепцию» в действие. В двух отзывах в 1964 г., совместно с Н.А. Штрейсом (с. 270-280) и в 1980 г. (с. 328-331) в достаточно жесткой форме дается отрицательное заключение на выдвижение на соискание Ленинской премии работ широко известного в Советском Союзе и за рубежом тектониста В.В. Белоусова. Такая оценка была вызвана принципиальным расхождением взглядов на преобладание в земной коре вертикальных (В.В. Белоусов) или горизонтальных (А.Л. Яншин, А.В. Пейве и др.) движений. Правда, первый из этих отзывов заканчивался словами: «… эта книга («Основные вопросы тектоники» – Л.К.) была крупным событием в развитии советской геологической науки и что троекратное издание ее было полезно, так как привлекло внимание широких кругов геологов к обсуждению и исследованию крупных проблем тектонического строения и развития земной коры» (с. 280). Обширные новые данные о глубинном строении Земли, полученные уже после смерти А.Л. Яншина, показали, что в новом витке знаний ряд геологов и географов (Н.И. Павленкова, К. Сторетвердт, И.А. Резанов и др.) пришли к идеям, созвучным идеям В.В. Белоусова.

В последней четверти XX в. в отзывах на статьи с особой силой прозвучала тема рационального использования природных ресурсов (1991), охраны природы (с. 254-255) и проблемы экологии (с. 245-246; 292). Критически рассматривая словник предлагаемой «Энцик-

лопедии по охране природы», он напомнил об ответственности ее составителей. Энергично поддерживая издание журнала «Экология и жизнь», Александр Леонидович выразил надежду, что он поможет воспитать новое экологически грамотное поколение и будет содействовать активизации «зеленого» движения страны. В конце письма к Ю.П. Гачеву, академику РАМН, он высказывает недоумение, «почему… не упоминается радиационное загрязнение нашей страны… Ведь в этом отношении Россия самая грязная страна Мира» (с. 246).

У Александра Леонидовича была четкая оценка стратегической безопасности России. В двух отзывах на докторскую (с. 236) и кандидатскую (с. 247-248) диссертации он обсудил проблемы политической, социальной (включая продовольственную) безопасности. И еще раз подчеркнул значение экологической и даже эпидемиологической опасности.

Авторитет А.Л. Яншина был настолько велик, что к нему обращались с просьбами об отзывах и оценках монографий и статей из республик и краев Советского Союза от Кольского полуострова до Кавказа и от западных границ до Курильских островов. В рецензируемой книге можно найти соответственно данные о геологии Эстонии, Белоруссии, Украины, Башкирии, Армении, Узбекистана, Туркменистана, Казахстана, а также Болгарии, Румынии и Монголии. Будучи много лет научным руководителем крупной экспедиции в МНР, он особое внимание уделял Хубсугульскому фосфоритоносному бассейну (с. 116-117; 202).

У А.Л. Яншина было особое отношение к Сибирскому отделению Академии наук. Давая высокую оценку труду Г.И. Марчука «Наука Сибири» (с. 166-168), он заметил, что «из брошюры не видно, что Новосибирск стал главным научным центром всей громадной зауральской территории нашей страны». Другие статьи по геологии и минерагении Сибири подверглись подробному обсуждению и сопровождались существенными рекомендациями. Это относится в первую очередь к Западно-Сибирской плите, Алданскому щиту, к Селигдарскому и Ошурковскому апатитовым месторождениям. Он также активно поддержал работы в Сибири по проблеме мерзлотоведения (с. 326-328).

Добрые слова нашел Александр Леонидович по отношению к двум сотрудникам ВСЕГЕИ. Так, он высоко оценил достижения Антонины Георгиевны Бер, ее стратиграфические исследования в Арало-Тургайской низменности и Западной Сибири. Особенно было подчеркнуто открытие ею юрских вулканитов в пределах Кустанайской котловины. Автору рецензии особенно дорого высказывание о докторской диссертации Вадима Ивановича Драгунова. По мнению А.Л.Яншина, автор научного доклада обладает «огромной эрудицией в учении о формациях».

Ниже я приведу дословно письмо, написанное мне А.Л. Яншиным 5 февраля 1992 года.

«Дорогой Лев Исаакович! Большое спасибо Вам за присланный мне оттиск Вашей интересной статьи об ангулярной (угловой) тектонике. Эта важная тема Вашими предшественниками, на которых Вы ссылаетесь, а Вам удалось, мне кажется, ее фундаментально развить. Очень интересна Ваша попытка увязать угловые структурные клинья с определенным набором полезных ископаемых. Желаю успеха в дальнейшей работе. Ваш Яншин».

Удивительным было отношение Александра Леонидовича к многочисленным (их десятки, сотни) просьбам. Вот некоторые примеры. 3 мая 1961 г: «В Москве меня закрутили разные дела, причем мое здоровье заметно ухудшилось. 18 апреля я снова лег в больницу…» (с. 81); 19 февраля 1995 г.: «Простите, что задержал оценку присланного … автореферата Вашей докторской диссертации. Около Нового года был сильно занят, а потом болел» (с. 141); 12 мая 1996 г.: «Весь апрель я провел в разъездах…, но за праздничные дни начала мая имел возможность внимательно прочитать присланную мне Вашу книгу» (с. 245). Не часто встречается среди ученых такое исключительное внимание к другим.

Заканчивая обзор книги «Из неопубликованного» А.Л. Яншина, следует еще раз подчеркнуть ее значение как специфического документа в истории знаний. На стр. 148 приводится цитата из статьи В.И. Вернадского, опубликованной в 1927 году.: «…историческое изучение является единственной возможностью их быстрого проникновения в научную

мысль и единственной формой критической оценки, позволяющей отличить ценное и постоянное в огромном материале этого ряда, создаваемое человеческой мыслью».

Тот, кто не пожалеет времени, чтобы вчитаться в рецензируемый труд, получит обширное представление, как развивалась геологическая мысль в XX в. Он может не согласиться с некоторыми оценками, но, несомненно, получит глубоко продуманную информацию, принадлежащую выдающемуся исследователю наук о Земле.

Л.И. Красный – О книге. А.Л. Яншина «Из неопубликованного». – М.: Наука, 2003. – 364 с. (журн.: «Региональная геология и металлогения, № 23, 2005, с. 166-168).

КОСЫГИН ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ (1911-1994)
(к 100-летию со дня рождения)

ДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ



Косыгин Юрий Александрович

«В качестве динамической системы можно рассматривать любой геологический процесс (если он может быть выделен в природе как органичная целостность ряда элементов состояний, частных процессов), обусловленный определенными их связями и отношениями (например, скоростями изменения состояний), образующими ее структуру. Очевидно, любые геологические процессы, описываемые, например, в общих руководствах по физической геологии (эрозионные, суффозионные, абразионные, элювиальные, вулканические, сейсмологические, седиментационные, диагенетические и др.), а также в региональных работах, могут быть представлены в виде динамических систем.

Геологические процессы. Под геологическими процессами следует понимать такие процессы, в результате которых изменяются размеры, форма, состав, структура или расположение геологических тел, или же разрушаются старые и формируются новые геологические тела.

По аналогии со статическим пространством, по-видимому, возможно использование понятий неполно определенного (таблицы измерений состояний или положений тела в последовательные моменты времени) и полно определенного (кривая или диаграмма, составленные по этим таблицам) динамического геологического пространства; первое соответствует уровню наблюдений, второе – уровню конструктов или моделям. Можно также представить себе сложную динамическую систему – систему взаимосвязанных (взаимозависимых) процессов. В таком случае элементарная динамическая система (простой геологический процесс) выступает как элемент сложного геологического процесса. В структуру сложной системы кроме скорости изменения входят также причинно-следственные связи. Например, с элементарным геологическим процессом, заключающимся в изменении температуры геологического тела, может быть функционально связан процесс изменения его пористости или минерального состава; или же с процессами переноса течением реки некоторой минеральной массы может быть функционально связан процесс изменения ее гранулометрического состава.

Среди геологических процессов можно различать геологические процессы физической, химической и биологической (биохимической) природы. Особо могут быть выделены процессы радиоактивного распада, которыми занимается радиогеология, техногенные процессы, вызванные деятельностью человека, его воздействием на природу. К последним относятся проседание поверхности Земли и образование карста над подземными горными выра-

ботками, изменение размеров и положения залежей флюидов (нефти, газа, природных вод) под воздействием разработки месторождений, различные изменения в геологической деятельности рек и озер в связи с гидротехническими сооружениями и т.д.

Геологический процесс может быть однородным, если все входящие в него элементарные процессы имеют одну и ту же природу, и неоднородным, если природа этих элементарных процессов различна. Среди геологических процессов могут быть выделены различные их виды по геологическим результатам. Таковы, например, процессы выветривания (механической, физической, химической, биохимической природы), процессы денудации, заключающиеся в разрушении земной поверхности за счет различных факторов (речного размыва – эрозии, выпахивания ледниками – экзарация, разрушения наступающим на сушу морем – абразия и др.), процессы переноса и отложения осадков, процессы диагенеза, метаморфизма, образования кристаллических горных пород, вулканизма, сейсмичности, тектогенеза и т.д.

Ю.Ф. Левинсон-Лессинг (100) делали по этому признаку все геологические процессы на: 1) вулканические (в широком смысле, включая глубинный вулканизм, т.е. плутонизм); 2) денудационные и 3) дислокационные.

Геологические процессы принято делить по генетическому признаку на: 1) экзогенные, происходящие за счет солнечной энергии на поверхности Земли, и 2) эндогенные, вызываемые внутриземными источниками энергии.

Применение понятия «динамические системы» в геологии и, в частности, в тектонике ограничивается современными геологическими (тектоническими) процессами, т.е. процессами, которые можно непосредственно наблюдать и измерять или же моделировать по экспериментальным и теоретическим данным. Представления же о процессах прошлого, не наблюдаемых непосредственно, а реконструируемых по наблюдениям в статических геологических системах с использованием метода актуализма, выходят за рамки динамических систем. Это связано, в частности, с тем, что методика изучения геологических процессов прошлого и современных геологических процессов существенно различна. Можно назвать по крайней мере три метода исследования современных геологических процессов: 1) метод наблюдений, 2)экспериментальный (экспериментальная геология, (экспериментальная тектоника) и 3)теоретический и, соответственно, три типа моделей процессов, которые обозначим Дн, Дэ, Дт.

В первом случае геологические процессы изучаются методом непосредственных наблюдений посредством часов. Под часами понимается любой природный периодический процесс (от качания маятника до обращения небесных светил), который может быть положен в основу системы отсчета времени. Поэтому мы будем считать непосредственными не только те наблюдения и измерения, которые сделаны одним лицом, но и те, которые сделаны многими лицами, в частности жившими в разных районах в разное время, но пользовавшимися единой системой отсчета времени, например летоисчислением.

Во втором случае геологический процесс моделируется в лабораторных условиях. По модели (Дэ) процесса (или системы процессов) можно судить об его элементах, которые недоступны для наблюдения в природных условиях (например, глубинные процессы). Таким образом, экспериментальный метод позволяет создавать более расширенные модели современных геологических процессов, чем модели, которые могут быть построены на основе непосредственных наблюдений (Дн). В частности, экспериментальные модели (Дэ) позволяют судить о возможных причинно-следственных связях между природными геологическими процессами или состояниями. Гипотезы о таких связях позволяют проектировать исследовательские работы, направленные к обнаружению этих связей в природе.

В третьем случае осуществляется теоретическое исследование геологических процессов на основании законов и методов механики, физики и химии. При этом обычно решается вопрос, что может и что не может иметь место с позиции этих законов в геологическом про-

цессе. Теоретические исследования наряду с экспериментальными, дополняя непосредственные наблюдения, позволяют создавать расширенные модели процессов, подлежащие практической проверке в условиях реального (природного) современного геологического процесса.

Поясним соотношения теоретических исследований с наблюдением и экспериментом. Так, Ф. Тернер и Д. Ферхуген, рассматривая вопрос о фазовых превращениях в горных породах, пишут: «Лабораторные эксперименты не в состоянии, по-видимому, дать ясной и полной картины того, что происходит в земной коре. Несмотря на огромное количество экспериментальных работ по синтезу гидротермальных минералов, способ их образования до сих пор не ясен. Мы должны, следовательно, пользоваться более мощными средствами и общими основными законами; естественно, что мы в первую очередь обращаемся к термодинамике – науке, показывающей, что возможно и что невозможно, а также определяющей пути развития процесса. Существуют общие законы, управляющие всеми превращениями; нет никакого сомнения, что им должны подчиняться даже массивные горные породы» (155, стр. 14).

По Б. Гутенбергу (63, стр. 17), «большинство сведений о свойствах и процессах, происходящих в Земле глубже самой верхней части земной коры, мы получаем, применяя теоретические выводы к явлениям, наблюдаемым на земной поверхности». В качестве примера он приводит использование наблюдаемых времен пробега упругих волн внутри Земли для вычисления скорости этих волн на различных глубинах, а также изучение жесткости внутренних частей Земли по наблюдениям над твердыми приливами. Однако построение моделей глубинных процессов часто может включать экстраполяцию теоретических положений (за пределы той области, в которой они справедливы» (63, стр. 18).

Исследования современных глубинных процессов, несмотря на недостаточность непосредственных наблюдений и слишком отдаленных экстраполяцией экспериментальных и теоретических данных, тем не менее, коренным образом отличаются от исследования процессов геологического прошлого. В первом случае в принципе возможна постановка дополнительных исследований, направленных к проверке соответствия построенной модели процесса с его оригиналом; во втором случае это вообще невозможно, так как ретроспективная система не имеет оригинала.

Имея в виду три основных метода исследования геологических процессов и трех типов моделей (Дн, Дэ, Дт), укажем на часто применяемые комбинированные методы, представляющие различные их сочетания, и соответствующие модели (Днэ, Дэт, Д нт, Днэт). Кроме того, возможно суждение о процессах по парагенезам. Последние относятся к связанному с одним из членов некоторого парагенеза геологическому процессу, который не наблюдался и не исследовался ни экспериментально, ни теоретически, а представление о нем основывается на аналогии с выходящим в данный парагенез другим членом, для которого соответствующий процесс (формирования, изменения и т.д.) так или иначе изучен. Такое суждение о геологическом процессе, нередко встречающееся в специальной литературе, представляет собой умозаключение по условной аналогии.

Сравнение иерархии статических систем с соответствующей ей иерархией геологических процессов показывает, что модели статических систем высших рангов могут быть построены по непосредственным наблюдениям и измерениям (с применением пространственной интерполяции и экстраполяции этих данных), а модели процессов соответствующих рангов не могут быть построены на аналогичной основе; для таких процессов на основании непосредственных наблюдений могут быть построены модели лишь некоторых их компонентов. Сами же процессы могут быть представлены лишь в виде ретроспективных реконструкций и, следовательно, изучение их выходит за рамки динамических систем в том понимании, которое здесь было дано, и требует иной методики.

Представим себе иерархию статических систем, включающую шесть рангов, и соответствующую ей иерархию геологических процессов. К шестому (низшему) рангу отнесем

кристаллы (минералы) и соответственно процессы образования, изменения и разрушения минералов, к пятому – горные породы и процессы образования, изменения и разрушения горных пород, к четвертому – слоистые толщи и геологические формации и процессы их формирования и изменения, к третьему – ассоциации формаций (структурные элементы осадочной оболочки, такие, как геосинклинали, геосинклинальные области, платформы и т.д.) и соответствующие процессы, ко второму – осадочную оболочку (в петрографической специализации статического пространства) и земную кору (в физической специализации) и процессы формирования и преобразования осадочной оболочки и земной коры, к первому – Землю в целом и процесс ее развития.

Шестой ранг принадлежит первому главному уровню организации вещества, пятый ранг – как первому, так и второму уровням остальные ранги – второму уровню. В зависимости от уровня организации вещества находятся не только структура статических систем, но и физическая природа процессов, их сложность, заключающаяся, в частности, в том, что процесс высшего ранга включает процессы всех низших рангов, и их длительность, возрастающая от низших рангов к высшим. С длительностью процессов связаны границы той их области, которая подлежит компетенции динамической геологии и тектоники. Так, процессы шестого ранга могут непосредственно наблюдаться в природных и экспериментальных условиях, и изучение их входит полностью в сферу динамических систем в области кристаллографии и минералогии. Процессы пятого ранга принадлежат этой сфере лишь в основном. При изучении процессов четвертого ранга использование динамических систем возможно лишь в отдельных случаях (застывание последовательных лавовых потоков, накопление толщ эоловых песков, аллювиальных отложений, в меньшей степени – морских осадков). При изучении процессов высших рангов непосредственно могут наблюдаться лишь некоторые их компоненты (элементы) – отдельные частные быстротекущие процессы. Одни процессы, например процессы образования минералов, являются «сквозными» в том смысле, что они входят в сложные процессы всех более высоких рангов, другие же процессы, например, движений земной коры, являются компонентом процессов только трех высших рангов.

Исследование динамических систем имеет, по крайней мере, три практических аспекта. Первый аспект относится к изучению среды обитания человека. Изучение геологических процессов может быть направлено к предсказаниям и предупреждениям стихийных бедствий, связанных с движением земных масс (землетрясения, цуны, селевые потоки, оползни, извержения вулканов и т.д.). Оно может быть также направлено к изучению условий строительства в связи с движениями земной коры. Второй аспект связан с природными ресурсами. Направлен на изучение движений и температур подземных вод в интересах использования подземного тепла, а также динамики залежей флюидов (нефть, газ, минеральные воды) в интересах рационализации их разработки, а именно, определения мест заложения скважин, полноты извлечения из недр и т.д.). Третий аспект связан с ретроспективными конструктами, основанными на исследовании динамических систем и используемыми для построения прогнозных моделей и, в конечном счете, для определения направления поисков полезных ископаемых.

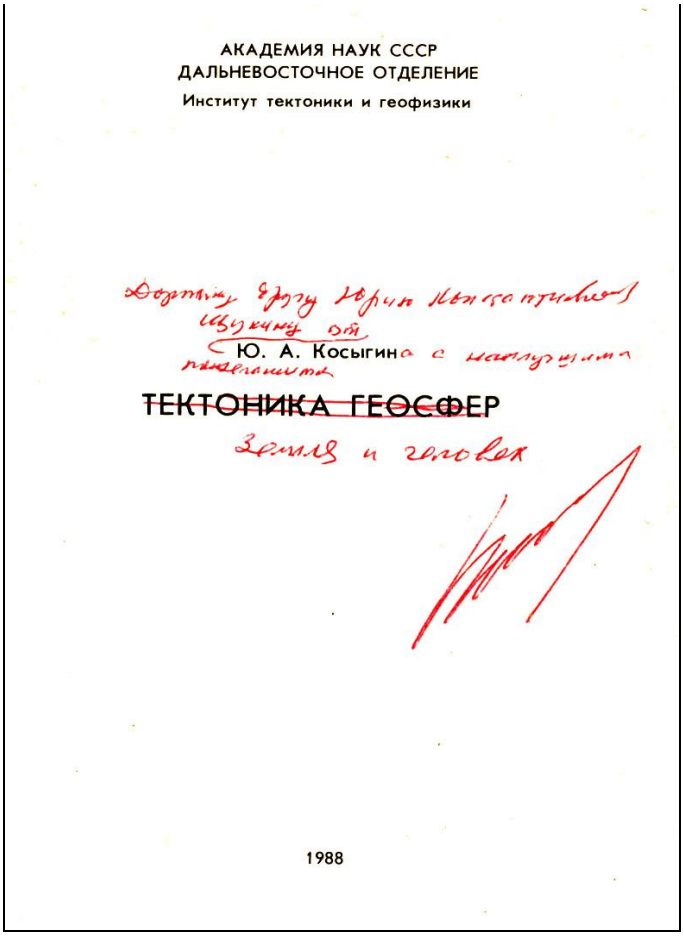
Выделяются две группы процессов, соответствующих главным уровням организации вещества. Процессы первой группы (в основном процессы минералообразования) являются процессами физико-химическими и могли бы рассматриваться как таковые, а не в ряду геологических процессов. Однако минералы представляют основные «кирпичики» земной постройки, и многие геологические процессы более высокого ранга включают минералообразование в качестве необходимого компонента. Различные же минералы образуются, сохраняются и разрушаются в отдельных термодинамических и физико-химических условиях, свойственных тому или иному участку поверхности или недр Земли. В силу этого процессы минералообразования являются не только составной частью геологических процессов более высоких рангов, но и важным индикатором условий их протекания.

Во вторую группу включаются процессы, связанные с образованием и разрушением геологических тел более высоких рангов, чем минералы, а именно различные слоистые и массивные толщи и геологические формации, а также некоторые горные породы. Учитывая «двойственную природу» горных пород, укажем, что процессы их образования иногда принадлежат преимущественно первому, иногда же преимущественно второму главному уровню организации вещества. Ко второй группе относятся процессы выветривания, переноса, отложения и диагенеза осадков, процессы образования расплавов, вулканизма, отложения и кристаллизации вулканогенного материала, а также процессы метаморфизма». *(Основы тектоники. – М.: Недра, 1974. – С. 159-164).*

Все это я, Лукиан, написал, зная глупости древних.
Глупостью людям, порой, кажется мудрость сама.
Нет у людей ни одной безупречно законченной мысли:
Что восхищает тебя, то - пустяки для других.

Лукиан. Эпиграмма I

«…**Глубинная геофизика** позволяет судить о строении недоступных непосредственным геологическим наблюдениям тел и структур. Однако интерпретация глубинных геофизических данных на языке геологического вещества и геологических структур может приводить только к гипотетическим выводам. Геофизика позволяет выделять в теле Земли вплоть до ее внутреннего ядра сферических оболочек (**геосфер**). Природа геосфер существенно отличается от природы геологических тел и структур, изучаемых обычно геотектоникой. Существуют несостоятельные попытки привязать геосферы к иерархии геологических тел: горная порода – геологическая формация – формационный процесс – **геосфера.** Однако геосферы стоят вне этой иерархии; они непосредственно связаны с массой Земли, ее округлой формой, гравитационным или планетарным уровнем организации вещества, сложными и разнообразными процессами становления и развития Земли, обусловливающими ее концентрическое строение, формирование и эволюцию различных геосфер. К геосферам принадлежит огромный по размерам и природе диапазон оболочек от внутреннего ядра Земли до водородной короны Земли и магнитосферы, биосферы и некоторых геосфер, специфичных для деятельности человека (социосфера, техносфера, ноосфера). **Все геосферы**, особенно пограничные или совмещенные (частично наложенные друг на друга), **находятся в постоянном активном взаимодействии.** Понимание соотношений геосфер прокладывает путь к познанию Земли в целом, а возможно и к построению общей ее теории, включая геохимические, биологические и социальные процессы. Пока еще не будет идти речь о создании общей теории. **Общие же и предварительные представления о геосферах обозначим пока как тектонику геосфер»** (с. 3-4)**.**


АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт тектоники и геофизики

Ю. А. Косыгина

ТЕКТОНИКА ГЕОСФЕР

1988

КРАСНЫЙ ЛЕВ ИСААКОВИЧ (1911-2008)
(к 100-летия со дня рождения)



Начальник Белебейской геолого-съемочной партии, Южное Приморье. Л.И.Красный, 1937 г.

Красный Лев Исаакович

«… Попробую взглянуть в будущее.

1. Есть основания считать, что для относительно узкого круга общества существенно выросла мировоззренческая роль геологии. Благодаря успехам сверхглубинной геофизики неоднородно построенные геосферы Земли, от внутреннего и внешнего ядра, через мантию и до литосферы, предстали в новом обличии. Однако в целом значение геологии ослаблено. Это видно, например, при просмотре содержания широко распространенного журнала «Nature», отдающего предпочтение биологии в разных ее проявлениях. Геологические статьи во многих номерах отсутствуют, а в некоторых есть лишь единичные публикации

2. По последним оценкам институтов природных ресурсов, опубликованным в четырех выпусках комплексного исследования «Геологические, минерагенические и минеральные ресурсы Мира на рубеже XXI столетия», ценность полезных ископаемых весьма значительна. Континенты и переходные зоны (транзитали) обладают 245 000 млрд. долларов (подсчет ВИЭМСа для твердых ископаемых). По данным ВНИГРИ потенциальная ценность, для тех же суперструктур, нефти 35 500 млрд. дол. Прогнозная оценка минеральных ресурсов Мирового океана составляет свыше 30 000 млрд. дол. (ВНИИОкеангеология).

При всей приблизительности этих расчетов впечатляет суммарная ценность природных минеральных ресурсов. Это, несмотря на рост человеческой популяции (6,5 млрд. в 2005 году и далее, по С.П. Капице, не выше 90 млн. в год), не грозит их дефициту.

3. В конце истекшего столетия наметился крен к взаимообусловленности эндогенных и экзогенных процессов, выражающихся в следующем:

- восхождение плюмов вполне вероятно сопровождается выносом различных газов, в том числе и метана, поэтому формирование рудных месторождений и скоплений углеводородов может рассматриваться как следствие сближенного процесса – нафтаметаллогении;
- существует возможность совмещения концентраций эндогенной и экзогенно-биогенной углеродистого вещества при осадочном флюидогидротермальном генезисе ряда металлов в черносланцевых и других толщах, образующихся преимущественно в синрифтогенных бассейнах.

4. Наряду с классической металлогенией, основывающейся на минеральном царстве с объектами макроскопической размерности, человечество успешно начинает использовать в минерагеническом отношении микрообъекты, как связанные с огромным разнообразным миром бактерий и погребенным планктоном, так и с тонкораспыленными частицами металлов (например, «невидимым золотом»).

В моей памяти запечатлены многие страницы жизни геолога. Начало ее было положено на курсах коллекторов в 1929 году, т.е. более 70 лет назад. Уже тогда наука о Земле предстала целенаправленной объемной исторической дисциплиной, а также царством горных пород и минералов, поражающих своей неповторимой красотой. Это первое увлечение усилилось и стало более глубоким чувством в Горном институте – колыбели инженеров, исследователей недр России. И вся дальнейшая моя деятельность, за исключением 1941-1946 гг., принадлежавших Балтийскому военно-морскому флоту, протекала в служении Геологии. Не только в своей стране, но во многих странах мира, общаясь со своими коллегами, бесконечно преданными науке, я вновь и вновь убеждался, что выбранный со школьной скамьи путь оказался единственно правильным.

Жизнь человеческая то освещается солнечным светом, то уходит в тень тяжелых переживаний. В дни Великой Отечественной войны от рук фашистских убийц погибли на Северном Кавказе эвакуированные из Ленинграда моя мать, сестры и племянницы. В конце 80-х – начале 90-х годов я потерял жену и двух сыновей. Однако судьбе было угодно теснейше связать меня с геологией, включая полевые экспедиционные работы в прекраснейших заповедных уголках Дальнего Востока, и прикоснуться к теоретическому осмыслению любопытных материалов. Однако в памяти остаются слова Джона Голсуорси: ***«Какой бы полной и значительной жизнь ни была, всегда остается какая-то подсознательная жадность, ощущение уходящего времени»*** (журн. «Геология и жизнь. К 90-летию Л.И. Красного», ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2001 (с. 603-604).

ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ – НЕПОЗНАННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗНАМЕНИТОСТЬ



Вряд кто возьмется назвать еще хотя бы одну личность в геологии, близкую по характеру, темпераменту и плодотворности в нашей нелегкой геологической науке. Казалось, что Лев Исаакович импровизирует на ходу, он нетерпелив и требует быстрых оригинальных решений. Он не любит медлительных, упрямых и не разделяющих его взгляды. Он моден и оригинален, быстр, оперативнн, темпераментен. Любит таких же и отвечает всегда искренней привязанностью и любовью. Не любит упрямых, держащихся за свое единственное мнение. Любит искреннюю привязанность к нему и к тем делам, которые он вершит.

Видимо, я не очень ошибаюсь, потому что немного похож на своего друга, Льва Исааковича Красного. Так получилось, что в наших «стариках» сумел высмотреть много мальчишества и это давало возможность «мнимым однолеткам» обсуждать «опасные» или несерьезные проблемы, и быстро, когда надо, переходить к серьезным проблемам. Сам много пережил в военные годы и понимал сложность характера стариков, скрывающих до конца непрожитое мальчишество. Это и некоторый доппинг для длинно-прожитых лет. В Рождество, в дни отдыха последних лет в санатории «Узкое» (обычно, после Общего собрания РАН) со Львом Исааковичем отогревали душу «красненьким» (беленькое – преимущественно в С.-Петербурге, после чего меня провожал до метро – на всякий случай). Одну из таких встреч можете увидеть на фотографии – Лев Исаакович принимает в отдельном номере. О чем говорили – не скажу, это наше. Жаль, что эо уже не повторится… Что-то очень важное и нужное потеряно, но цепкая память держит и поддерживает, не дает поверить, что неуемного геолога, Человека – Льва Исааковича, больше нет с нами…



В «Узком» на Рождество в 2007 году. Последняя встреча с Львом Исааковичем

БАМовская эпопея

Как-то встретился в Москве с Евгением Федоровичем Саваренским, тогдашним главой сейсмологической службы СССР. «Вы прикиньте, сколько нам нужно для изучения сейсмичности БАМа – будут строить, обещают большие деньги…». Не зная, где этот БАМ, прикинул примерно 11 млн. советских рублей. Потом, отправляя меня в Ленинград на короткое совещание, тогдашний, тоже глава, но геофизической службы – Всеволод Владимирович Федынский, буркнул, – «Вы там поосторожнее… с Красным». Из полученных 30 млн. рублей большая часть денег пришлась на Мингео СССР, которому подчинялся и ВСЕГЕИ (и Л.И. Красный – тоже).

В каком-то году в Иркутске состоялось закрытое совещание по БАМу.

Красный вытолкнул меня на сцену. Свое сообщение я начал с того, что заявил, – никогда не видел озера Байкал и ничего не знаю о БАМе. И… почему-то стал рассказывать про Рейнский грабен и поперечные структуры, его пересекающие. Что-то говорил о сейсмических волноводах и зонах аномальной электропроводности, возникших в результате землетрясений на небольшой глубине верхней коры Байкальского рифта, удобных для аккумуляции, например, золота. Академик Лев Владимирович Таусон (кажется, он тогда был директором местного института геохимии) вдруг воскликнул: «Так об этом надо кричать, Юрий Константинови, а не шептать! Да если Вы нам «подарили» еще одну поперечную структуру, то «металлогенично» будем обеспечены на многие годы. Мы люди байкальские – ходим вдоль, а вот Вы поперек озера. Это очень интересно».

Выйдя потом из-за кулис и вдруг возникнув предо мной, Лев Исаакович, добро и гордо сказал – «А Вы ничего – крепкий парень!». Так мы познакомились и сошлись со Львом Исааковичем. Именно с того дня я понял, что Красный доверяет мне. Это была проверка боем. Здесь мы и подружились. … Ну а я, отстоял свою геофизику, за это «получил» от В.В. Федынского задание расписать программу геофизических работ на БАМе.

Потом были карты…, карты…, карты с блоковой тектоникой, все, похожие на карты Красного. Особенно это было заметно, проходя в столовую института ВСЕГЕИ, по левую сторону, где висели карты-близнецы. Я поддразнивал Нину Борисовну Дортман, а она показала и подарила другие карты, на которых петрофизика и тектоника были увязаны, а не «вбиты» (миллионки Карелия, Кольский п-в). Долго боролись с Л.И. Красным за свои, независимые геофизические контуры. После сердитой «инспекционной» поездки В.А. Амантова, который вдруг обнаружил совпадение наших с ним взглядов, мы построили интересную карту состава и развития структур БАМ по гравиметрическим данным. Л.И. Красный согласился (Н.Б. Дортман – позже, но более сердито), что гранулиты на Алдане не так мощны, большая часть их была эродирована, о чем свидетельствовали «не для гранулитов» значения плотности уже на сравнительно небольших глубинах. Л.И. Красный не был силен в конкретной геофизике и был рад, что она «прозвучала» в наших общих делах. Были книги и статьи, все были довольны БАМовскими успехами.

Вглядываясь более пристально в те годы, можно сказать, что потрясающие по своей значимости и размаху научно-исследовательских работ, последние были бы невозможными безо Льва Исааковича Красного. Его научный вес и организационная мощь были потрясающими, как и все полученные результаты. Для геофизиков и сейсмологов, инженеров-геологов, геологов была создана достоверная геолого-тектоническая основа. В нынешние времена вряд ли нашлись необходимые средства для таких масштабных работ и такое тесное объединение специалистов разных областей знаний.

Министерство геологии СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского

ГЕОЛОГИЯ ЗОНЫ БАМ

ТОМ

1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ленинград «Недра»
Ленинградское отделение
1988

УДК 55(571.5/.6)

Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение/М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т.— Л.: Недра, 1988.— 443 с.: ил.

Систематизирован и обобщен большой фактический материал по всем важнейшим аспектам геологического строения и истории геологического развития обширной территории зоны влияния БАМ, охватывающей площадь около 1,5 млн. км². Освещаются этапы развития важнейших идей, наметивших пути познания геологического строения региона. Проведено геолого-структурное районирование с учетом как традиционной тектонической систематики, так и новых теоретических разработок, касающихся деления зоны БАМ на литосферные блоки разных порядков и межблоковые структуры высокой подвижности. Охарактеризованы структурно-вещественные комплексы, особенности тектоники и основные черты геологической эволюции выделенных структурных подразделений. Уделено также внимание характеристике морфоструктур региона, а также космогеологическим, геохимическим и геофизическим данным. На основе последних моделируются элементы глубинного строения земной коры и верхней мантии различных блоков литосферы зоны БАМ.

Для специалистов, занимающихся проблемами региональной геологии и геофизики зоны БАМ.

Табл. 14, ил. 53, список лит.— 106 назв.

Geology of the BAM Zone. V. 1. Geological Structure/Ministry of Geology of the USSR. All-Union Geological Research Institute.— L.: Nedra, 1988.— 443 p.: ill.

In the volume 1 of the monograph „Geology of the BAM Zone" was systematized and generalized vast material in all important aspects of the geological structure and history of the geological evolution of the BAM Zone covering an area of about 1.500.000 **sq. km.** An increase of our knowledge of geological structure of the region is elucidated. Geological-structural zonation is made using both traditional tectonic systematics and new theoretical works on the subdivision of the BAM Zone into the lithosphere blocks of different order and interblock structures with high mobility. Structural-formational complexes, tectonics and main features of the geological evolution of distinguished structural units are characterized. Attention is given to the characteristics of the regional morphostructure as well as cosmogeological, geochemical and geophysical data. On a basis of the latter, elements of the abyssal structure of the earth's crust and upper mantle of various lithosphere blocks in the BAM Zone are modeled.

This work is intended for specialists engaged on the problems of the regional geology and geophysics of the BAM Zone.

Главный редактор
Е. А. Козловский

Заместители главного редактора:
Л. И. Ровнин, Л. И. Красный, В. А. Евстрахин

ЧЛЕНЫ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ:
В. П. ВАСИЛЕНКО, В. М. ВОЛКОВ, А. И. КРИВЦОВ, В. Ф. ЛОГИНОВ, А. И. ЛИСИЦЫН, А. И. ШЕКО

Ответственный редактор тома
Л. И. Красный

Заместители ответственного редактора:
В. К. Путинцев, Ю. К. Щукин

Члены редакционной коллегии тома:
А. С. Барышев, В. И. Бахтин, А. С. Вольский, В. А. Ерхов, Г. А. Жуков, В. В. Куницын, Б. К. Любимов, Е. П. Миронюк, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев, Е. Д. Черный, П. Ч. Шобогоров, О. И. Юон

Ученые секретари
Б. К. Любимов и В. А. Селиванов

Editor-in-chief
E. A. Kozlovsky

Editors:
L. I. Rovnin, L. I. Krasny, V. A. Evstrakhin

MEMBERS OF THE EDITORIAL BOARD:
V. P. VASILENKO, V. M. VOLKOV, A. I. KRIVTSOV, V. F. LOGINOV, A. I. LISITSIN, A. I. SHEKO

Responsible editor volume
L. I. Krasny

Editors:
V. K. Putintsev, Ju. K. Shchukin

Member of the editorial board volume:
A. S. Baryshev, V. I. Bakhtin, A. S. Volsky, V. A. Erkhov, G. A. Zhukov, V. V. Kunitsyn, B. K. Lubimov, E. P. Mironjuk, A. A. Smyslov, V. M. Terentiev, E. D. Cherny, P. Ch. Shobogorov, O. I. Juon

Scientific Secretary
B. K. Lubimov and V. A. Selivanov

Г $\frac{1904050000-039}{043(01)-88}$ Заказное

Выпущено по заказу ВСЕГЕИ

© Министерство геологии СССР, 1988

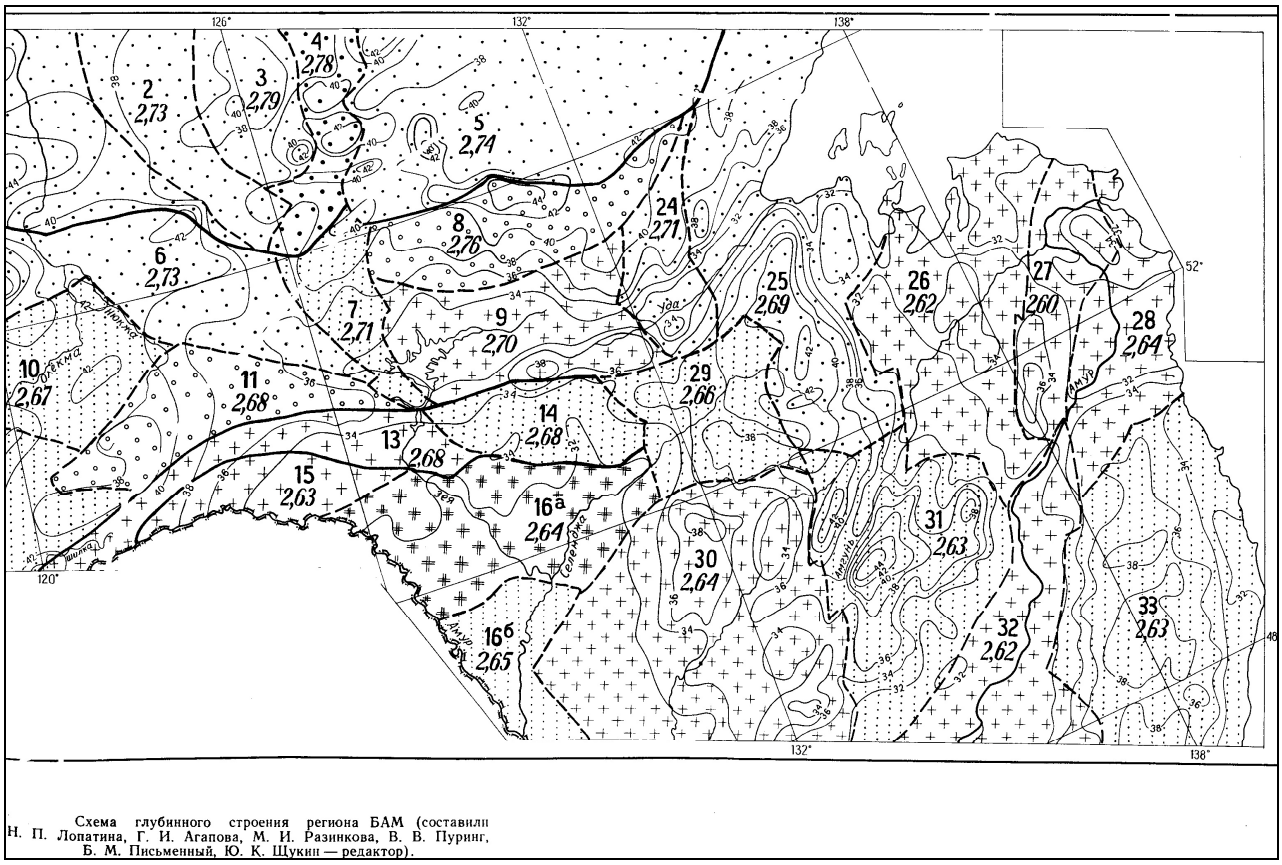
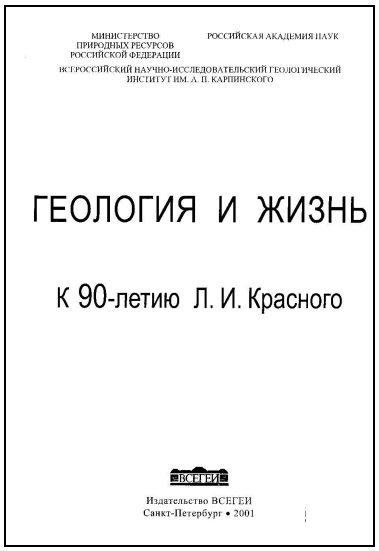


Схема глубинного строения региона БАМ (составили Н. П. Лопатина, Г. И. Агапова, М. И. Разинкова, В. В. Пуринг, Б. М. Письменный, Ю. К. Щукин — редактор).

Лев Исаакович Красный – известный тектонист и минерагенист

Л.И. Красный имел хороший «геологический вкус», он не гнался за бредовыми идеями, обладая собственными «долгоиграющими» или вечными идеями, такими как блоковая тектоника, традиционная минерагения с ясными и понятными генетическими и структурно-тектоническими связями. Лев Исаакович, даря книгу к своему 90-летию, сказал, что сам решил собрать удачные свои произведения. Из книги ясно, что он «геолог-восточник» и геолог-аналитик. У него было чутье на «новенькое», которое он оперативно (к тому же зная иностранные языки) реализовал в печати. Мне нравятся его работы исторического и аналитического характера. Он никому не подражал и остался в моей памяти неподражаемым. Я не собираюсь оценивать сотни его работ. Отмечу лишь, что нравятся его изобразительные и доходчиво преподнесенные классификации, свои и чужие концепции. Это все Лев Исаакович делал мастерски. Сам он радовался мелкой работе совместно с М.А. Садовским. Сам я, симпатизируя обоим, неординарно мыслящим исследователям, считал и считаю, что «поиск магического числа», т.е. квантованной размерности блоков, – дело пустое. Лев Исаакович мягко не соглашался, отсылая меня к Садовскому, которому я симпатизировал и которому говорил то же самое, что и ему самому. Последний в своих учениях был гораздо шире, и рассуждал как геолог, а не как геомеханик.

Чудесные устойчивые старики – как нам Вас сейчас недостает!

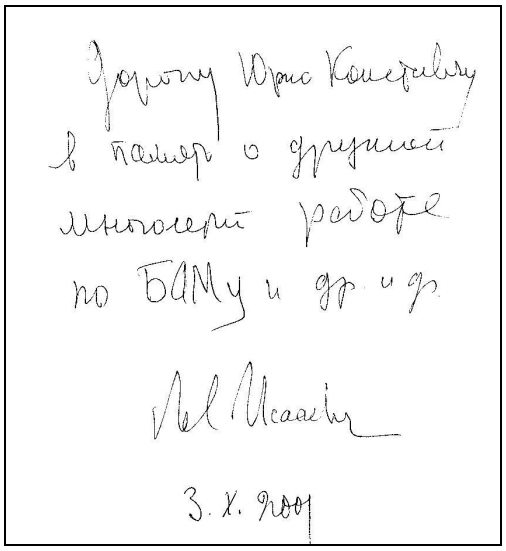

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО

ГЕОЛОГИЯ И ЖИЗНЬ

К 90-летию Л. И. Красного

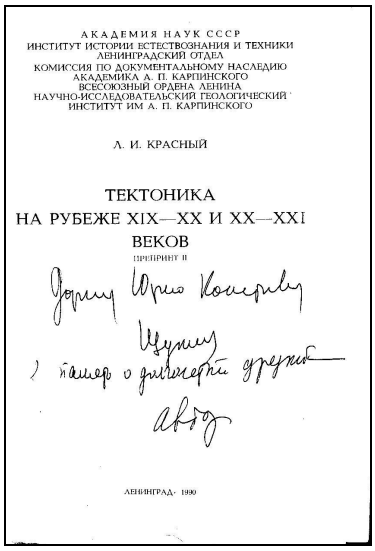
ВСЕГЕИ

Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург • 2001


Дорогому Юрию Константиновичу в память о другой многолетней работе по БАМу и др. и др.

Лев Исаакович

3. X. 2001


АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ИСТОРИИ ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ И ТЕХНИКИ
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОТДЕЛ
КОМИССИЯ ПО ДОКУМЕНТАЛЬНОМУ НАСЛЕДИЮ АКАДЕМИКА А. П. КАРПИНСКОГО
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ А. П. КАРПИНСКОГО

Л. И. КРАСНЫЙ

ТЕКТОНИКА НА РУБЕЖЕ XIX—XX И XX—XXI ВЕКОВ

(ПРЕПРИНТ II)

Дорогому Юрию Константиновичу

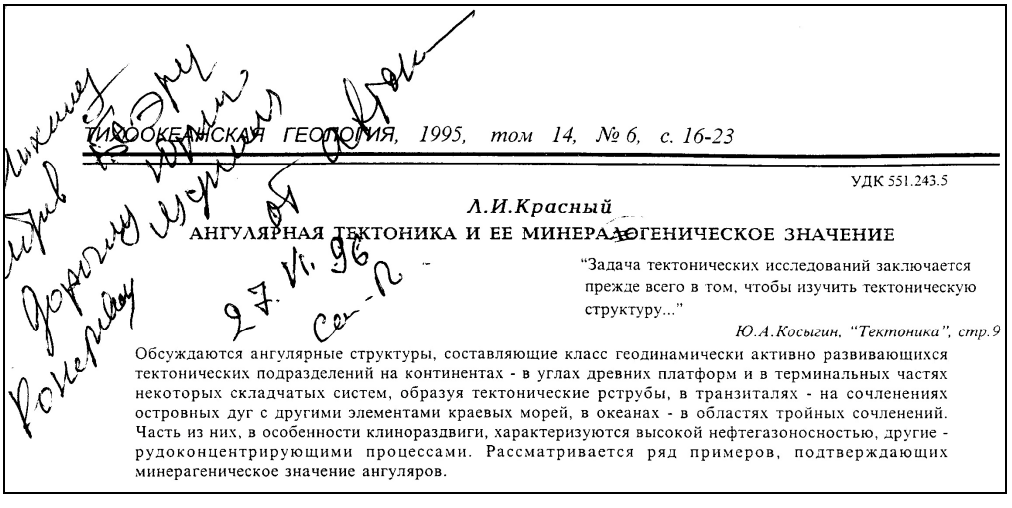
Шурину

в память о длинной дружбе

автор

ЛЕНИНГРАД· 1990

Эти некоторые, из незаслуженно мне благодарных, посвящения дороги моему сердцу, заставляют думать о том, что наша суетливая жизнь отняла многое из того, что могли рассказать или передать для науки из живых рук и уст наших знаменитых стариков, к которым «прикипел» с научного детства. Многого не расскажешь, потому что это для глубокой памяти, сокровенно.


Дорогому Шурину Юрию Константиновичу

27. VI. 96 Спб

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1995, том 14, № 6, с. 16-23

УДК 551.243.5

Л.И.Красный

АНГУЛЯРНАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

"Задача тектонических исследований заключается прежде всего в том, чтобы изучить тектоническую структуру..."

Ю.А.Косыгин, "Тектоника", стр.9

Обсуждаются ангулярные структуры, составляющие класс геодинамически активно развивающихся тектонических подразделений на континентах - в углах древних платформ и в терминальных частях некоторых складчатых систем, образуя тектонические рструбы, в транзиталях - на сочленениях островных дуг с другими элементами краевых морей, в океанах - в областях тройных сочленений. Часть из них, в особенности клинораздвиги, характеризуются высокой нефтегазоносностью, другие - рудоконцентрирующими процессами. Рассматривается ряд примеров, подтверждающих минерагеническое значение ангуляров.

У Льва Исааковича были любимые предпочтения. Одно из них называлось ее автором «ангулярной тектоникой» (Лев Исаакович любил замысловатые и громкие названия статей – как психологическое воздействие на читателя). Действует – в особенности, если оно снабжалось необычной иллюстрацией и эпиграфом другого крупного ученого. Мастер…!

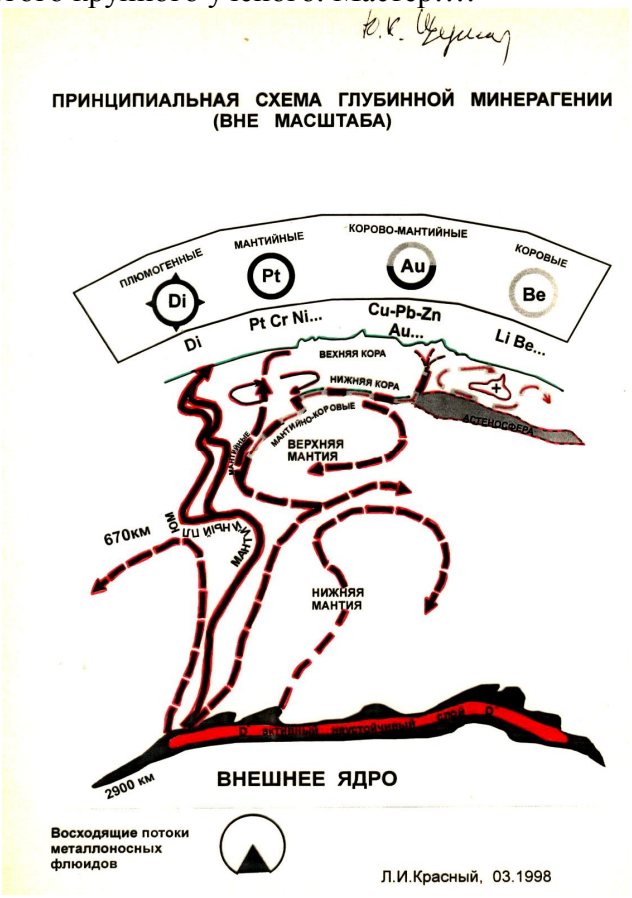
Л. И. КРАСНЫЙ

ПАМЯТИ
ВЫДАЮЩИХСЯ
УЧЕНЫХ-ГЕОЛОГОВ
САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Дорогому Юрию
Константиновичу Шуману с
пожеланием многолетней дружбы
автор

ВСЕГЕИ

Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург
2005



Я часто пользуюсь в своих сообщениях по минерагении в связи с глубинным строением иллюстрациями Льва Исааковича, потому что они наилучшим образом отражают переживаемое и мною.

Много-много лет назад на одном из плакатов, что демонстрировал в зале Мингео СССР, последний пункт гласил – ресурсы возобновляемы! Меня попросили не дразнить начальство и подвернуть нижнюю часть плаката. Теперь уже ясно, что жидкие углеводороды вновь наполняют «похудевшие» месторождения. Но это жидкие залежи…

И вдруг обнаруживаю замечательную статью отца и сына Красных. Вот удача. Я был по молодости прав и робок. Но был рад, что думал так же, как Лев Исаакович.

Самое же печальное, однако, узнал много позже, после больницы. Это был последний, подаренный мне, оттиск, всего несколько месяцев назад…

Дорогому Юрию Константиновичу Шуману
с добрейшими пожеланиями
Л.И. Красный
14.III.2008

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2008, том 418, № 3, с. 356–360

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.553

ЗНАЧЕНИЕ ВОЗОБНОВЛЯЕМОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В ГЕОЛОГИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

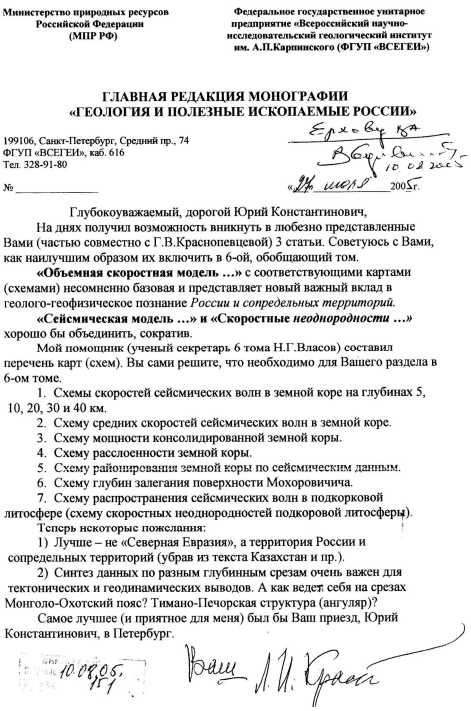
© 2008 г. Член-корреспондент РАН Л. И. Красный, М. Л. Красный

Поступило 13.08.2007 г.

Лев Исаакович Красный – как «энциклопедист»

Как у крупного ученого, у Л.И. Красного была склонность к созданию «научных сериалов» и энциклопедий. Не перечислить всех многотомников, их у меня не было и нет, о чем искренне сожалел Лев Исаакович: «Разве я Вам не дарил?».

Все же и я не избежал «энциклопедических сетей» Красного. Читайте.



Министерство природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ)

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ МОНОГРАФИИ «ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РОССИИ»

199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
ФГУП «ВСЕГЕИ», каб. 616
Тел. 328-91-80

№ _____ «24» июня 2005 г.

Глубокоуважаемый, дорогой Юрий Константинович,

На днях получил возможность вникнуть в любезно представленные Вами (частью совместно с Г.В.Краснопевцевой) 3 статьи. Советуюсь с Вами, как наилучшим образом их включить в 6-ой, обобщающий том.

«Объемная скоростная модель …» с соответствующими картами (схемами) несомненно базовая и представляет новый важный вклад в геолого-геофизическое познание *России и сопредельных территорий.*

«Сейсмическая модель …» и «Скоростные *неоднородности* …» хорошо бы объединить, сократив.

Мой помощник (ученый секретарь 6 тома Н.Г.Власов) составил перечень карт (схем). Вы сами решите, что необходимо для Вашего раздела в 6-ом томе.

1. Схемы скоростей сейсмических волн в земной коре на глубинах 5, 10, 20, 30 и 40 км.
2. Схему средних скоростей сейсмических волн в земной коре.
3. Схему мощности консолидированной земной коры.
4. Схему расслоенности земной коры.
5. Схему районирования земной коры по сейсмическим данным.
6. Схему глубин залегания поверхности Мохоровичича.
7. Схему распространения сейсмических волн в подкоровой литосфере (схему скоростных неоднородностей подкоровой литосферы).

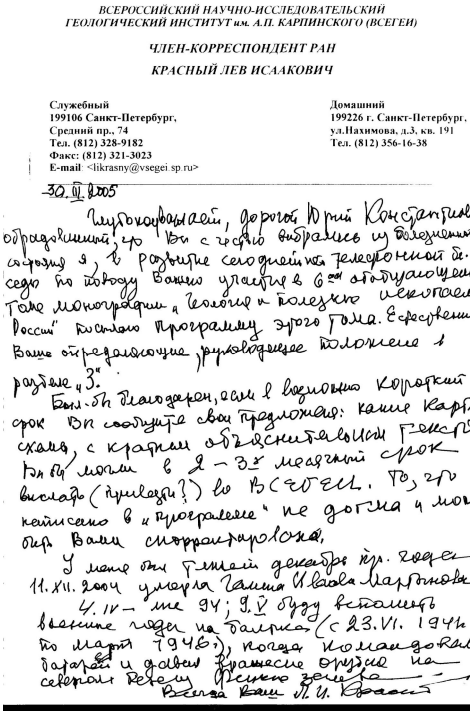
Теперь некоторые пожелания:

1) Лучше – не «Северная Евразия», а территория России и сопредельных территорий (убрав из текста Казахстан и пр.).

2) Синтез данных по разным глубинным срезам очень важен для тектонических и геодинамических выводов. А как ведет себя на срезах Монголо-Охотский пояс? Тимано-Печорская структура (ангуляр)?

Самое лучшее (и приятное для меня) был бы Ваш приезд, Юрий Константинович, в Петербург.

10.08.05 Ваш Л.И. Красный



ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А.П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ЧЛЕН-КОРРЕСПОНДЕНТ РАН

КРАСНЫЙ ЛЕВ ИСААКОВИЧ

Служебный
199106 Санкт-Петербург,
Средний пр., 74
Тел. (812) 328-9182
Факс: (812) 321-3023
E-mail <likrasny@vsegei.sp.ru>

Домашний
199226 г. Санкт-Петербург,
ул.Нахимова, д.3, кв. 191
Тел. (812) 356-16-38

30.VI.2005

Глубокоуважаемый, дорогой Юрий Константинович, обрадовались, что Вы с трудом выбрались из болезни сюда, я, в развитие сегодняшнего телефонного разговора по поводу Вашего участия в 6-ом обобщающем томе монографии «Геология и полезные ископаемые России» письмо программу этого тома. Ее прежнее Ваше определяющее руководящее положение в разделе «3».

Был бы благодарен, если в возможно короткий срок Вы сообщите свои предложения: какие карты, схемы, с краткими объяснительными текстами Вы могли бы в 2 – 3-х месячный срок выслать (привезти?) во ВСЕГЕИ. То, что написано в «программе» не догма и мог бы Вами скорректировано.

У нас в ближайшие декабрь-январь годы 11.XII.2004 умерла Галина Ивановна Марковская 4.IX – мне 94; 9.V буду вспоминать военное время на Балтике (с 23.VI.1941 по март 1946), когда командовал дивизией и довел тяжелое оружие на северный берег Финского залива.

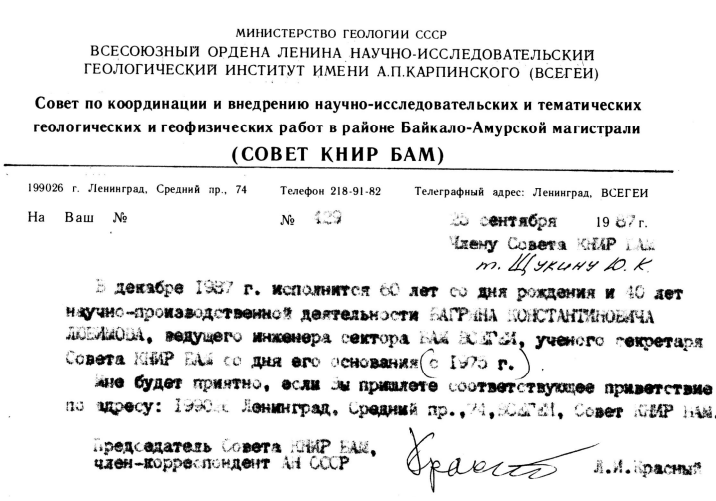
Всегда Ваш Л.И. Красный

Это все по поводу последнего, шестого тома сериала «Геология и полезные ископаемые Росси». На мой вопрос – Почему я? – неизменно отвечал, – Я Вам доверяю, и Вы быстро работаете! (Чего нельзя сказать об этом последнем многострадальном, шестом томе).

Ранее Л.И. Красным была задумана интересная, оригинальная, но трудно выполнимая работа (здесь нужны только профессионалы высокого класса) – это «ПЛАНЕТА – ЗЕМЛЯ», словарь-справочник по тектонике и глубинному строению. Главным редактором этого мероприятия был Л.И. Красный. Я «влип» и в эту работу – Лев Исаавкович умел уговаривать. Был составлен глоссарий по своему разделу и т.п. И вот в нашей последней встрече в «Узком» Лев Исаакович как-то виновато сказал: «Перед Вами был у меня директор ИФЗ РАН А.О. Глико». Я передал все материалы ему. (Я облегченно вздохнул, потому что готовил раздел «Региональные исследования» в нашей «Энциклопедии по прикладной геофизике» (в рамках ЕАГО)). Эта интересная работа была тоже прервана в связи с кончиной ее инициатора Николая Андреевича Савостьянова, Президента ЕАГО. Как-то стало пусто без этих авторитетов и без их задумок.

Лев Исаакович – верный и заботливый друг

На бланке министерства геологии СССР, адресованном мне, сообщается о Юбилее – 60-летии ученого секретаря Совета КНИР БАМ, Багряна Константиновича Любимова, с просьбой откликнуться на это событие. Лично для меня такие люди, – святоотеческие в своей заботе о климате в коллективе – не начальники. Алла, Ира, Алексей Михайлович – все составляли единую научную семью.



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А.П.КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

Совет по координации и внедрению научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ в районе Байкало-Амурской магистрали

(СОВЕТ КНИР БАМ)

199026 г. Ленинград, Средний пр., 74 Телефон 218-91-82 Телеграфный адрес: Ленинград, ВСЕГЕИ

На Ваш № № 139 20 сентября 19 87 г.

Члену Совета КНИР БАМ
т. Щукину Ю.К.

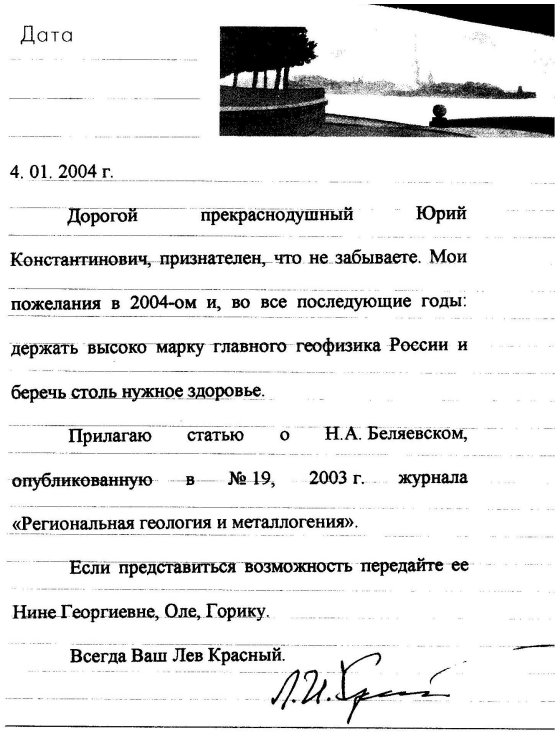
В декабре 1987 г. исполнится 60 лет со дня рождения и 40 лет научно-производственной деятельности БАГРЯНА КОНСТАНТИНОВИЧА ЛЮБИМОВА, ведущего инженера сектора БАМ ВСЕГЕИ, ученого секретаря Совета КНИР БАМ со дня его основания (с 1975 г.).

Мне будет приятно, если Вы пришлете соответствующее приветствие по адресу: 199026, Ленинград, Средний пр., 74, ВСЕГЕИ, Совет КНИР БАМ.

Председатель Совета КНИР БАМ,
член-корреспондент АН СССР Л.И.Красный

Лев Исаакович почитал своих друзей. Это я понял после смерти Николая Андреевича Беляевского. Я написал в «Геофизический вестник» «поминальную статью» и пригласил в соавторы Л.И. Красного, который с радость согласился. Оказывается, они были еще институтскими друзьями. В свою очередь, Лев Исаакович написал сам о Н.А. Беляевском и прислал мне оттиск этой статьи.

В часы последней встречи с Львом Исааковичем мы говорили о многом и разном. Я сказал ему, что мне понравилась книга «Памяти выдающихся ученых – геологов Санкт-Петербурга», изданная в 2005 году. Спросил о некоторых портретах «древних» геологов, чем очень удивил и обрадовал его. «Оказывается Вы тоже «портретист»! Вот не знал!». – «Да нет, я пополняю коллекцию портретов (их многие сотни), собранных Георгием Петровичем Горшковым, который и втянул меня в это занятие. Теперь вот приходится делать это в одиночку. А жаль – это история в лицах, да каких!»



Дата

4. 01. 2004 г.

Дорогой прекраснодушный Юрий Константинович, признателен, что не забываете. Мои пожелания в 2004-ом и, во все последующие годы: держать высоко марку главного геофизика России и беречь столь нужное здоровье.

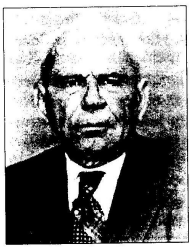
Прилагаю статью о Н.А. Беляевском, опубликованную в № 19, 2003 г. журнала «Региональная геология и металлогения».

Если представиться возможность передайте ее Нине Георгиевне, Оле, Горику.

Всегда Ваш Лев Красный.

Л.И. Красный

К 90-летию
Николая Андреевича Беляевского



Несправедливо, что большинство безвременно ушедших от нас талантливых ученых не успели оставить своих жизнеописаний, а их современникам или последователям все так же некогда. Скупые биографические данные, к сожалению, можно найти лишь в сухих строках некрологов, в лучшем случае (но не для всех) - в рубрике "юбилейные даты".

Сейчас возрастает потребность в ярких личностях, научных лидерах и организаторах науки и практики. Жизненный опыт тех, кто уже не с нами, поучителен, а научные достижения большинства из них, к счастью, еще востребованы. Поэтому не случаен интерес к истории науки, биографиям наших предшественников и современников. Узнаем много нового и о наших ошибках и об успехах того прекрасного времени взлета наук о Земле.

Сегодня мы вспоминаем о Николае Андреевиче Беляевском - крупном отечественном геологе. Один из авторов этой заметки – Л. И. Красный - знал Н. А. Беляевского еще в студенческие годы и был его близким другом. Вместе с ним он досрочно сдавал экзамены, чтобы побыстрее уехать в поле. Вместе ездили на Дальний Восток и горячо полюбили этот край. Ю. К. Щукин был его коллегой по работе, а после смерти Николая Андреевича, т. е. с 1978 г., возглавил его отдел глубинного строения земной коры ВНИИгеофизики Мингео СССР.

Николай Андреевич Беляевский родился 27 июля 1913 г. в Донецкой области в семье горного инженера. В 1934 г. он окончил Ленинградский гор-

Лев Исаакович живо и неформально откликался на текущие события геологической науки, поздравлял журналы с юбилеем, отмечая непременное свое участие в них; он серьезно разбирал в них удачи автора (например, В.Е. Хаина с его книгой «Основные проблемы геологии», 2003), определяя содержание книги как «Впечатляющую картину современной геологии» и т.д.

Меня же более всего впечатлило содержание рецензии Л.И. Красного на книгу А.Л. Яншина «Из неопубликованного» (2003). Лев Исаакович, рассматривая отзывы Яншина на кандидатские или докторские работы, разного рода представления на премии и т.п. (что тут интересного?) сумел высмотреть, «углядеть» в этих отзывах не только изменение с годами интересов автора книги, но и развитие идей, волновавших геологов и все человечество в 20-м веке! Это потрясающе!

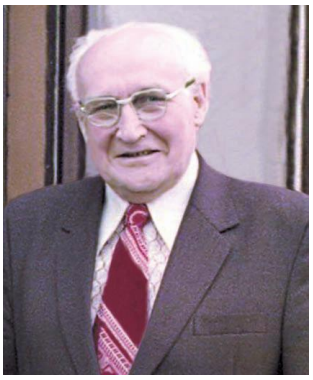
Время незаметно подбирается…, спрашивая, как ты жил, с кем работал и дружил, был ли честен перед своими друзьями. Конечно, у каждого из нас были свои любимые и уважаемые Учителя в науке и по жизни. С чистым сердцем, совершенно искренне хочу сказать, что ни от кого я не получал столько душевного тепла, сколько от дорогого и незабвенного Льва Исааковича Красного. Мне передали, как он был удивлен тем, что Ю.К. Щукин «свой» – блокадник.

Память об этом незаурядном Человеке и Ученом для меня будет вечной!

Ю.К. Щукин

БУЛАНЖЕ ЮРИЙ ДМИТРИЕВИЧ (1911-1997)
(к 100-летию со дня рождения)

Изучение непрерывных изменений ускорения силы тяжести на Ашхабадском геодинамическом полигоне



Буланже Юрий Дмитриевич

«В целях изучения особенностей строения земной коры, характеристик физических полей и влияния на них сейсмотектонических явлений на территории Ашхабадской сейсмоактивной зоны институт физики Земли и Атмосферы АН ТССР в 1964 году создал опытный Ашхабадский геодинамический полигон, территория которого характеризуется повышенной сейсмической активностью и, в связи с этим, представляет собой интерес для изучения неприливных изменений силы тяжести.

Геология района представлена тремя структурными элементами: южным бортом Каракумской платформы, центральной областью Предкопетдагского краевого прогиба (Ашхабадская депрессия) и северным бортом геосинклинальной зоны центрального Копетдага. Система тектонических дислокаций, определяющих блоковое строение исследуемой территории, является частью единого, в региональном плане, тектонического механизма, обязанного своим происхождением молодой складчатой зоне Копетдага.

Имеющиеся геофизические, геоморфологические и геодезические данные свидетельствуют о том, что исследуемый район подвержен в настоящее время активным тектоническим процессам, что в свою очередь, подтверждается результатами высокоточного повторного нивелирования.

Можно предполагать, что при существовании возмущающего влияния тектонических процессов на гравитационное поле, этот эффект можно обнаружить путем постановки высокоточных повторных инструментальных наблюдений. Работы были начаты институтом физики Земли и Атмосферы АН ТССР в 1965 году. Наблюдения выполнялись гравиметром фирмы «Аксания» GS-12 № 182. Результаты многолетних высокоточных гравиметрических измерений показали, что данные сезонных измерений в течение одного года не совпадают до 0,1 мгал. Это обстоятельство привело к необходимости постановки экспериментальных работ группой гравиметров в зоне наиболее интенсивных возмущений.

В 1971, 1975 и 1976 гг. институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР были выполнены высокоточные гравиметрические измерения группой гравиметров ГАГ-2 и гравиметром GS-12 № 182 с целью получения надежных данных о неприливных изменения силы тяжести в зоне тектонического разлома. Протяженность линии измерений, пересекающей разлом, около 12 км, количество пунктов, на которых проводились измерения, – 7. Максимальная разность ускорения силы тяжести по всему профилю 53 мгал. Схема Ашхабадского геодинамического полигона представлена на рис. 1. В таблице представлены уравненные значения разностей силы тяжести по годам и их среднеквадратические ошибки. По этим данным построены графики $\delta\Delta q$ относительно 1975 г., приведенные к пункту ОП-I (рис. 2).

Из графика, построенного по результатам измерений 6-ю гравиметрами ГАГ-2 в 1971г., видно закономерное увеличение силы тяжести от точки ОП-I к точке ОП-3 и уменьшение от ОП-3 к точке ОП-7. По результатам измерений гравиметром GS-12 кривая сохраняет характер силы тяжести, за исключением связи 1-6. Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении графиков $\delta\Delta g$ по гравиметрам ГАГ-2 и GS-12 в 1976 г. В этом случае отчетливо прослеживается увеличение ускорения силы тяжести на пункте 5 по отношению к 1975 г. (относительно одного пункта, принятого за неизменный). Это изменение +0,059 мгал и +0,040 мгал. по группе гравиметров ГАГ-2 и GS-12 соответственно. Эти величины определены с ошибкой ± 0,015 мгал, утроенная среднеквадратическая ошибка находится в пределах этих изменений, но так как увеличение силы тяжести наблюдается по всем годам относи-

тельно 1975 г., то можно говорить об увеличении силы тяжести в центральном участке полигона. Положительный участок графика соответствует на местности зоне глубинного разлома, расположенного вкрест гравиметрического профиля. Есть основания предполагать, что увеличение силы тяжести вызвано переменой напряженного состояния земной коры в зоне контакта крыльев разлома. Однако **данное предположение отнюдь не исключает аппаратурных погрешностей приборов.**

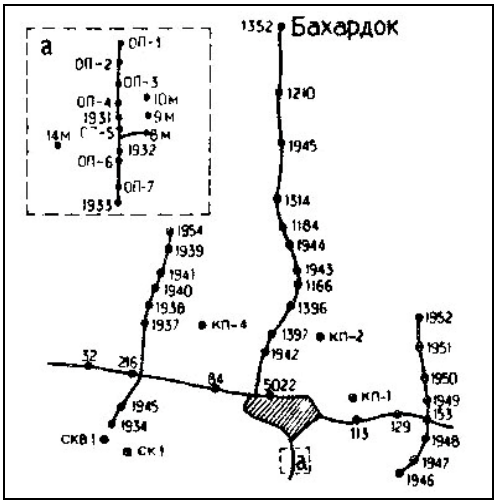


Рис. 1. Схема Ашхабадского геодинамического полигона

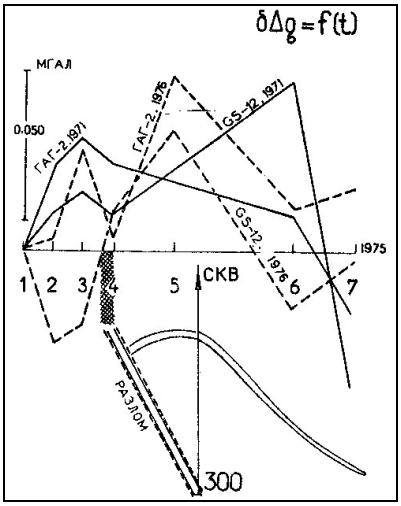


Рис. 2. Графики $\delta\Delta g$ для гравиметров ГАГ-2 и GS-12 относительно 1975 г.

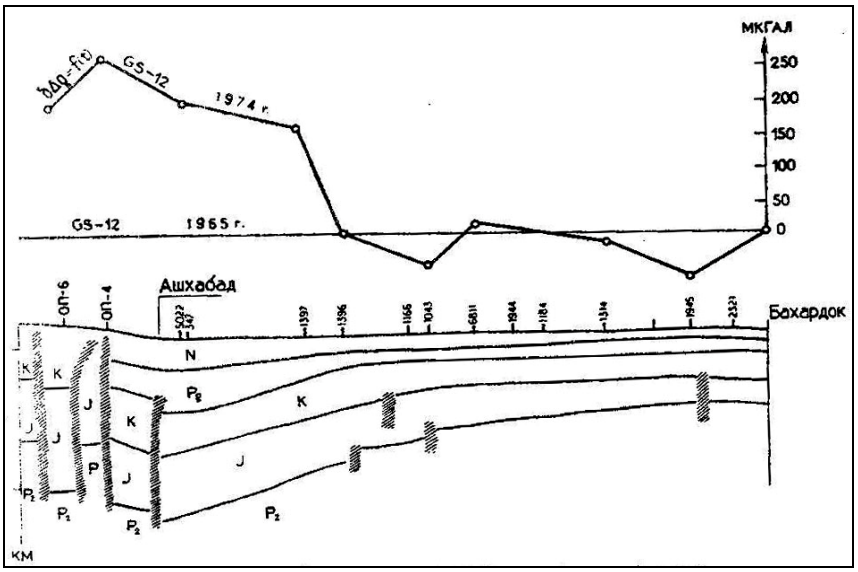


Рис. 3. Геологический разрез по профилю Бахардок-Ашхабад-Берзенги

Тектонические процессы, происходящие в приразломной зоне, в случае если они являются причиной возмущения гравитационного поля, могут вызвать аномальные возмущения по отношению к районам, в которых тектоническая активность менее выражена. Об этом можно было бы судить, по крайней мере, данные о поле силы тяжести по профилю, пересекающему Ашхабадскую сейсмоактивную зону. Такие данные имеются по линии Бахардок-Ашхабад-Берзенги протяженностью более 100 км. В 1966 году по линии Бахардок-Ашхабад-Берзенги были проведены первые измерения гравиметром GS-12 № 182 на автомашине, а в 1974 году тем же прибором измерения проводились автомашине и вертолете. На рис. 3 приведен график изменений силы тяжести относительно 1965 года. По графику отчетливо видно, что от южного борта Каракумской платформы (Бахардок) до области перехода платформы в прогиб (Оводантепинское валообразное поднятие) изменения силы тяже-

сти не превышают точности определений. К краевому прогибу и области Харварского разлома $\delta\Delta q$ достигают величины +250 мкгал.

Каковы реальные причины, объясняющие выявленный локальный эффект неприливного изменения силы тяжести? Допустим, что перемена напряженного состояния в земной коре вызывает в зоне исследуемого разлома области повышенных и пониженных трещиноватостей. Тогда в процессе развития трещиноватостей в теле разлома, последние могут наполняться водой, раствором, газом или комбинацией компонентов. Это происходит за счет сил пластового давления, капиллярного поднятия или ультразвукового эффекта. Не исключено, что грунтовые воды, залегающие на глубине порядка 70-100 метров, могут создавать избыточную плотность путем водонасыщения приразломной зоны вблизи поверхности земли. Последнее предположение может объяснить полученный неприливный эффект в большей степени, чем глубинные явления. Известно, что глубины порядка 3-5 км представляют собой области закрытых пор, то есть, говоря о возможных реальных причинах возникновения неприливного эффекта, надо иметь в виду первые километры земной толщи. Мы считаем, что повторные высокоточные измерения ускорения силы тяжести можно успешно использовать для изучения тектонических процессов в активных разломах».

Ю.Д. Буланже, Б.Н. Гаипов, Т.Е. Демьянова, М.К. Курбанов, Л.А. Мараховска (Ин-т физики Земли АН СССР и ин-т физики Земли и Атмосферы АН ТССР). Сб.: Повторные гравиметрические наблюдения. – М., МГК АН СССР, 1978. – С.. 10-16.

Комментарий Ю.К.Щ. Эту коллективную заметку я использовал в разговоре с Ю.Д. относительно академических выборов (по просьбе М.К. Полшкова). «Как же так, Юрий Дмитриевич, мы в Мингео, работая по программе прогноза землетрясений. У нас, во ВНИИ-Геофизике есть «свой» А.Ш. Файтельсон и классные специалисты в регионах, ведущие режимные гравиметрические наблюдения. И никому не удалось зафиксировать изменения, объяснимые лишь обычными явлениями – уплотнением пород, их обводненностью, А.Ш. Файтельсон следит на Щелковском газохранилище за наполнением и объемом закаченного газа. А у вас – какой то толчок – и изменилась сила тяжести… В мире пока не зафиксировано случая изменения этого геофизического поля за чет тектоники. Как быть?»

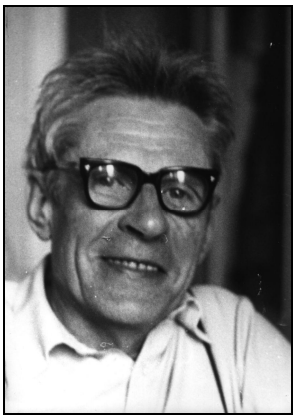
Наперед зная ответ, согласился с Ю.Д., что действительно таких данных ожидает мир, но не было такого случая». Ну, а эта заметка…, уж извините меня, так получилось…»

Кстати, в следующей коллективной статье того же сборника (Ю.Д. Буланже, Т.Е. Демьянова, Л.А. Мараховская), но уже по Таджикистану, авторы пишут « Полученные изменения силы тяжести лежат в пределах утроенной величины средне-квадратичной ошибки. Эти измерения можно было бы отнести к ошибкам измерений, если бы они были разного знака для разных пунктов. **Наличие систематического увеличения силы тяжести для всех пунктов полигона дает возможность сделать заключение о наличии вариаций силы тяжести локального характера. Объяснение их следует искать в плотностных изменениях пород в самых верхних слоях коры»** (с. 19).

Наконец, там же, с. 39 (в статье Е.И. Антонюк, Г.О. Крылов, И.И. Науменко-Бондаренко): **«…Перемещение масс в земной коре является очень медленным процессом. И вопрос о методике регистрации таких процессов и об ожидаемых величинах производных ускорения силы тяжести в настоящее время является открытым».**

ПИОТРОВСКИЙ МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ (1911-2000) – РЫЦАРЬ НАУКИ
(к 100-летию со дня рождения)

К познанию законов Земли. Живое наследие науки прошлого



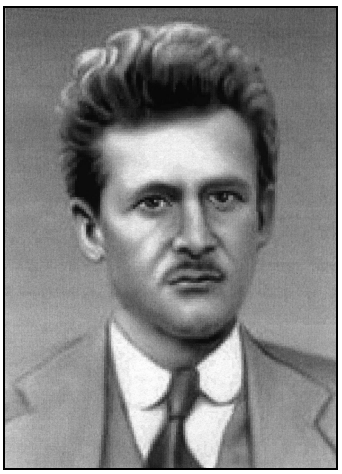
Пиотровский Михаил Владимирович

«Имена Колумба и Магеллана известны всему миру, никогда не будут забыты имена Дежнева, Беринга, Пржевальского, Амундсена и многих других путешественников-первопроходцев. Открытия и исследования ими новых земель и морей, горных цепей и великих рек стали вехами в человеческой истории и всегда будут волновать своим героизмом.

Имена ученых-путешественников американского – **Уильяма Морриса Дэвиса** и немецкого – **Вальтера Пенка,** напротив, большему кругу людей ничего не говорят. Читателям, которые интересуются исследованиями Земли, они, возможно, и встречались, но не врезались в память как исключительные среди имен многих ученых. Но в науке о Земле Дэвис и Пенк известны во всем мире. Их идеи никогда не исчезнут из научных работ, учебников и лекций.

Годы жизни Дэвиса и Пенка (1850-1934 и 1888-1923) принадлежат недалекому прошлому. Маршрут их пролегали по нескольким континентам, по безлюдным горам и пустыням и по исстари обжитым странам Западной Европы. **Дэвис** совершил также кругосветное и долгие морские путешествия, но не открыл новых горных систем или островов. **Пенк** был первым исследователем, который пересек труднодоступную часть Анд, где расположены высочайшие вулканы мира, но это знают только специалисты. Их путешествия не были отмечены драматическими событиями, как эпопеи века Великих географических открытий, но это были путешествия мыслителей нового века «открытий», времени углубленного изучения законов природы. Наследие Дэвиса и Пенка современно, оно «в резонансе» с нашим днем, потому что его суть и склад мышления его создателей такие, каких требует наука сейчас. Это - одна из причин появления данной книги именно теперь («К познанию законов Земли», 1984. Ю.К.Щ.). Вторая причина – интерес к наукам о Земле, особенно растущий в связи с проблемами охраны и использования природной среды. И, наконец, издание книги связано с памятными датами: 100-летием учения Дэвиса в 1983 г. и 60-летием – в 1984 г. – выхода в свет книги В. Пенка «Морфологический анализ».

Кем же они были и что они сделали?



Вальтер Пенк (1888-1923)

Дэвис геолог по образованию, стал и разносторонним географом; **Пенк** – геолог, обратился к изучению глубинных процессов Земли. Но главным общим полем их исследований стала геоморфология – наука о рельефе земной поверхности.

Их изучения ознаменовали создание теории геоморфологии и тем самым становление геоморфологии как особой науки. Наследие Дэвиса и Пенка и сейчас остается ценным и своим конкретным содержанием, и в качестве методического примера исследования, но более всего – самой своей сутью, выраженной в двух научных теориях. Сами создатели концепций лишь смутно ощущали их общенаучное значение, но, как зерно дожидается тепла, чтобы прорасти, так эта суть дожидалась нашего времени. Теперь мы видим, что эти учения оказываются вкладом в общую теорию познания на стыке наук, где открываются новые пути и новые вспышки идей освещают всеобщие связи природы. Такой взгляд выводит учения Дэвиса и Пенка за пределы одной лишь геоморфологии и помогает

ее утверждению в общей системе наук. Так наука прошлого оказывается неожиданно, по-новому актуальной сегодня.

Об учениях Дэвиса и Пенка как закономерном порождении науки, их содержания, о борьбе творчества и консерватизма в судьбах их создателей, переплетении содержащихся в них идей с нашей отечественной наукой и современном значении наследия двух ученых – вот о чем эта книга. Она выходит в научно-популярной серии, в основном для читателей, которые хотят расширить свой общий кругозор. Но и специалисты в области наук о Земле, особенно геоморфологии, не оставят без внимания работу о Дэвисе и Пенке. То, что удалось здесь собрать, думается, заинтересует их.

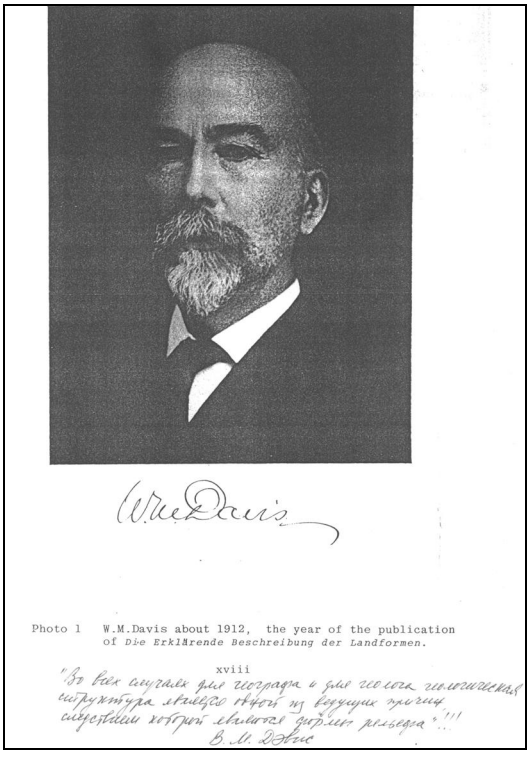
Некоторые принципиальные оценки концепций Дэвиса и Пенка, данные в этой книге, публикуются впервые. Они затрагивают не только геоморфологию, но и общие проблемы развития науки, где геоморфологи нуждаются в сотрудничестве с физиками, специалистами по системному анализу и философами. Хотелось бы, чтобы книга не миновала и их.

В книге для такого широкого круга трудно было избежать пестроты, сухих слоев и абстрактных рассуждений, но за ними – Земля, та ее сфера, где живет и только и может жить человечество и вообще существовать развитая жизнь, та природа, которая нас окружает, труд и мысли многих и многих исследователей. Здесь звучат торжественные слова Ломоносова: «О вы, исследуйте всечасно, что есть велико и прекрасно…» Термины в книге – слова на бумаге, но в них сжато выражены глубокие законы. Наверно, тут вспомнят виденное и многие читатели: полевые исследователи, люди, живущие среди природы (и просто любящие ее), туристы и, возможно, космонавты.

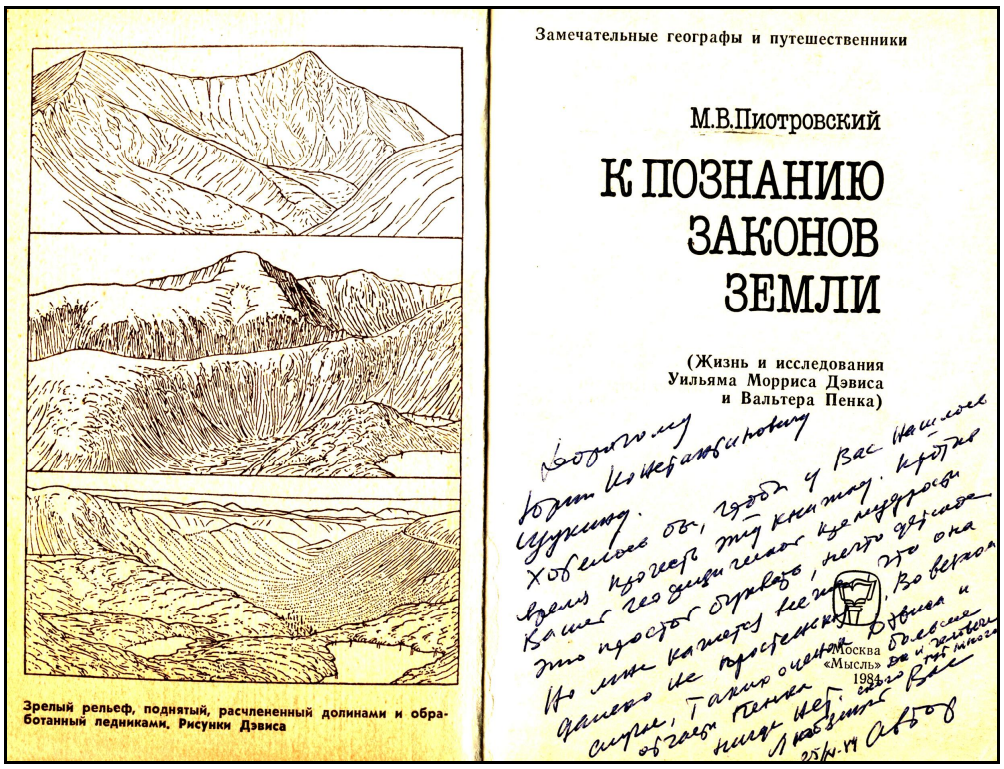
«Взаимодействие потоков и склонов» – это горные реки, белые от пены, глухо гремящие валунами, и живые каменные осыпи склонов в километр высотой, кристальные плесы Алдана и зловеще стремительный бег Тимптона в гранитном каньоне. «Тектонический рельеф» – это снежные вершины Кавказа и Тянь-Шаня, тяжелые ступени сурового таежного Становика и пологий уступ плато к уходящим вдаль полям чехословацкого колхоза, где на чугунном щите отлиты слова: «Русским воинам на полях Аустерлица». Тектонические движения создали этот уступ, а за огромное геологическое время снос его смягчил. Но мгновением настоящего была и та ушедшая в вечность минута, когда по этому склону со знаменем бежал Тизенгаузен – князь Андрей». Настоящий исследователь ощущает и то и другое время. Горы велики и прекрасны для всех, но, когда в вечернем свете все оттеняется и начинает жить: просвечивают складки пород и разрывы, подчеркиваются уступы поднятий, борозды, пропаханные на склонах сползающими глыбами, изломы долин – тогда, рождается понимание мудрых связей природы, к исследователю приходит чувство счастливой полноты и исчезают границы между наукой, искусством и жизнью. «Отселе я вижу потоков рожденье и первое грозных обвалов движенье» – это поэзия, но и мгновенное, абсолютно точное познание природы гением.

Так ощущали природу и герои этой книги. Пусть же и для читателей за терминами и объяснениями не исчезают горы, зеленые долины, шум рек и радость исследования».

«Во всех случаях для географа и для геолога геологическая структура является одной из ведущих причин, следствием которой являются формы рельефа», – У.М. Дэвис.



Уильям Моррис Дэвис (1850-1934)
(фотография около 1912 года)



ДОБРЕВ ТОМА БОСИЛКОВ (1921-2003) – ИЗВЕСТНЫЙ БОЛГАРСКИЙ ГЕОФИЗИК (к 90-летию со дня рождения)

Известному болгарскому геофизику **Тома Босилкову Добреву** сейчас исполнилось бы 90 лет. Он был патриотом своей Болгарии, но и в Россию приезжал как родной дом. Здесь он получил высшее образование, окончив Свердловский горный институт. В Москве он защитил кандидатскую диссертацию. Его научными соавторами и друзьями были почти все известные геофизики прикладных направлений.



Добрев Тома Болисков

«Т.Б. Добрев родился 20 декабря 1921 года в г. Ковачевица Гоцеделчевско в природно-интеллигентной трудолюбивой и родолюбивой семье. Он участвовал в Отечественной войне в 1944-1945 гг. и был награжден «Орденом за храбрость».

Высшее образование и специальность «геофизические методы» получил в 1953 году в Свердловском горном институте. В 1958 году Т. Добрев защитил кандидатскую диссертацию по теме «Анализ результатов геофизических исследований Северо-Болгарского поднятия и разработка рациональной методики сейсмических исследований», а через 15 лет – докторскую диссертацию на тему «Глубинная структура Болгарии по геофизическим данным».



Профессор Т.Б. Добрев, академики Н.Н. Пузырев и В.С. Сурков *(у входа в гостиницу «Академическая», Москва, 1986 г.)*

Научные и творческие достижения проф. Т. Добрева отражены в 170 научных трудах – монографиях и статьях, которые известны в стране и за ее пределами. Его научные интересы: методика сейсмических исследований; комплексная интерпретация

геофизических полей применительно к изучению глубинного геологического строения; исследование структуры земной коры страны. Научный приоритет и проблемы его работ предпочтителен к проблеме изучения полезных ископаемых, в особенности нефть и газ, а также сейсмичности и сейсмической опасности Болгарии и Карпато-Балканского региона.

Многосторонние, содержательные научные достижения проф. Т. Добрева состоят в следующем:

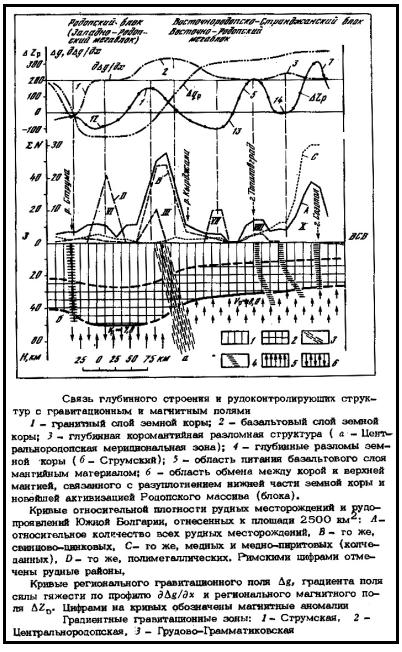
- Региональное изучение глубинного строения земной коры.
- Выраженность магматических и вулканических образований в геофизических полях.
- Взаимодействие и взаимосвязь геофизических полей.
- Физические свойства горных пород и возможность их использования при прогнозно-структурных построениях, в том числе, при обнаружении скрытых рудоконтролирующих структур.
- Геофизические полч и сейсмичность.

Профессор Т.Б. Добрев был избран академиком Международной академии наук по экологии и безопасности жизнедеятельности; членом директорского совета Американского биографического института и Международного центра в Кембридже, Англия». (Болг. журн.: «Минно дело и геология», 2001/1).

Мой друг Т.Б. Добрев глубоко переживал происшедшие социальные и политические перемены: **«...Я не только надеюсь, но глубоко убежден, что в этих кризисных условиях – когда жизнь стала ужасно несносной, а наука стала «товар» во всех отношениях…, нас связывает теперь еще больше не только общая духовная общечеловеческая доброжелательность, прямота и взгляд на справедливое и достойное будущее наших братских народов, но и приятная творческая эффективная совместная научная работа на протяжении более четырех пятилеток!**

…Глубоко переживаю экономический, духовный и государственный кризис, конечно, вместе с большей частью болгарского народа. Тяжело! Но работаю всеми силами для укрепления единства болгарского народа, болгарской интеллигенции и ветеранов Отечественной войны 1944-1945 гг. – как залог приоритета, перспективы демократической, и социально развитой Болгарии – Республики Болгарии. Работаю, чтобы скорее отношения и взаимные связи между Республикой Болгарией и Российской федерацией стали нормальными и соответствовали братским чувствам между нашими народами. Чтобы стало возможно, как прежде, выполнять совместно научные темы, обмениваться учеными, студентами, аспирантами и обыкновенными гражданами наших стран» (из письма Т. Добрева от 20 февраля 2002 г., г. София).





Связь глубинного строения и рудоконтролирующих структур с гравитационным и магнитным полями

1 – гранитный слой земной коры; *2* – базальтовый слой земной коры; *3* – глубинная коромантийная разломная структура (*а* – Центральнородопская меридиональная зона); *4* – глубинные разломы земной коры (*б* – Струмский); *5* – область питания базальтового слоя мантийным материалом; *6* – область обмена между корой и верхней мантией, связанного с разуплотнением нижней части земной коры и новейшей активизацией Родопского массива (блока).

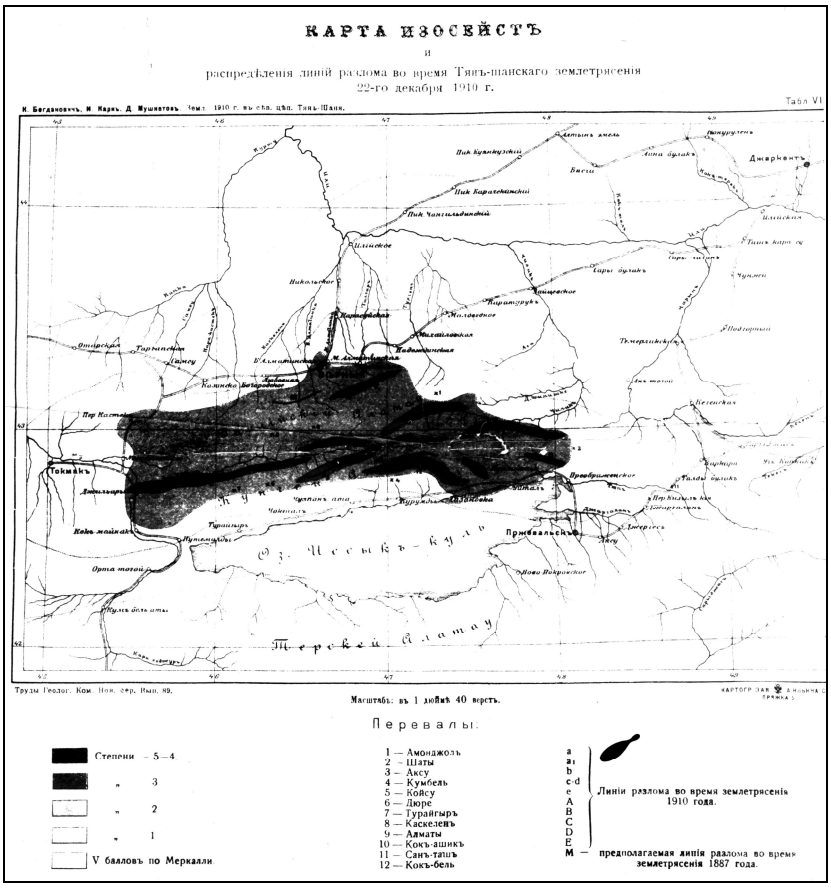
Кривые относительной плотности рудных месторождений и рудопроявлений Южной Болгарии, отнесенных к площади 2500 км^2: *A* – относительное количество всех рудных месторождений, *B* – то же, свинцово-цинковых, *C* – то же, медных и медно-пиритовых (колчеданных), *D* – то же, полиметаллических. Римскими цифрами отмечены рудные районы.

Кривые регионального гравитационного поля Δg, градиента поля силы тяжести по профилю $\partial \Delta g/\partial x$ и регионального магнитного поля ΔZ_p. Цифрами на кривых обозначены магнитные аномалии

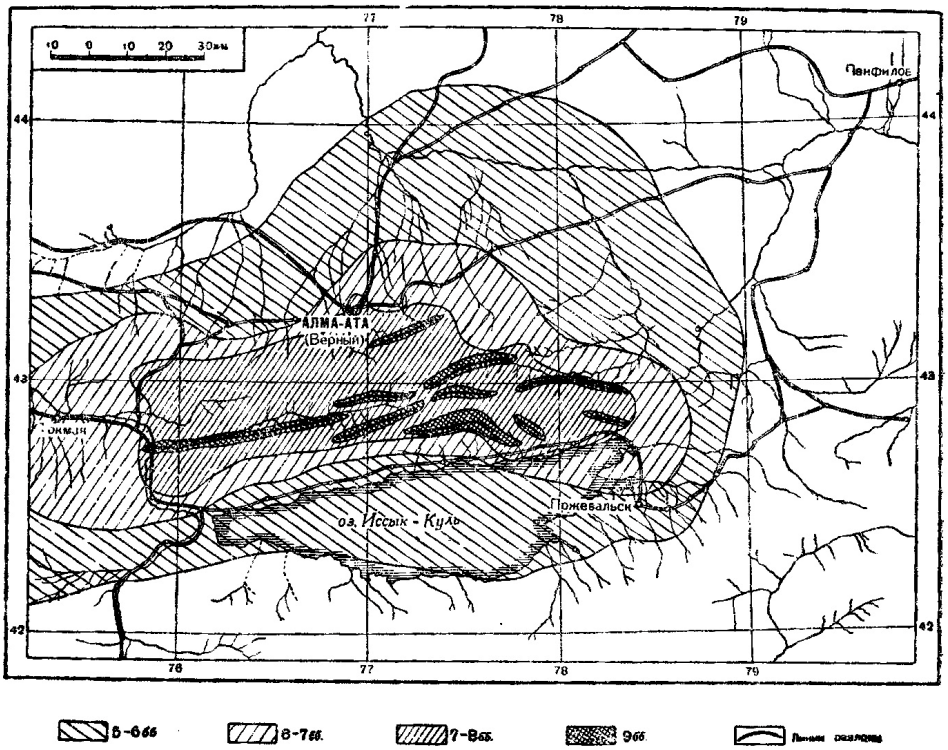
Градиентные гравитационные зоны: *1* – Струмская, *2* – Центральнородопская, *3* – Грудово-Граматиковская

Москва, Наука, 1973 г. Наши любимые темы работ по глубинному строению, сейсмичности и минерагении Карпато-Балканского региона (1965 -1984 гг.)

КЕМИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 4 ЯНВАРЯ (ПО Н. СТ.) 1911 ГОДА



Карта изосейст и распределения линий разломов во время Тянь-шанского землетрясения 22-го декабря 1910 года (по ст. стилю) в сев. цеп. Тянь-шаня *(по К. Богдановичу, М. Карку, Д. Мушкетову (Труды Геолог. ком. нов. сер., вып. 89. Табл. VIII) – из архива Г.П. Горшкова*



(Та же карта изосейст, из книги Е.Ф. Саваренского и Д.П. Кирноса (с. 78)

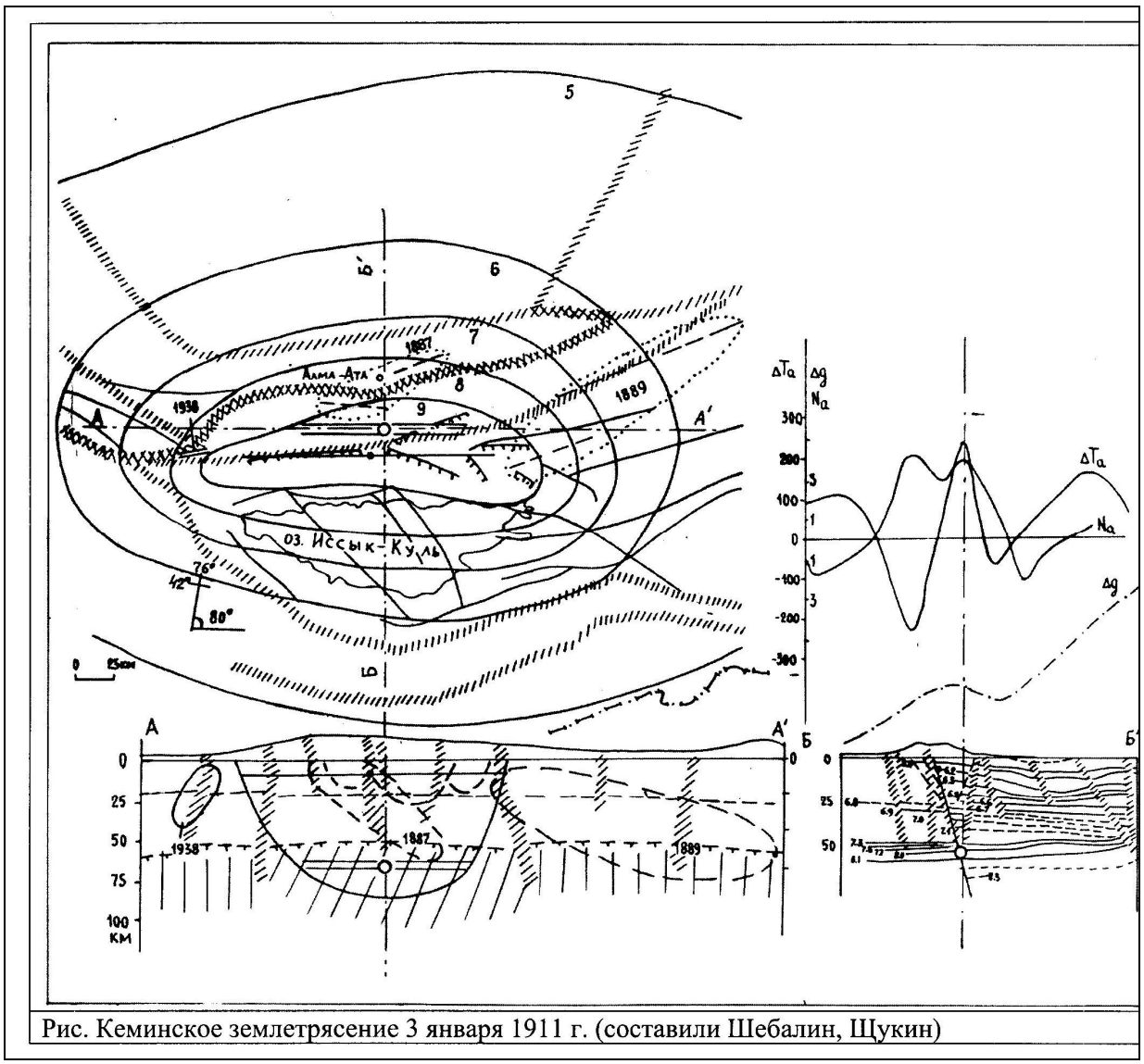


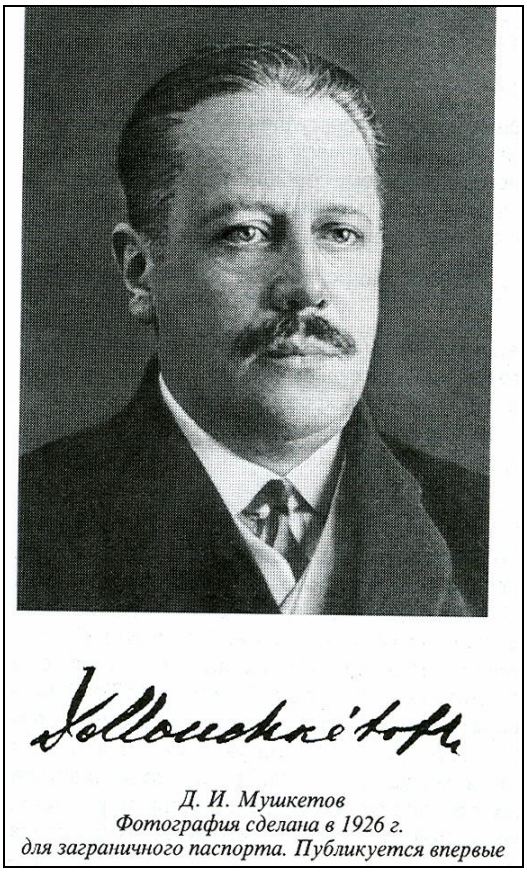
Рис. Кеминское землетрясение 3 января 1911 г. (составили Шебалин, Щукин)

Глубинные условия в очаговых зонах землетрясений Северного Тянь-Шаня *(Н.В. Шебалин, Ю.К. Щукин, рукопись. Архив Ю. К. Щ.)*

«Грандиозные явления нарушения земной поверхности …пришлось изучить русской экспедиции К. Богдановича и Д. Мушкетова после большого землетрясения в Тянь-Шане в 1911 году. … Принимая во внимание доступность издания К. Богдановича и др. «Землетрясения в северных цепях Тянь-Шаня 1911 г.» (Труды Геол. ком. н. с., вып. 89), нет необходимости вдаваться в детали. Помимо многочисленных нарушений второго порядка, трещин (рис. 512), обвалов и пр. в области хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау 4 января 1911 г. (н. с.) произошли крупные сейсмо-тектонические явления в трех долинах рр. Чилика, Б.Аксу и Кебина. В долине Чилика произошли разломы тектонического характера на южном склоне Заилийского и северном склоне Кунгей-Алатау; все линии разрыва приурочены к линиям контакта гранитных массивов с метаморфическими сланцами и свитой осадочных пород; вместе с тем сама долина Чилика является и линеаментом. Линия разрыва почти везде совпадала с верхним краем обвалов. Местами хребет оказался буквально растрепанным то сплошными обвалами, то падением отдельных скал. Наибольший обвал (рис. 513) до 600 м высоты (около Май-булака) оборвал весь склон до вершины горы, а опустившаяся стремительно громадная масса с лесом преградила течение Чилика, который промыл эту плотину только через 3 дня. Рядом произошел другой, немного меньший обвал. Обычно, по более ровным местам, линиям разлома проявлялись трещинами и сопровождающими их надвигами и осе-



Богданович Карл Иванович



«Портрет из застенка», Ю.Я. Соловьев, 2006

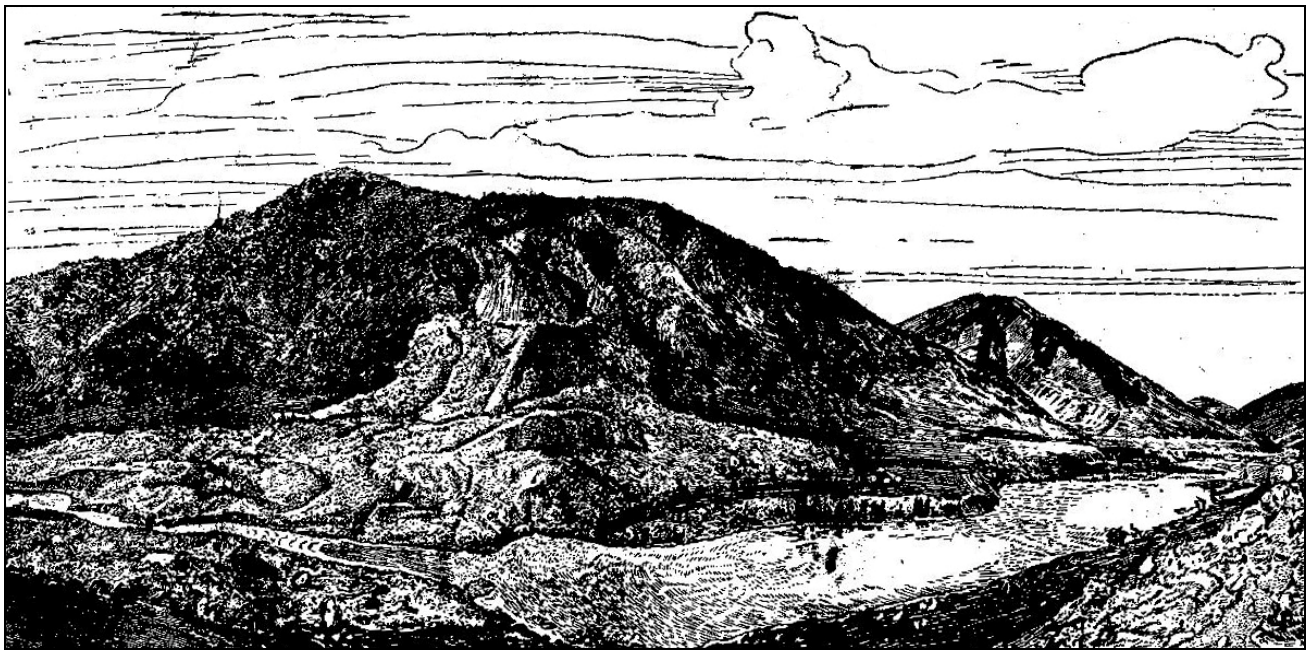
даниями, волнообразными вспучиваниям, издали характерной «веревочкой» протягивающимися по поверхности…» (Д.И. Мушкетов, 1935).

Институтский друг В.А. Обручева, впоследствии известный геолог, известный исследователь Центральной Азии и Тибета, знаток геологии Центральной России, Кавказа, многих районов Сибири, Камчатки, профессор Петербургского горного института, директор Геолкома, **Карл Иванович Богданович**, **всю оккупацию Польши провел в концлагере, выжил и после освобождения страны возглавил геологическую службу Польской Республики. Умер в 1947 г.** (из ст. В.А. Друянов «Рыцарь факта» (Об академике В.А. Обручеве), с. 156, М., 1974).

Истинный факт о судьбе Д.И. Мушкетова (1882-1938) стал впервые известен 31 мая 1962 года. **Мушкетов Дмитрий Иванович,** крупнейший русский геолог, выдающийся специалист в области региональной геологии, тектоники, сейсмологии, талантливый педагог-воспитатель и энергичный организатор государственной службы – последний директор Геолкома СССР, **был необоснованно осужден Военной Коллегией Верховного Суда СССР 18 февраля 1938 года и приговорен к расстрелу. В тот же день приговор был приведен в исполнение. Его намеренно убрали из жизни в расцвете творческих сил, когда ему было 55 лет. К сожалению, место захоронения этого глубоко порядочного человека неизвестно** (из ст. Ю.Я. Соловьев – к 125-летию со дня рождения Д.И. Мушкетова, в журн. «Стратиграфия, геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 107-112).



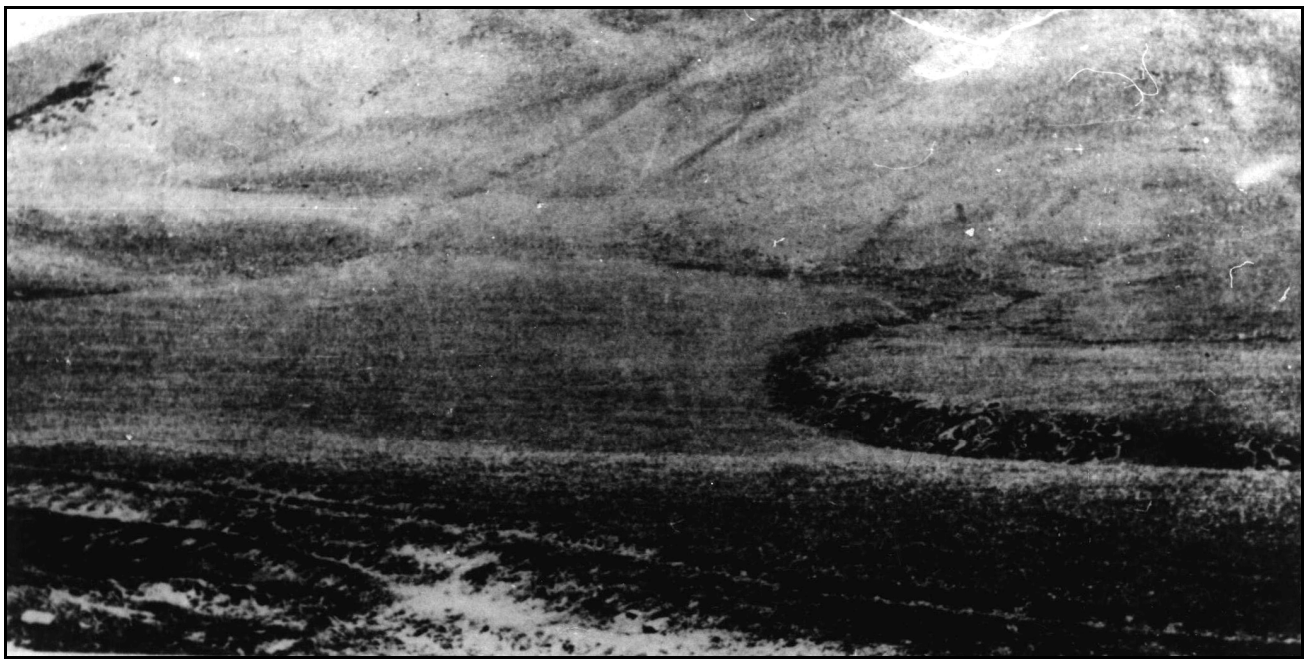
Из кн. И.В. Мушкетов, Д.И. Мушкетов «Физическая геология», 1935 (рисунки 512-513): «Трещина, образовавшаяся на улице б. г. Верного (Алма-ата) и расколовшая деверо во время землетрясения 191 г. Продолжение трещины откололо угол дома *(фото Д. Мушкетова, рис. Слепян)*



Грандиозный обвал на реке Чилик в Заалайском Алатау, запрудивший озеро, вследствие землетрясения 1911 года *(фото С. Ковалевского, рис. С. Слепян)*



«Надвиг» в районе Сазоновки *(фото К.И. Богдановича, 1911 г.)*



Надвиг на восточном склоне перевала Кок-беле *(фото К.И. Богдановича, 1911 г.)*



Трещины в грунтах от землетрясения 1911 года *(из архива Г.П. Горшкова)*



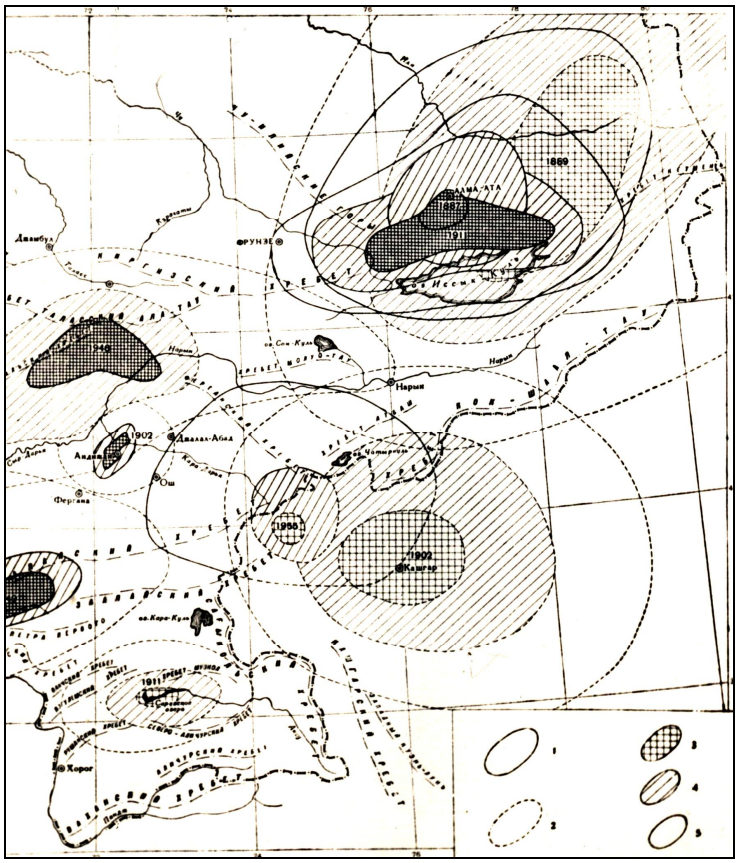


Полностью уцелевший после землетрясения 4.01.1911 г. деревянный Кафедральный собор в г. Верном. Покосился лишь крест на колокольне

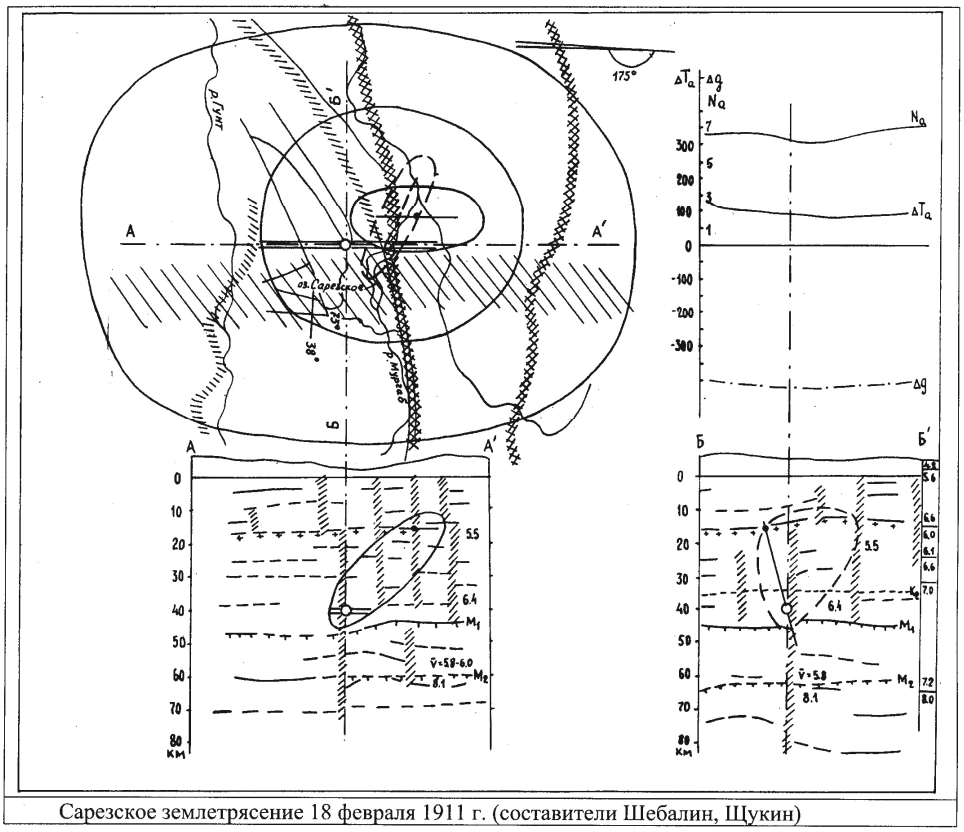


Зенков Андрей Павлович (1865-1934) – военный инженер, автор проекта и строитель Кафедрального собора в г. Верном *(фото из архива Г.П. Горшкова)*

САРЕЗСКАЯ ПРИРОДНАЯ КАТАСТРОФА 1911 ГОДА

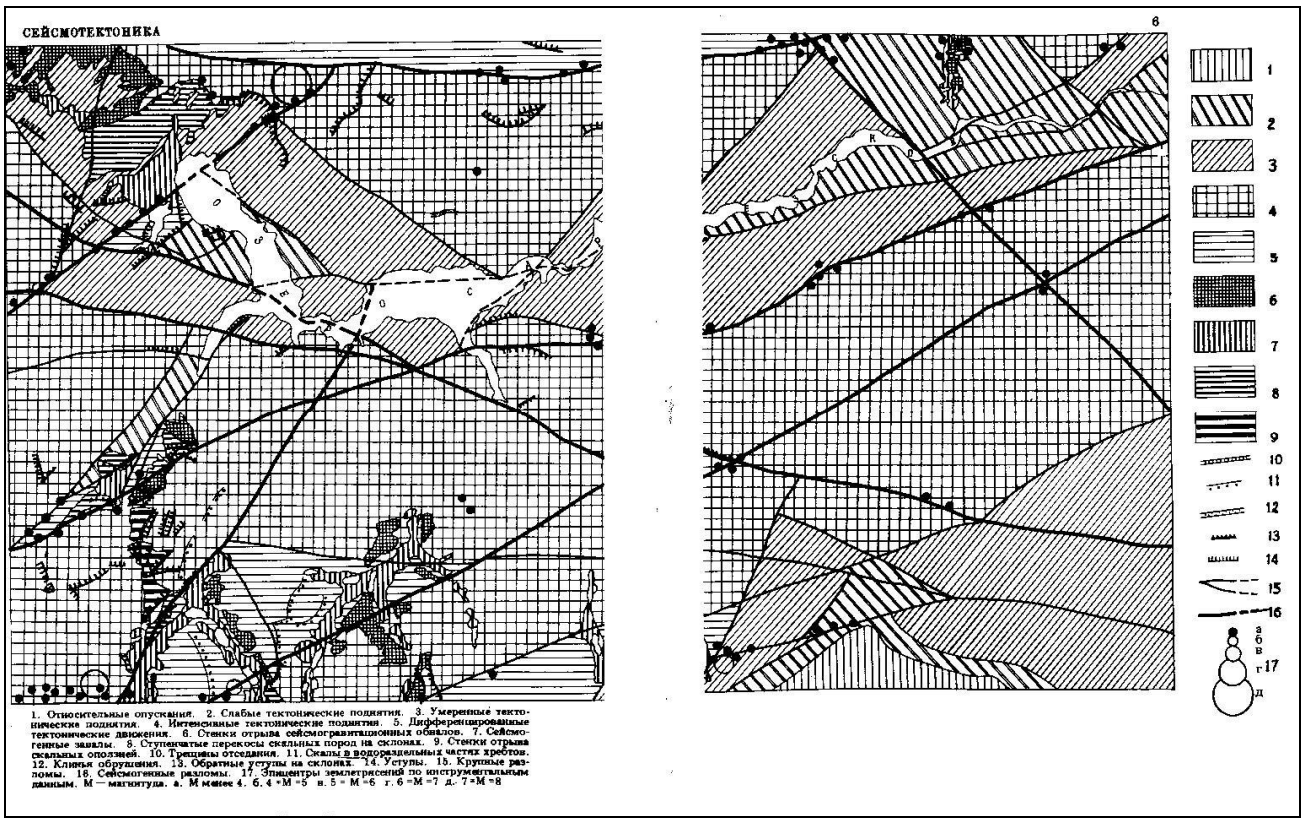


Изосейсты сильнейших землетрясений Средней Азии *(фрагмент карты, из архива Г.П. Горшкова)*



Сарезское землетрясение 18 февраля 1911 г. (составители Шебалин, Щукин)

Глубинные условия в очаговой зоне Сарезского землетрясения 1911 года *(Н.В. Шебалин, Ю.К. Щукин, рукопись. Архив Ю.К.Щ.)*



Детальная сейсмотектоническая схем района Сарезского землетрясения, завала и озера *(на рисунке показано белым цветом в развороте брошюры) (Б.М. Хованский, 1985)*

«…Используя изобретенные приборы, **Б.Б. Голицын впервые выдвинул идею определения энергии землетрясений, сделав оценку ее для Сарезского землетрясения 1911 года.** Его заинтересовал обвал огромной скалы во время этого землетрясения, образовавший, как известно, Сарезское озеро. Он установил, что в далекой точке, в Пулкове, на расстоянии 4000 км, по плотности энергии колебаний, пропорциональной отношению амплитуды к периоду, можно оценить всю энергию волн, полученных очагом. Это предположение широко используется ныне.



Голицын Борис Борисович (1862-1916)

Сейчас используется также так называемая шкала магнитуд, для оценки интенсивности землетрясений; эта шкала разработана в Калифорнии проф. Г. Рихтером и базируется на первой работе Голицына об оценке энергии Сарезского землетрясения». (Е.Ф. Саваренский, В кн. «Развитие физики в России». – Т. 1, гл. X. – М.: изд. «Просвещение», 1970).

ШЕБАЛИН НИКОЛАЙ ВИССАРИОНОВИЧ (1922-1996)
(на встречу 85-летию со дня рождения и «в тему наших обсуждений»)

"песчаный карандаш"

Техническое задание
на составление карты опорной минимальной сейсмической опасности Северной Евразии
/ карта ОМСО /

1. Карта ОМСО строится в рамках, задаваемых угловыми точками в брошюре ..., в масштабе 1:5000 000.

2. Вся территория суши, островов и шельфа (в границах изобаты 200 м) в пределах указанной рамки должна быть покрыта на карте ОМСО не определенное число (не менее 100 и не более 1000) доменов, в пределах каждого из которых должен быть установлен определенный набор параметров, характеризующих потенциальные источники сейсмической опасности /см. легенду/

Для каждого домена строятся изолинии параметра (ген. изолин + рел. изолин + изолин. градиента M(H))

3. Разбиение на домены должно осуществляться как в плане, так и по глубине (по устойчивости источников)

4. По характеру внутреннего распределения сейсмичности домены должны быть разделены по крайней мере на два типа: осевые (о) и равномерные (р). В пределах равномерных доменов сейсмичность распределена по их площади равномерно (равновероятно), в пределах осевых доменов устанавливается нормальное распределение от оси домена (с понижением к границе домена от M_{max} до $M_{max} - \delta M$, δM – в пределах от 1 до 2).

5. Р-домен (районирование) параметрической для территории б. СССР.

6. Вся совокупность доменов может быть объединена, по признаку близости параметров, в ограниченное число форм сейсмичности, с тем, что расхождения внутри одной формы сейсмичности не должны превышать: по уровню — 0.3 (1) М, по наклону в - 0.10 (2); (по каждому домену).

7. Параметры, характеризующие сейсмичность каждого домена, должны быть выбраны так, чтобы представляя собой оценку, минимизирующую (в идеале — сводящую к нулю) ошибки любого типа, как первого рода (завышение описанного уровня возбуждений), так и второго рода (занижение описанного периода повторяемости возбуждений).

Примечание. Пункт 7. не может быть проверен прямым образом ранее, чем через 10 лет после построения карты. Косвенная проверка выполнения п. 6 при принятии карты осуществляется на основе следующих положений:

7.2. Магнитуды, отвечающие периодам повторения 100, 1000 и 10000 лет данной зоны, в сочетании с h_{min} по графику $M(h)$ для данной зоны, при принятом (или средних) уравнении макросейсмического поля не должны давать, как правило, превышения соответствующих значений I_{max} с обеспеченностью (расчет I_{max} для основных населенных пунктов должен быть выполнен группами расчета сейсмостойкости по ходу данной работы). Все случаи превышения должны специально оговариваться в пояснительной записке.

8. Карта строится в виде серии отдельных листов, которые могут быть частично или полностью графически совмещены по усмотрению исполнителя.

9. Карта сопровождается пояснительной запиской с общим объемом основной части не менее 5 и не более 20 стр. В приложениях к пояснительной записке должны быть указаны:

- состав комплекта исполнителей
- перечень использованных материалов прошлых
- перечень основных исходных литературных и фондовых данных
- список литературы.

10. Сроки выполнения: 15 декабря 1994 г.

5.6.1994

Основные операции алгоритма составления карты ОМСО Северной Евразии

1. Разделение каталога (об) по зонам: верхнему (в) и нижнему (н). Замечание: на операции верхи разделены по зонам; при совпадении
2. Необходимое подразделение активных разломов (особенно по глубинности)
3. Разделение каталога (об) по зонам рассеяния (р) и сосредоточения (с) сейсмичности.

~~Зачат~~

5. Сопоставление сейсмичности и геодинамических полей в с-зонах для отсечения полей по M и h_{min} и, при необходимости, для более дробного членения доменов.
6. Сопоставление активных разломов с сейсмичностью в с-зонах с целью уточнения границ доменов и выделения осевых доменов
7. Сопоставление в р-зонах с целью дополнительного выделения осевых доменов
8. Сопоставление суб-каталогов по доменам на базе Генерального каталога, региональных каталогов, данных о палеосейсмодислокациях.
9. Анализ графиков повторяемости и графиков M(h) по каждому домену.
10. Определение набора параметров для каждого домена по совокупности данных

Н.В. Шебалин, 3.6.1999.

обозначения

7 о, 10 р – номер и тип деления: осевой (о), равномерный (р). Нумерация сквозная (у о и р номера не повторяются);

M_{min} – минимальная магнитуда представительных событий (как правило, $M_{min} = 4$);

M_1 – первая максимальная магнитуда, соответствует точке излома ~~на графике~~ графика повторяемости ~~между наблюдаемой и максимальной магнитудой~~;

$M_{max}^{набл}$ – абсолютный зарегистрированный (указанный в каталоге) максимум магнитуды

$M_{max}^{оц}$ – абсолютный ожидаемый максимум магнитуды

T_{min} – период повторяемости M_{min}

T_1 – то же, M_1

$T_{max}^{оц}$ – то же $M_{max}^{оц}$

H_{min} – минимальная глубина очагов

$H_р$ – глубина минимума (пещуры) сейсмичности в поле (± 15 км)

H^{l}_{max} – максимальная глубина очагов в литосфере

D – преобладающий тип подвижки в очагах (сдвиг, сброс, взброс, сброс-сдвиг, взброс-сдвиг, пологие надвиги)

~~Функция Хевисайда~~

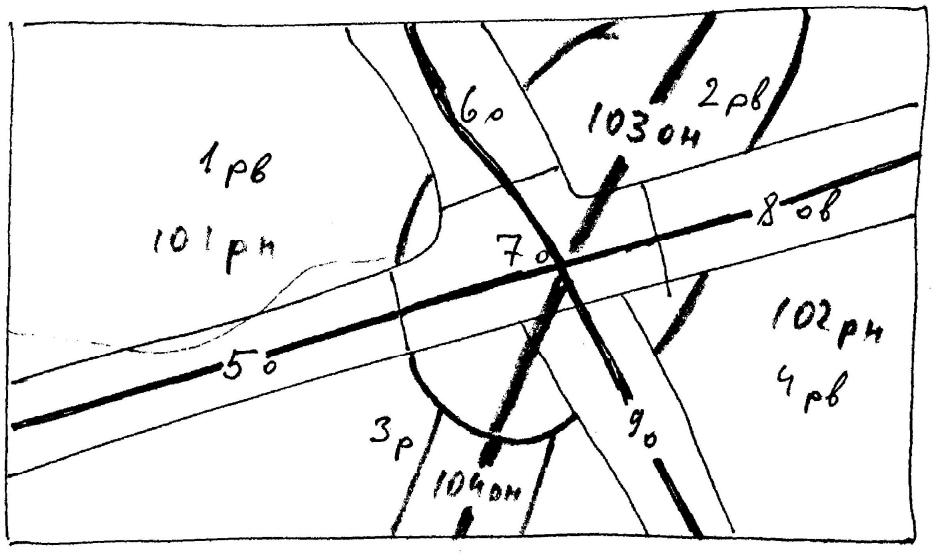
H_a – глубина от астеносферы (для доменов, где имеются промежуточные землетрясения)

H^{d}_{max} – максимальная глубина промежуточных землетрясений

Табличные параметры сейсмичности каждого домена

1о, 15р - номер и тип домена, осевого (о) или равномерного (р). (номера о- и р-доменов не повторяются).
Mmin - минимальная магнитуда представительных событий (как правило Mmin=4).
M-1 - первая максимальная магнитуда, соответствующая точке излома графика повторяемости землетрясений.
Mmax(набл) - абсолютный зарегистрированный в каталоге максимум магнитуды.
Mmax(ож) - абсолютный ожидаемый максимум магнитуды.
dM - уменьшение Mmax(ож) к краю осевого домена.
Tmin - период повторяемости Mmin.
T-1 - то же M-1.
Tmax - то же Mmax(ож).
Hmin - минимальная глубина очагов.
Hp - глубина минимума (паузы) сейсмичности в коре (около 15 км).
Hmax(л) - максимальная глубина очагов в литосфере.
D - преобладающий тип подвижки в очагах (сдвиг, сброс, взброс, сбросо-сдвиг, взбросо-сдвиг, пологий или горизонтальный надвиг, иное).
Ha - глубина кровли астеносферы (для доменов, где есть промежуточные и/или глубокофокусные землетрясения).
Hmax(г) - максимальная глубина промежуточных или глубокофокусных землетрясений.

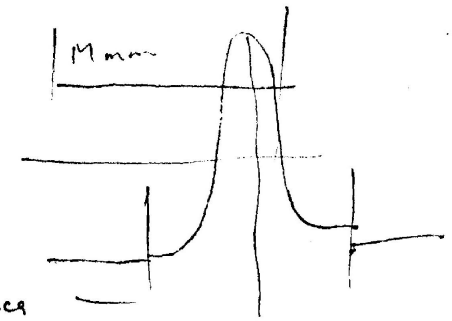
Легенда карт ОМСО Северной Евразии



1 — 2

3 — 4

4рв, 7ов 5 101рн, 104он 6



1 – границы доменов верхнего этажа

2 – то же, нижнего этажа

3 – оси осевых доменов верхнего этажа

4 – то же, нижнего этажа

5 – номера доменов верхнего этажа

6 – то же, нижнего этажа

Таблица параметров сейсмичности центрального домена

N и тип домена	M_{min}	T_{min}	M_1	T_1	M_{max}	T_{max}	$a_4^{(1)}$	b_1	$a_6^{(2)}$	b_2	M_{min}	M_p	M_{max}	I

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЗАДАЧАХ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Наши общие (Ю.К. Щукин) предложения по оценке сейсмической опасности Северной Евразии, к проекту Н.В. Шебалина

Возможность использования геолого-геофизической информации в задачах оценки сейсмической опасности при сейсмическом районировании Северной Евразии.

(1) Накоплен цифровой банк геолого-геофизических данных и построен комплекс карт масштаба 1:5.000.000, позволяющие обоснованно проводить (картировать, зонировать, выделять) границы зон (блоков, неоднородностей) с разными физическими свойствами.

Такое разделение (районирование) уже выполнено для разных глубинных уровней осадочного чехла, консолидированного фундамента, коры, верхней мантии.

Геолого-геофизическую информацию предлагается (в данном варианте) использовать для коррекции имеющейся только геологической или только сейсмологической информации, а также интерполяции и экстраполяции данных в пределах слабо изученных (геологически и сейсмологически) областей.

Для каждого из выделенных неоднородностей слоев (коры, мантии) можно уже сейчас получить любые геофизические показатели (интенсивность, градиент, разлом, отклонение от среднего и пр.), так или иначе (прямо или косвенно) связанные с геодинамической и сейсмической активностью, степенью (свойствами) деформируемых при этом сред.

При составлении карт классов (доменов) можно получить разноглубинные слои или же обобщенный „паспорт" таких неоднородностей в виде карт масштаба 1:5.000.000.

Перечисленные предложения следует рассматривать как вспомогательный (хотя и независимый) материал для обоснования концепции Н.В. Шебалина („доменного зонирования" – Ю.Щ.).

(2) Предлагается подход и конкретные результаты выделения квазиоднородных объемов (неоднородностей) слоя с характерными (индивидуальными) количественными и качественными показателями. Он (подход) автоматизирован и реализован в серии карт в изолиниях близости и адекватности к землетрясениям разных типа и энергии (магнитуды).

Дано сейсмотектоническое описание (с использованием всевозможных признаков – до 20) главнейших сейсмоопасных регионов, очаговых зон сильнейших землетрясений. и построены карты (схемы) близости (адекватности) к землетрясениям M = 5, 6, 7, 8. Таким образом, по этим картам можно выделить однородные (по геолого-геофизическим ~~признакам~~ признакам) области, участки, домены, кластеры и с.н.

Близость (адекватность) глубинных сейсмотектонических обстановок получена для масштабных уровней: континентального (вся территория б. СССР), регионального (Крым, Кавказ, Т.-Зап. Средняя Азия, Байкальский регион и с.н.), детального (очаговые зоны сильнейших землетрясений).

При этом не задается предпочтение той или иной структурной типологии (например, „очаг-разлом", „очаг-блок", „очаг-неоднородность"). В каждом конкретном случае Природа реализует тот или иной феномен слоя.

Таким образом, предлагается цифровой или картографический вариант глубинной сейсмотектонической основы для выделения кластеров, доменов или с.н. с заданным (наблюденным) уровнем сейсмичности (магнитуда, энергия).

Изложенный подход по оценке адекватности геолого-геофизических условий возникновения землетрясений реализован также для большинства платформенных регионов (Восточно-Европейская платформа, Скифско-Туранская плита, неогеновая юга Сибири).

③ Наряду с классическими среды (домены) в случае собственных очагов (в гипо-сейсмогенных и платформенных регионах) реализован и представлен картографически новый подход по оценке динамического влияния очагов на прилегающие к ним платформы. Таким образом, появилась возможность выделения крупных потенциально активных регионов, активность которых зависит от активности соседних областей. Это позволяет учесть показатели тектонической активности платформенных регионов в случае принятия решения о потенциальной их опасности.

Совмещение двух подходов (назовем их: кинематического и динамического) в легенде карты геолого-геофизической карты дает наиболее правдоподобное решение об организации сейсмотектонических неоднородностей среды вне зависимости от приуроченности их к тому или иному тектонотипу.

④ Третий подход связан с более детальным анализом среды в пределах очаговых зон. Возникает реальная возможность поочагового районирования среды, исходя из ее индивидуальных геолого-геофизических показателей. Таким образом, возможно построение карт сейсмической опасности, скажем, Ашхабадской зоны, Газлийской зоны и др.

Такое поочаговое зонирование среды для главнейших сейсмоопасных регионов Северной Евразии также сделано.

⑤ Практически все перечисленные "реализации" и первичные данные, включая исключительные сведения о разломной тектонике, хранятся в банке данных ВНИИгеофизика и могут быть доступны за соответствующую сумму.

Кое-что о геолого-геофизических проблемах в сейсмическом районировании разных масштабов

Совместная количественная обработка геолого-геофизической и сейсмологической информации с использованием разработанных методик (ПОИСК, ГЕО) дает возможность:

выделять на исследуемой территории сингулярные участки и сопутствующие им области глубинных недр, где возможно формирование очагов новых землетрясений;

оценить информативность степень генетической неоднозначности очаговых зон разных землетрясений;

оценить информативность используемых (для прогноза) параметров (геологических и геофизических полей) и измерить их рациональный комплекс;

разработать новый подход к оценке сейсмической опасности (с учётом индивидуальных особенностей строения и (или) энергии землетрясения (подочаговое сейсмическое районирование).

Новое решение задач прогноза землетрясений с учетом накопленных знаний (экспертных решений) и банка данных сводится к:

Созданию региональных комплексных геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии сейсмичных и асейсмичных сред;

Формулированию признаков сходства и различия сред с разной палео- и современной тектонической активностью в данном конкретном регионе, поскольку такие признаки сходства и различия не переносятся из региона в регион с разными режимами развития;

изучению таких структурных и динамических неоднозначностей среды (коры, мантии) и созданию комплексных геолого-геофизических моделей очаговых зон сильнейших землетрясений для их типизации, (с целью использования их разработок для подочагового сейсмического районирования — см. выше);

изучению фоновых геолого-геофизических и геодинамических характеристик среды в задачах сейсмического зонирования слабоактивных платформенных и платформенных регионов.

Все указанные подходы легко иллюстрируются конкретными разработками применительно к задачам сейсмического районирования.

06.94 г.

УДК 550.34

ФАЗОВАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ИОННО-СОЛЕВОГО СОСТАВА ЛОКАЛЬНО-РАВНОВЕСНЫХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ КАК ИНДИКАТОР БЫСТРОПРОТЕКАЮЩИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

А.У. Абдуллаев, Г.Е. Тукешова

Институт Сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Подземные флюиды как наиболее мобильные составляющие земной коры в различных резервуарах и геоструктурах представляет собой достаточно чувствительные локально-равновесные гидрогеохимические системы. Обычно такие системы характеризуются весьма чувствительным структурно фазовым соотношением «порода-вода-газ» [1-5]. Они достаточно чутко воспринимают внешние воздействия и адекватно реагируют на них. Ответная реакция проявляется, прежде всего, в полном соответствии с законом Ле-Шателье [6] внутренней фазовой перестройкой в самой гидрогеохимической системе путем структурной релаксации с генерацией ряда кратковременных импульсных временных аномалий, выраженных в ходе во времени параметров флюидного режима. Формирование состава подземных вод находится в прямой зависимости от вмещающих их пород и ряда гидрогеологических процессов, а также от воздействия эндогенных и внешних факторов, в том числе от воздействия сейсмических процессов [3, 7].

Как известно, ионная форма в химическом составе подземных вод свойственна в полной мере лишь водам низкой минерализации [7]. При увеличении концентрации растворенных солей между ионами усиливается взаимодействие, причем развивается процесс обратной диссоциации, т.е. ассоциации. В растворе образуются ассоциированные нейтральные пары $CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$, $CaCO_3^0$ или несущие заряд $Mg(HCO_3)^{2+}$, $Ca(HCO_3)^{2+}$ [8, 9].

Известно, что способность атомов и ионов присоединять или удерживать электрон определяется как их электроотрицательность, которая, прежде всего, является характеристикой обобщенных кислотно-основных свойств элементов, т.е. мерой того, насколько типична для данного элемента роль донора (катиона-кислоты) или акцептора (аниона-основания) электрона в соединениях. В.С. Урусовым впервые было доказано огромное значение этой теории для анализа различных химических процессов, происходящих в земной коре. Нами сделана попытка применить эту прогрессивную теорию в решении ряда вопросов, связанных с формированием химического состава подземных вод [8, 9].

Для исследования вопросов взаимосвязи изменения химического состава подземных вод под воздействием внешних и эндогенных факторов (быстрые аномальные изменение атмосферного давления, температуры, приливных сил Луны и Солнца возникновение землетрясений и многие другие) нами анализированы экспериментальные материалы, полученные на Алматинском прогностическом полигоне, где осуществляется непрерывный мониторинг за вариациями широкого спектра параметров газохимического состава подземных термоминеральных вод с целью поиска предвестников землетрясений их прогнозирование [2]. На рис. 1 показана карта расположения основных водопунктов наблюдений. Все химические анализы подземных вод осуществлялись согласно методическим указаниям [10].

С целью выяснения механизма происходящей перестройки в ГГХ системе в результате воздействия сейсмических процессов проведены расчеты солевого состава подземных вод на ГГХ станции Т-Тургень и Горельник за 1990 г. и 1995 г. в связи с сильными Байсорунским и Кегенским землетрясениями с энергетический класс которых составляет $K = 15{,}0$ и $K = 13{,}7$. В виду сложности химического состава подземных вод во многих случаях трудно определить, в каком порядке и какие соли будут выпадать из данного раствора. Поэтому принимаемые нами методы перехода из ионной формы в солевую принято называть гипотетическими. Пересчет из ионной формы в солевую производится в соответствии с растворимостью солей. В первую очередь комбинируются малорастворимые, а затем все более растворимые.



Рис. 1. Схема расположения гидрогеодинамических пунктов наблюдений

По данным ежедневных наблюдений на станциях путем пересчета результатов химических анализов из ионной формы в солевую рассчитан теоретически возможный гипотетический солевой состав.

Пользуясь эквивалентной формой выражения химического состава подземных вод при анализах, из ионно-эквивалентной формы достаточно просто комбинировать ионы в соли. Чтобы вычислить количество какой либо соли, нужно с начало число мг-экв катионов, входящих в состав соли (число мг-экв анионов должно быть, конечно, таким же), умножить на эквивалентный вес данной соли, т.е. на частное от деления молекулярного веса данной соли на сумму положительно заряженных катионов, входящих в состав соли.

Общая схема связывания ионов в соли по степени растворимости следующая. Ионы Ca^{2+} связываются последовательно с HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^- в зависимости от его содержания, а затем в такой же последовательности связываются ионы Mg^{2+} и Na^+.

На примере нескольких землетрясений 1995 г., на Алматинском полигоне в восточной части полигона мы видим, что по станции Горельник из возможных расчетных солей катионов натрия, кальция и калия – Na_2SO_4, $NaHCO_3$, NaCl, $Ca(HCO_3)_2$, CaCO3, K_2CO_3 изменились концентрации этих солей: одни увеличиваются, а другие уменьшаются, причем увеличение концентрации идет в противофазе за счет уменьшения других солей (рис. 2-6).

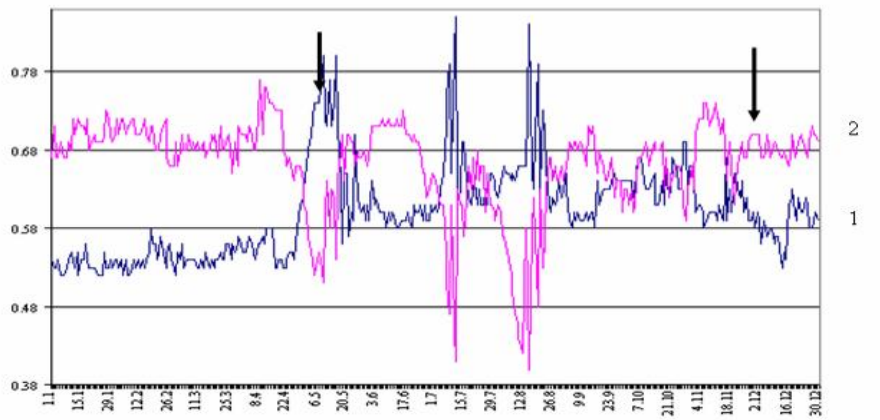


Рис. 2. Временной ход противофазных изменений солей кальция на станции Чушкалы накануне Майского(03.05.1990 г., *К* = 12,2) и Байсорунского землетрясения (12.11.1990 г., *К* = 14,6): *1 – $CaCO_3$, 2 – $CaHCO_3$*

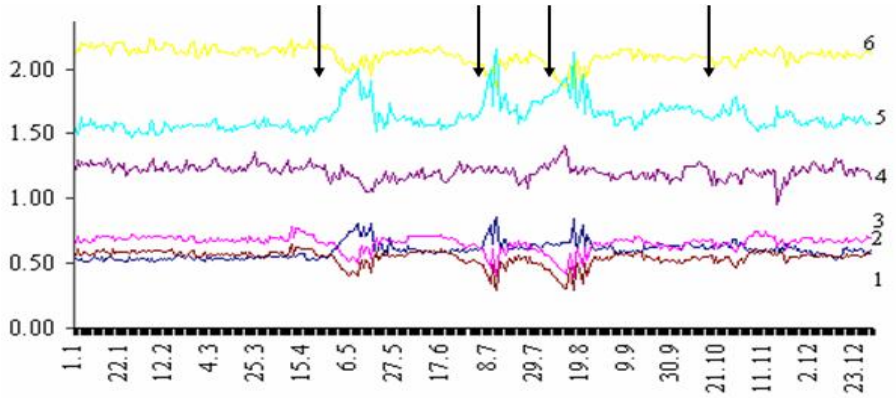


Рис. 3. Гипотетический солевой состав для станции Горельник в период сейсмической активности 1995 г.: *1 – Na_2CO_3, 2 – $NaHCO_3$, 3 – Na_2SO_4, 4 – $CaHCO_3$, 5 – K_2CO_3, 6 – $CaCO_3$*

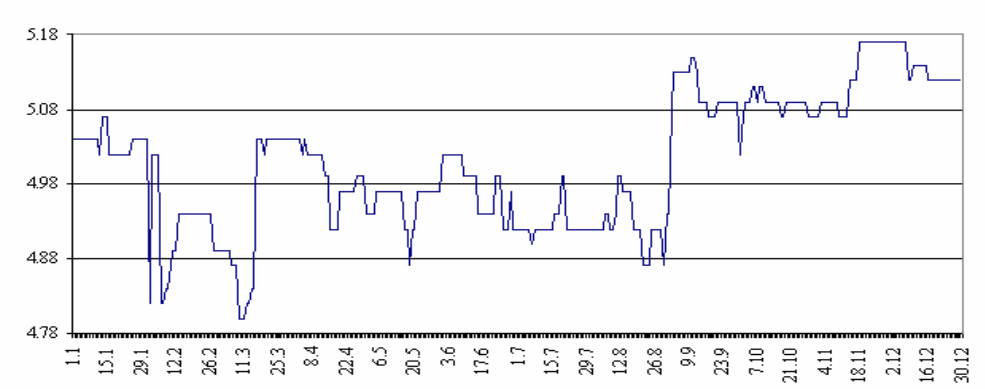


Рис. 4. Изменения содержания $CaHCO_3$ по расчетным данным для станции Тау-Тургень за 1995 г.

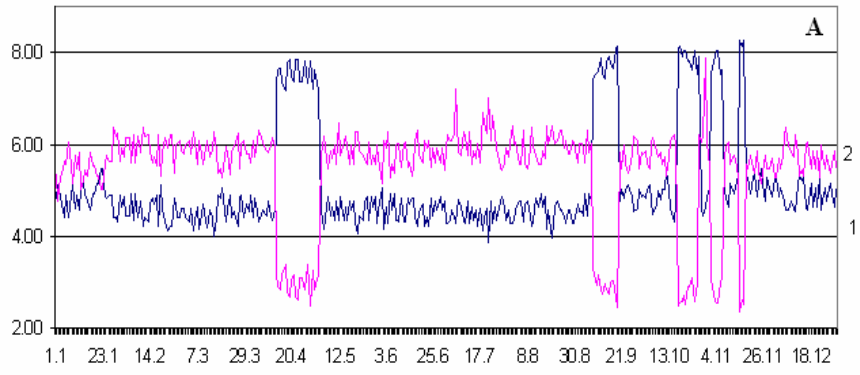


Рис. 5. Временной ход изменений солевого состава по расчетным данным накануне ряда землетрясений в 1995 г., в том числе Кегеньского землетрясения 31.10.1995 г., *К* = 13,7, которые произошли на Алматинском прогностическом полигоне

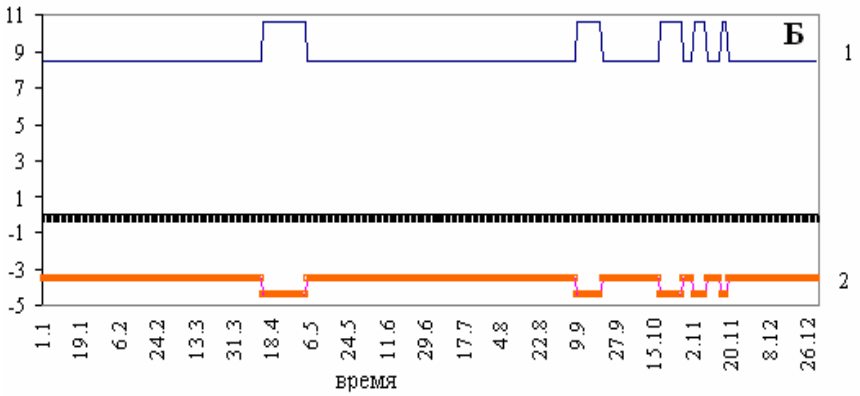


Рис. 6. Распределение солей Mg в противофазе в связи с Кегеньским землетрясением (30.10.1995 г., *К* = 14,3) для пункта Тау-Тургень: *1 – $MgHCO_3$, 2 – $MgSO_4$*

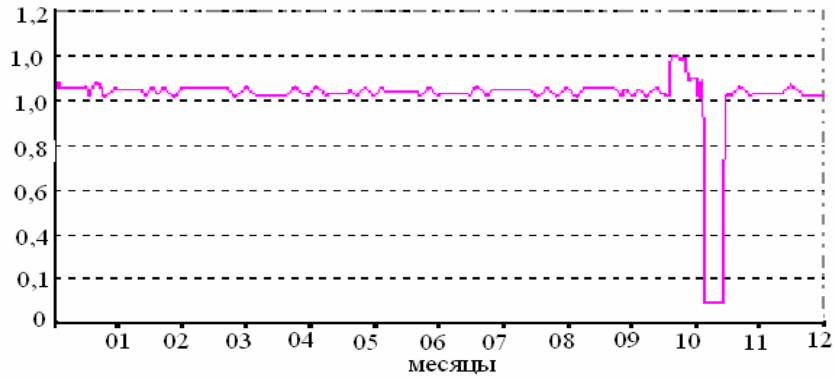


Рис. 7. Теоретическая минерализация термоминеральных вод по расчетным данным по станции Тау-Тургень накануне Кегеньского землетрясения (31.10.1995 г., *K* = 13,7)

Теоретическая расчетная минерализация термальных вод накануне сильных землетрясений показывает, что изменение хода самой минерализации может указывать также на изменение геодинамического состояния вокруг данной скважины (рис. 7).

Аналогичные расчеты по станции Тау-Тургень показывают, что солеобразование или распад солей в системе порода-вода происходит так же как в первом случае: концентрации некоторых солей увеличиваются, а другие уменьшаются. В итоге сохраняется некий стабильный коридор вариации. По расчетным солям $Mg(HCO_3)_2$ и $MgSO_4$ можно увидеть некий стабильный коридор, который резко изменился перед событием, причем, концентрации меняются в противофазе.

За несколько дней до сейсмических событий концентрации некоторых солей в обоих случаях ($NaHCO_3$, NaCl, $Mg(HCO_3)_2$) резко повысились, а некоторых понизились (Na_2SO_4, $CaCO_3$, K_2CO) в виде глубокой бухты, а затем вернулись к первоначальным значениям. Наблюдается четкие неустойчивости в балансе солей, резкие повышения минерализации перед толчком и резкие снижения во время события в связи с увеличением доли уменьшенных солей.

Эти факты свидетельствуют, что в период подготовки и реализации рассмотренного события в равновесную ГГХ – систему извне не поступало дополнительное вещество, а аномалии появились в результате структурной релаксации. Вместе с тем, теоретические расчеты показали, что накануне землетрясения, возможно, имеет место достаточно интенсивный процесс ассоциации. В связи с воздействием аномальных напряжений происходит внутренняя перестройка в полном соответствии с действием известного принципа Ле-Шателье [6].

Анализ ионно-структурных связей термальных вод и динамических параметров (дебит, уровень, затрубное давление) накануне землетрясений показывает чрезвычайно неустойчивую геодинамическую обстановку, скачкообразно развивающуюся во времени до самого сброса напряжений. Для описания динамической неустойчивости подземных водно-газовых систем в физической химии применяется понятие «энтропия» как термодинамическая функция состояния системы (*S*) или количественный показатель хаоса или упорядоченности системы. Как известно, в статистической термодинамике энтропия – понятие степени беспорядка в расположении и движении большого количества однородных элементов (молекул, атомов, ионов и др.) в некоторой изолированной системе, которые могут быть определены известной формулой Больцмана-Планка: $S = \kappa \cdot \ln P$, $\kappa - 1{,}38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град (Постоянная Больцмана), *P* – число различных (равновероятностных) микросостояний некоторой изолированной системы. Представляется, что временной ход развития внутренней структурной релаксации локально-равновесной UU{ системы в период образования концентрационных аномалий лучше охарактеризуется в физико-химических понятиях через термодинамическое состояние – энтропию. Для этого в качестве однородных элементов состояния (ее основных ячеек) принимаем ведущее элементарное частное равновесие, из которых состоит локальное физико-химическое равновесие гидрогеохимической системы в целом в районах наблюде-

ний. Теоретический анализ информативности таких систем показывает, что в них могут быть выделены 5 основных частных равновесий:

карбонатное ($CO_2 + H_2CO_3 \leftrightarrow 2H{+}HCO_3 \leftrightarrow 2H + CO_3^{2-} \leftrightarrow CaCO_3$),

хлор-сульфатное ($2NaCl \leftrightarrow Ca(Mg)SO_4$),

силикатное ($2H_2O + SiO_2 \leftrightarrow H_4SiO_4$) и, наконец,

эквивалентный катионный обмен ($2Na^+(K^+) \leftrightarrow Ca^{2+}(Mg)$).

В реальных гидрогеохимических системах все элементарные равновесия тесно взаимосвязаны и развиваются сопряжено (рис. 8).

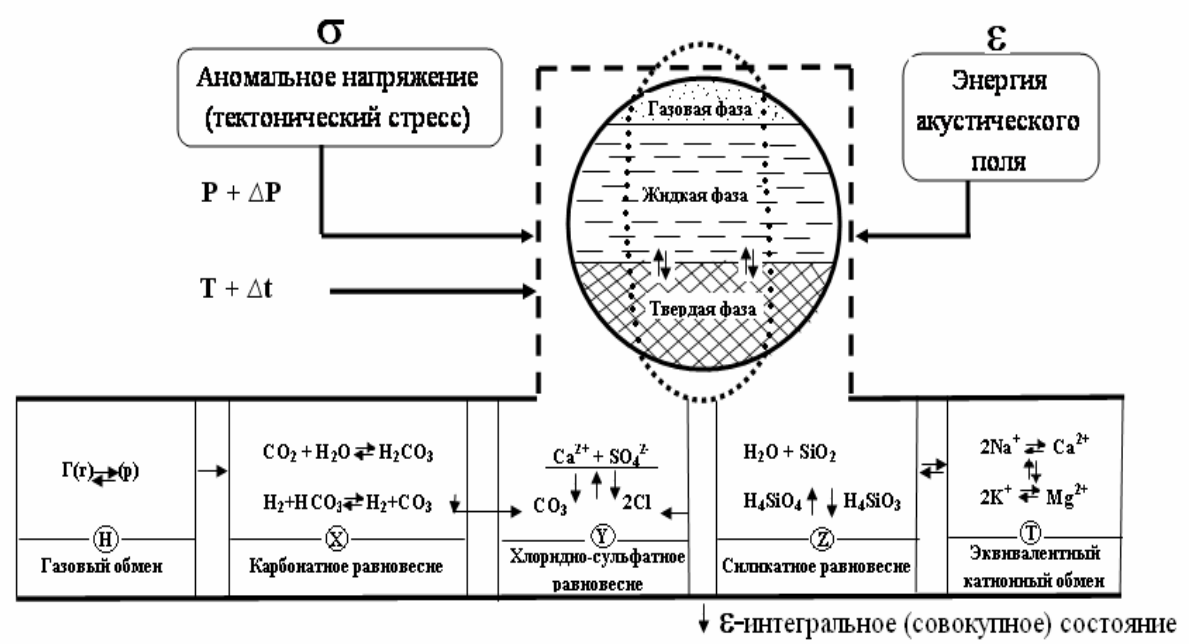


Рис. 8. Физико-химическая модель генерации диссипативных концентрационных аномалий в локально-равновесных системах

Как показывают опыты и прямые наблюдения, наиболее уязвимым равновесием, чрезвычайно четко реагирующим на изменение НДС, является карбонатное равновесие. Можно достаточно четко выделить и рассчитать термодинамические параметры трех базисных (модельных) химических реакций карбонатного равновесия:

$$А)\ H_2O + [CO_2]^K{}_p \rightarrow H_2CO_3;\ Б)\ Ca^{2+} + CO_3^K{}_p \rightarrow CaCO_3;\ В)\ CO_3^{2-} + H^{+K}{}_p \rightarrow HCO_3,$$

где K_p – константа равновесия.

Расчеты показывают, что свободная энергия Гиббса (ΔGe), на примере станции Горельник, по этим реакциям имеет следующее значение: А = –6622 кал/моль, Б = –2656 кал/моль, В = –1063 кал/моль.

Это означает, что при влиянии на ГГХ систему НДС воздействие химической реакции с меньшим запасом энергии подвержены гораздо большему колебательному процессу, нежели химическая реакция с большим запасом энергии.

Исходя из вышеуказанного, и сопоставляя эти реакции между собой в энергетическом аспекте, можно выделить в качестве базисной химическую реакцию вида: В) $CO_3^{2-} + H^{+K}{}_p \rightarrow HCO_3^-$ как наиболее чувствительную к внешним энергетическим воздействиям.

С физико-химической позиции ГГХ систему в сейсмоактивном районе можно представить в идее условного шара с взаимосвязанными сопряженными частными равновесиями, который может быть деформирован (эллипс) под воздействием аномальных напряжений ($\sigma_{ан}$) в период тектонического стресса (рис. 9). В результате этой деформации из системы генерируется совокупное возмущение (ξ) как следствие превращения «шара» в «эллипсоид». Такая модель является дальнейшим развитием и подтверждением наших представлений о том, что ГГХ система сейсмоактивных районах – это очень сложная физико-химическая система с легко возбудимой и подвижной средой.

Колебательный характер энтропийного фактора базисных химических реакций карбонатного равновесия в ГГХС свидетельствуют об образовании и распаде гидрогеохимических диссипативных структур локальных частных равновесий в пространственно-временном масштабе. В термодинамическом аспекте это означает чрезвычайно быструю смену энергетического состояния системы через флуктуации и сброса энергии. Этот переход однозначно отражается на временном ходе энтропии (S) как совокупного состояния контролируемой системы, как это иллюстрировано в модели в координатах время (x) и интенсивности флуктуации $S(y)$ накануне тектонического стресса.

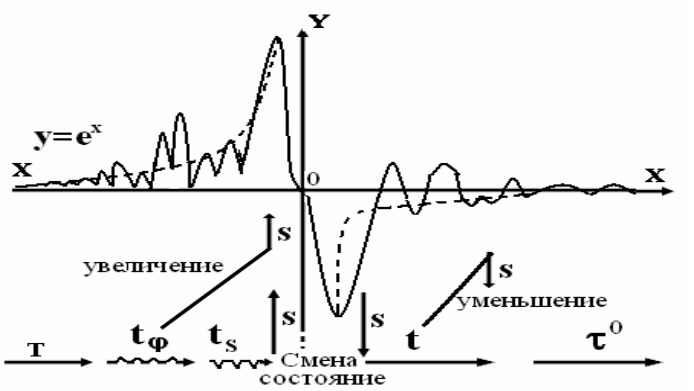


Рис. 9. Принципиальная модель развития временного хода энтропии (S) ГГХ системы в период воздействия тектонического стресса

Заключение

В работе в теоретическом и расчетном вариантах рассмотрен механизм функционирования фазовой перестройки в современных гидротермальных системах, которые имеют локально-равновесное термодинамическое состояние. Раскрывается особенность внутри фазовой перестройки в самой гидрогеохимической системе. Оно выражается в структурной релаксации различных групп химического состава подземных вод, которые идут в противоположном – противофазном направлении. Это явление возникает как моментальная реакция гидрогеохимической системы на воздействие внешних раздражителей – аномальных напряжений. Этот уникальный фактор может рассматриваться как индикатор реализации современных импульсных тектонических стрессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев А.У. Геохимический мониторинг современных геодинамических процессов на Тянь-Шане и прогноз землетрясений // Проблема прогноза землетрясений на территории Тянь-Шаня. – Алматы, 1992. – С. 19-23.
2. Абдуллаев А.У. Гидрогеохимические и гидрогеодинамические исследования в системе прогноза землетрясений в Казахстане // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. – Алматы, 1997. – С. 196-220.
3. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов // Эверо. – Алматы, 2002. – 352 с.
4. Абдуллаев А.У., Тинибаева Г.М. Физико-химические состояния флюидных систем как индикаторы современных геодинамических // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – Вып. 2. – Бишкек, 2007. – С. 12-15.
5. Абдуллаев А.У. Теоретические основы развития динамической гидрогеохимии // Труды Международного симпозиума. – Т. 1. – Ташкент, 2010.
6. Абдуллаев А.У. Принцип Ле Шателье. Брауна как вероятный механизм возникновения геохимической аномалий при геодинамических процессах // Комплексное исследование по прогнозу землетрясений в Киргизии. – Фрунзе: Илим, 1991. – С. 95-99.
7. Гуревич М.С., Толстихин Н.И. Схема химической классификации подземных вод // Изв. вызов. Геология и разведка. – № 1. – 1961.
8. Гидрогеохимия: учебник для Вузов. – М.: Недра, 1992. – 383 с.
9. Дривер Дж. Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 440 с.
10. Лаптев Ф.Ф. Анализ воды. – М., 1955.
11. Николас Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах (от диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации). – М.: Мир, 1979. – 512 с.

МОНИТОРИНГ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ РАЙОНА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО АВАРИЙНОГО ВЗРЫВА ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ

А.В. Адушкин

Учреждение Российской Академии наук Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Катастрофы, происходящие из-за взрывов, занимают значительное место среди аварийных ситуаций, возникающих при реализации различных технологических процессов. Известны крупные аварийные взрывы при хранении и транспортировке взрывчатых веществ (ВВ) [1-3]. Для оценки возможного развития чрезвычайных ситуаций при взрывах целесообразно использовать опыт, накопленный при проведении экспериментальных взрывов, а также использовать данные по имеющимся аварийным взрывам. Аварийные взрывы могут быть отнесены к накладным наземным взрывам.

При наземных взрывах основное количество энергии расходуется на механическое разрушение грунта, тепловое излучение и уносится ударной волной в воздух. Проведенные исследования показали, что все эти факторы оказывают негативное влияние на экологическое состояние прилегающего к взрыву района. Область сильного механического воздействия на литосферу определяется воронкой и сейсмической волной, при этом происходит нарушение микрорельефа. Воздушная ударная волна и тепловое излучение наносят повреждения растительности и живым организмам. На поздних стадиях взрывов в атмосферу выбрасывается большое количество нагретого газа, пыли, которые поднимаются в верхние слои атмосферы и распространяются по ветру на большие расстояния, загрязняя окружающую среду. В условиях глобального звукового канала акустические и инфразвуковые возмущения, вызванные взрывом, могут распространяться на большие расстояния.

Экологические последствия таких явлений недостаточно изучены и являются предметом экспериментального и теоретического моделирования. Важным фактором при изучении аварийных взрывов является экологический мониторинг, который позволяет оценить развитие негативных последствий взрыва.

Задачей и содержанием мониторинга является осуществление системных наблюдений за состоянием окружающей среды, обеспечивающее регистрацию изменений, происходящих в биосфере, оценку различных негативных факторов и объективную оценку опасности загрязнения и деградации окружающей среды.

Наблюдения осуществляются приборными средствами, а оценка – посредством использования модели источника, пути распространения и воздействия загрязнения.

Частный мониторинг является составной частью экологического. Изучается влияние на биосферу и геофизические процесс в ней путем измерений и наблюдений геофизических характеристик окружающей среды, их изменений во времени. Оценка качества окружающей среды проводится по результатам этих измерений. Объектом мониторинга является территория вокруг контролируемой зоны. Составной частью контролируемого района являются зоны взрыва и зоны возможного поражения.

Предметом мониторинга на указанных площадях являются:

- почва и грунт, пыль и аэрозоли;
- воды (подземные и поверхностные);
- воздух (атмосферный и почвенный);
- растительность и животный мир региона.

Мониторинг осуществляется путем измерения состава продуктов взрыва.

Период мониторинга может быть сезонный или годовой в зависимости от нахождения близлежащих природных и промышленных объектов.

Мониторинг основан на использовании имеющихся методов и моделей.

Осуществляется с использованием принципов общей экологии, системного подхода, геофизических методов и представлений.

Основные задачи определяются системой наблюдения и контроля состояния природной среды и потенциально опасных объектов:

– сбор и анализ информации о состоянии природной среды;
– прогнозирование и наблюдение за экологической обстановкой;
– экологическая экспертиза возможных аварийных ситуаций;
– прогнозирование и оценка экологических последствий, техногенных аварий и катастроф.

Поля изучения:

– эпицентральная зона;
– район прохождения следа от облака взрыва.

На рис. 1 приведена схема проведения экологического мониторинга.

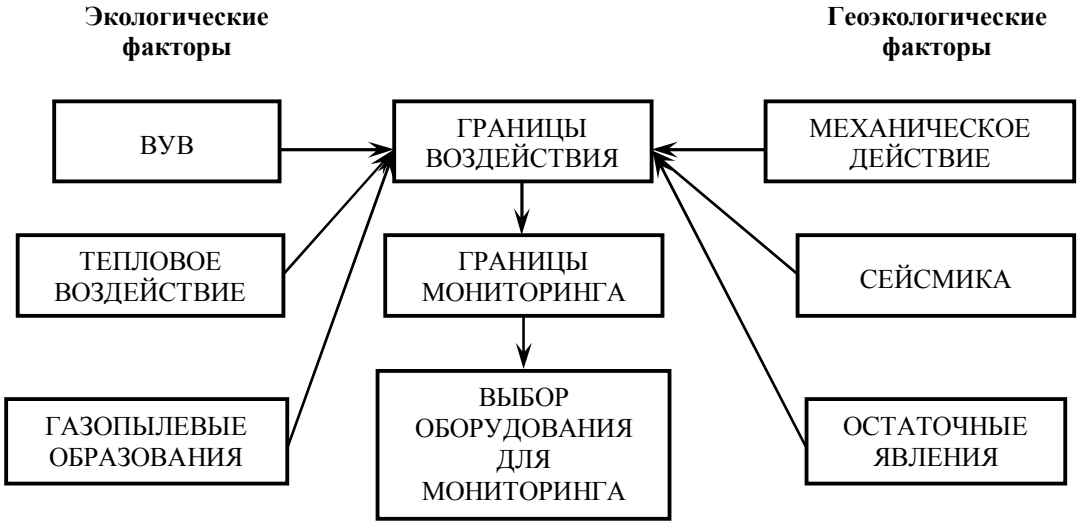


Рис. 1. Схема последовательности проведения экологического мониторинга

Рассмотрим результаты наблюдений при опытных наземных взрывах химических ВВ. Определяющим при этом является оценка зон поражения природных объектов.

В настоящее время становятся все более актуальными исследования, связанные с предсказанием и определением последствий природных и техногенных катастрофических явлений, вызванных взрывом ВВ. Для экспериментального и математического моделирования процессов взрывного типа используются создаваемые базы данных по известным крупным экспериментальным и аварийным взрывам ВВ и их мониторингу. Схема типичного профиля воронки взрыва тротила на мягком грунте приведена на рис. 2. При крупных аварийных взрывах возникают зоны локальных поражений экологических (геоэкологических) структур. К таким структурам может быть отнесена приповерхностная область литосферы, с которой непосредственно взаимодействует атмосфера, биосфера и гидросфера.

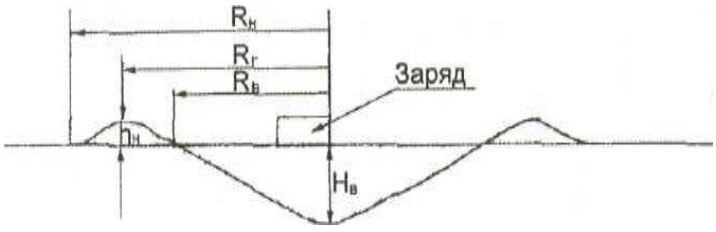


Рис. 2. Характерный профиль воронки взрыва

Оценим на экспериментальном материале экологические последствия и границы таких наземных взрывов [1, 2]. Основными факторами воздействия на окружающую среду в этом случае являются механическое воздействие на верхний слой грунта, образование воронки и навала, воздействие воздушной ударной волны на прилегающий район, тепловое облучение, а также действие продуктов взрыва и газопылевого облака на грунт и окружающую среду. Рассмотрим их в перечисленном порядке.

В эпицентре взрыва на поверхности слоя мягкого грунта в зоне наибольшего механического повреждения верхнего слоя образуется воронка и навал. Характерные значения радиуса, площади, максимальной глубины и объема воронки определяются эмпирическими формулами $R_B = 3{,}4\, q^{1/3}$ м; $H_в = 1{,}6\, q^{1/3}$ м; $S = 40\, q^{2/3}$ м^2; $V = 26\, q$ м^3, где q – тротиловый эквивалент взрыва в тоннах. Поверхность, которая не может быть восстановлена без специальной рекультивации, оценивается как площадь, ограниченная навалом грунта, равная около $S_н = 1000\, q^{2/3}$ м^2. Образование воронок приводит к разрушению верхнего слоя грунта, изменению рельефа местности, нарушению верхних водо-подстилающих слоев. Под воронкой происходит разрушение массива в значительных объемах. Если рекультивация местности после взрыва не производится, то со временем воронка может обводниться с образованием устойчивого водоема. Сезонные обводнения могут привести к обрушению бортов и сносу грунта с образованием оврагов, особенно при взрывах на склонах.

При падении больших кусков грунта, выброшенного из воронки, могут образоваться вторичные воронки, соизмеримые с размером центральной воронки, что увеличивает площадь разрушения. Разрушение верхнего слоя грунта и изменение местного рельефа может быть отнесено к нарушению геоэкологического характера. В воронке и навале обычно отмечаются повышенные содержания абсорбированных нитратных соединений. Через год это приводит к сильному зарастанию этих участков растительными формами, не типичными для этой местности. На второй год из-за сезонного разрушения мягкого кускового материала, выстилающего воронку, ее поверхность частично выравнивается. Высота навала и глубина уменьшаются на 20-30 %. Далее идут участки, для которых может понадобиться частичная рекультивация. Обычно они располагаются с подветренной стороны по следу газопылевого облака.

За границей навала прослеживается действие воздушной ударной волны (ВУВ), которая при своем прохождении воздействует на поверхность грунта, создавая избыточное давление и скоростной напор воздуха. На образование ВУВ расходуется до 70 % энергии контактного взрыва. Параметры ударной волны рассчитываются по эмпирическим формулам М.А. Садовского для зависимости приращения максимального давления ΔP, длительности t_+ и удельного импульса i положительной фазы волны от расстояния R и тротилового эквивалента q при взрыве в диапазоне $1 \le (R / q^{1/3}) \le 100$ м/кг$^{1/3}$.

$$\Delta P = 0{,}095 / (R / q^{1/3}) + 0{,}39 / (R / q^{1/3})^2 + 1{,}3 / (R / q^{1/3})^3 \text{ МПа};$$

$$t_+ = 1{,}7 \cdot q^{1/6} \cdot R^{1/2} \text{ сек}; \; i = 5{,}4 \cdot 10^{-4} \cdot q^{2/3} / R \text{ МПа/сек}.$$

Площадь зоны остаточного воздействия, определяемая границей избыточного давления $\Delta P \approx 0{,}004$ МПа, составляет $S = 2{,}5 \cdot 10^5 \cdot q^{2/3}$ м^2, где q в тоннах. Воздействие ударной волны на участок с лесом проявляется в повале деревьев, срыве кроны и листьев. Зона необратимых повреждений лесного массива лежит в границах с избыточным давлением $\Delta P > 0{,}03$ МПа при скорости воздушного потока свыше 40-50 м/с на площади до $S \approx 1{,}3 \cdot 10^4 \cdot q^{2/3}$ м^2. Избыточное давление до 0,02-0,03 МПа является предельным для многих биологических объектов.

Тепловое воздействие взрыва определяется излучением и теплообменом с нагретым ударной волной воздухом и продуктами взрыва. При плотности энергии излучения не менее 40 Дж/см^2 могут загораться различные легко воспламеняющиеся материалы. Подъем пыли уменьшает вероятность образования очагов возгорания из-за экранировки потока излучения. Площадь зоны с наибольшей вероятностью возгорания сухого торфяника и хвойного сухостоя по оценкам составляет $S \approx 1{,}3 \cdot 10^3 \cdot q^{2/3}$ м^2.

Образовавшееся при взрыве газопылевое облако, объем которого возрастает со временем, перемещается по ветру. Выпадение продуктов взрыва, крупных частиц и пыли происходит на значительном расстоянии в направлении движения. С наветренной стороны выпадение твердых частиц происходит на расстояние $R \approx$ (10-20) R_B. Толщина слоя осадков на этих границах составляет 1-1,5 мм. Вдоль земли может распространяться базисная волна,

пыль от которой осаждается до расстояний (20-30) R_B от центра взрыва. Газовое облако на поверхности распространяется на площади до $S \approx 1{,}4 \cdot 10^3 \cdot q^{2/3}$ м^2 [4].

Характерный состав продуктов взрыва тротила содержит двуокись углерода CO_2, окись углерода CO, азот N_2, углерод C, окислы азота NO_2, NO, воду и ряд малых составляющих. Часть этих продуктов адсорбируется в грунте. Химический контроль воздуха, начиная от воронки и по следу облака, показывает наличие окислов азота, окиси углерода, аммиака NH_3 и следов синильной кислоты HCN. Возможно появление участков с повышенной концентрацией продуктов взрыва из-за их затекания в складки местности. В таблице 1 приведены возможные относительные границы поражения природных объектов в зависимости от избыточного давления, возникающего при взрыве. Также показаны абсолютные значения граничных расстояний для мониторинга экспериментального взрыва тротила массой q = 1000 т.

Таблица 1

Характерные повреждения некоторых природных объектов при эталонном взрыве тротила массой 1000 тонн

R, м	R^0, м/кг$^{1/3}$	ΔPм, МПа	I_+, МПа/с	τ_+, с	Действие взрыва
115	1,15	1,24	0,047	0,182	Граница сплошного навала
120	1,2	1,102	0,045	0,186	Сильное повреждение лесного массива, повал деревьев
150	1,5	0,621	0,036	0,208	Наклон деревьев на 30-40°. Обрыв листьев и сучьев.
235	2,35	0,211	0,023	0,261	Обугливание древесины.
600	6,0	0.033	0,009	0,416	Повал отдельных деревьев. Уплотнение снежного покрова на 80-90 %, гибель биообъектов.
800	8,0	0.021	0,0068	0,481	Разрушение среды обитания
2800	28	0.004	0,0019	0,90	Разрушение среды обитания биообъектов на деревьях

Особенностью одиночных взрывов является и то, что максимальное воздействие на экологию района происходит на начальном периоде в локализованном районе и последствия взрыва могут проявляться со временем. Дальнейшее изучение экологического состояния в районе взрыва путем экологического мониторинга дает возможность уточнить отдаленные экологические последствия, что в конечном итоге позволит более полно представить экологическое состояние прилегающих районов. Многолетние наблюдения районов известных крупномасштабных взрывов указывают на то, что развития каких-либо отдаленных негативных последствий после рекультивации района взрывов не наблюдается.

Вышерассмотренные функциональные связи различных физических явлений при аварийном взрыве позволяют оценить границы и зоны мониторинга и определить методики и оборудование для его проведения. В случае, если масса ВВ неизвестна, то по границам воздействия можно оценить мощность взрыва.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бесчастнов М.В. Промышленные взрывы. Оценка и предупреждение. – М.: Химия. 1991. – 432 с.
2. Бейкер У., Кокс П. и др. Взрывные явления. Оценки и последствия / Перевод с английского, ред. Гельфанд Б.Е., Зельдович Я.Б. М.: Мир, 1986. – 384 с.
3. Кармолин А.М., Чернигов А.Д., Коршунов Ю.Н. Безопасная перевозка взрывчатых веществ железнодорожным транспортом. – М.: Транспорт, 1992. – 383 с.
4. Адушкин В.В., Гарнов В.В., Христофоров Б.Д. Особенности передачи детонации при крупномасштабном взрыве. Безопасность труда в промышленности. – № 2. – 1995. – С. 33-35.

УДК 550.34+551.24

МИГРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВЕЩЕСТВА В ЗОНАХ С РАЗЛИЧНЫМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ОБСТАНОВКАМИ

Д.Р. Акманова[1], А.В. Викулин[1], А.А. Долгая[2], Н.А. Осипова[1]

[1]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*
[2]*Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский*

Введение. Изучение процессов, протекающих внутри Земли, и свойств, слагающего ее вещества, проводится, в основном, на основании наших знаний о землетрясениях и извержениях вулканов. Одним из способов изучения геофизических и геодинамических полей и их аномалий является поиск корреляций между этими полями и величинами сейсмической и вулканической активности. Поэтому составлению каталогов землетрясений и извержений вулканов, их однородности, детальности, продолжительности и полноте уделяется большое внимание. Более того, наличие взаимосвязи между вулканизмом и сейсмичностью, несмотря на кажущуюся очевидность этого вопроса, до сих пор является дискуссионным. По этим причинам сотрудники двух лабораторий ИВиС ДВО РАН, лабораторий Динамической вулканологии и Динамики зон перехода, объединили свои усилия в рамках решения геодинамических задач, в первую очередь – исследования взаимосвязи между катастрофическими сейсмическими и вулканическими явлениями. Отправным пунктом такого исследования является создание единой однородной электронной базы данных, включающей продолжительные ряды наблюдений за землетрясениями и извержениями вулканов планеты. Наличие такой базы данных позволяет «единообразными» способами изучать свойства «энергетических», временных и пространственных распределений очагов землетрясений и извержений вулканов планеты в пределах всех активных зон Земли и планеты в целом.

Характеристика базы данных. На основании анализа имеющихся мировых и региональных списков землетрясений был составлен каталог, содержащий данные о 12725 событиях планеты, происшедших за последние 4,1 тыс. лет: все известные данные о землетрясениях за 2150 г. до н.э. – 1899 г. и данные о сильных с $M \geq 6$ землетрясениях за 1900-2010 гг. С использованием мировых списков извержений вулканов [9-11 и др.] был составлен наиболее полный каталог, включающий данные о 627 вулканах мира, извергавшихся 6850 раз за последние 12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. – 2010 г. Все эти сейсмические и вулканические события легли в основу составленной авторами в едином формате базы данных [4-8], которая регулярно пополняется.

Сейсмические и вулканические события в базе характеризуются следующими параметрами: дата (год, месяц, день), время (час, мин, сек), координаты очага землетрясения или вулкана (долгота и широта в долях градуса), его глубина (для вулканических извержений принята за ноль). В качестве энергетической характеристики для землетрясений используется магнитуда M для извержений – величина W, значения которой $W = 1, 2,\ldots, 5,\ldots, 7$ в соответствии с [11] определяются объемам выброшенного материала $10^{-(4\text{-}5)}$, $10^{-3},\ldots, 1,\ldots, 10^{2}$ км^3.

Числа содержащихся в базе землетрясений и извержений вулканов мира по последовательным интервалам продолжительностью 250 лет постоянно увеличиваются от примерно 7 землетрясений и 13 извержений до начала нашей эры до соответственно 1500 и 800 событий за тот же интервал в начале XXI в.

Строились графики повторяемости землетрясений $LgN = -b \cdot M + a$ и извержений вулканов $LgN = -B \cdot W + A$, где N – числа событий величинами M и W; b и B – углы наклона; a и A – константы, численно равные нормированным величинам сейсмической и вулканической активности. Сейсмический процесс, реализуемый в областях с разными геодинамическими обстановками, в диапазоне $M \geq 6$ характеризуется и разными значениями углов на-

клона графиков повторяемости. В областях сжатия – в пределах окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса, углы наклона близки и составляют $b = -(0{,}7 \div 0{,}8) \pm 0{,}1$, в области растяжения – в пределах Срединно-Атлантического хребта существенно меньшее значение $b = -1{,}2 \pm 0{,}1$ при общем значении для всей планеты, в целом, равном $b = -0{,}9 \pm 0{,}3$. В представительном диапазоне $W \geq 2$ различия в углах наклонов графиков повторяемости извержений вулканов, расположенных в разных регионах планеты, статистически не значимы. В целом, для всех регионов и отдельно взятых вулканов, число извержений для которых достаточно велико и составляет не менее 50, угол наклона можно принять равным $B = -0{,}5 \pm 0{,}1$.

Таким образом, полученные авторами данные подтверждают ранее сделанный П.И. Токаревым (1987, 1991) и Г.С. Голицыным (2003) вывод о существовании закона повторяемости для вулканических извержений, что позволяет параметр W, как и магнитуду землетрясения M, рассматривать в качестве энергетической характеристики отдельно взятого извержения, их совокупности и всего вулканического процесса.

Исследовались распределения чисел сейсмических и вулканических событий по временным интервалам между ними. Оказалось, что характерные периоды повторяемости землетрясений и извержений вулканов заключены в больших диапазонах 80-1000 и 180-3000 лет соответственно. Детальный анализ показал, что наибольшие амплитуды имеют гармоники с периодами $T_C = 260 \pm 20$ лет для сейсмического и $T_B = 240 \pm 60$ лет для вулканического процессов [2, 5, 6].

Миграция сейсмической и вулканической активности. На существование определенных закономерностей в пространственно-временном распределении очагов землетрясений исследователи обратили внимание достаточно давно. Однако впервые явление миграции очагов землетрясений вполне определенно было описано Ч. Рихтером в конце 1950-х годов на примере Анатолийского разлома в Турции. Такое же явление было установлено и для других активных регионов Земли. В настоящее время существование явления миграции очагов землетрясений не вызывает сомнений. Основные закономерности миграции очагов землетрясений, установленные на примере окраины Тихого океана, как процесса волновой природы, описаны в [1-3, 7].

Приведенные выше данные показывают, что извержения вулканов, как и землетрясения, представляют собой достаточно «организованную» совокупность событий, «подчиняющуюся» графику повторяемости и вполне закономерным образом распределенную во времени и в пространстве. Именно такие данные и позволили авторам предположить существование явления миграции вулканических извержений и начать его исследование [1-8].

В настоящей работе впервые явление миграции сейсмической и вулканической активности исследуется на материале всех наиболее активных зон планеты: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайской зоны и Срединно-Атлантического хребта.

Сейсмические и вулканические события, рассматриваемые в совокупности, обладают одной весьма характерной особенностью – они распределены вдоль узких длинных поясов, окаймляющих всю планету (рис. 1). При этом пояса вулканов простираются примерно параллельно сейсмическим поясам. Такое их взаимное расположение позволяет изучение пространственно-временных закономерностей сейсмической и вулканической активности проводить на плоскостях с осями $L - t$, где t – время, L – координата, проходящая вдоль оси пояса.

Ранее нами достаточно детально исследовались пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности вдоль окраины Тихого океана [1-8]. Общая протяженность всей окраины, от вулкана Бакл Айленд (Антарктика) $L_1 = 0$ до вулкана Десепсьон (Южные Шетландские о-ва), составляет $L_{1,\,max} = 45000$ км. Оказалось, что большая часть всех очагов землетрясений и извержений вулканов в базе на всем этом протяжении в течение многих сотен и тысяч лет на плоскости $L - t$ располагается вдоль отрезков прямых линий, наклоны которых определяют их скорости миграции.

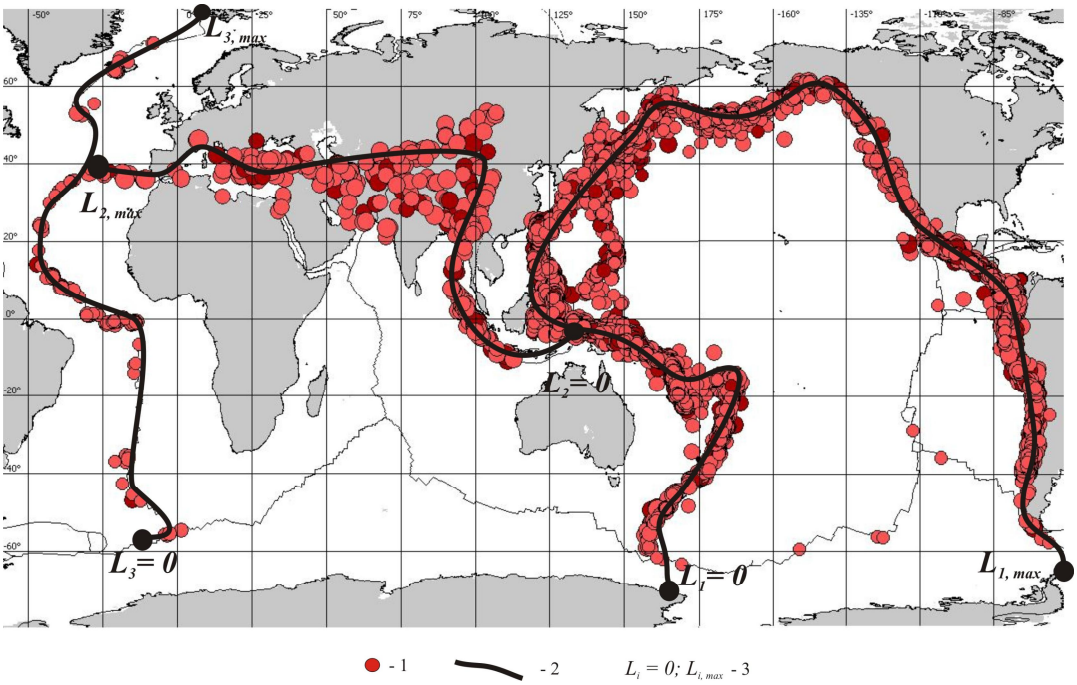


Рис. 1. Сейсмические пояса планеты. *1 – очаг землетрясений; 2 – линия, по которой рассчитывались координаты вдоль осей поясов; 3 – начала и окончания поясов: i = 1 – окраина Тихого океана, i = 2 – Альпийско-Гималайский пояс, i = 3 – Срединно-Атлантический хребет*

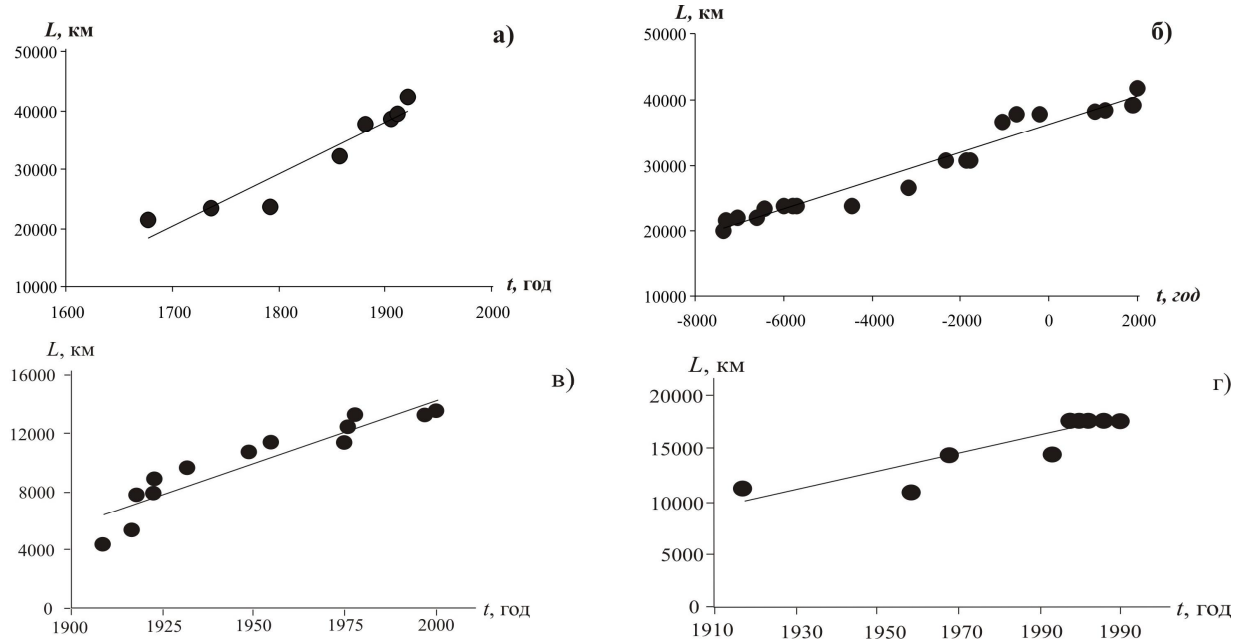


Рис. 2. Примеры миграционных цепочек: *а) – очагов тихоокеанских землетрясений с M ≥ 8,5; б) – тихоокеанских вулканических извержений с W ≥ 4; в) – очагов землетрясений с M ≥ 7 в пределах Альпийско-Гималайского сейсмического пояса; г) – вулканических извержений с W ≥ 4 вдоль Срединно-Атлантического хребта*

Примеры цепочек миграции сейсмических и вулканических событий в пределах окраины Тихого океана приведены на рис. 2, *а, б* [5, 6]. Эти данные позволили авторам сформулировать вывод о том, что миграция сейсмической и вулканической активности является характерным для окраины Тихого океана процессом.

В настоящей работе впервые представлены полученные авторами данные о миграции сейсмической и вулканической активности вдоль Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. Протяженности этих зон составляют для Альпийско-Гималайс-

кого пояса: от L_2 = 0, о. Тимор (Индонезия) до $L_{2,\,max}$ = 20500 км, Азорские о-ва, и для Срединно-Атлантического хребта: от L_3 = 0, Южные Сендвичевы о-ва (Южная Атлантика), до $L_{3,max}$ = 18600 км, о. Исландия (Северная Атлантика). Продолжительности анализируемых каталогов землетрясений для этих зон составляют последние сто лет, полученные только в течение периода инструментальных наблюдений, которые, как известно, были начаты в конце XIX в. Данные для разных участков Альпийско-Гималайского пояса за предыдущие годы, являются неоднородными. Для Срединно-Атлантического хребта данные до начала XX в. имеются только для ограниченных участков зоны и тоже достаточно неоднородны.

Алгоритм выделения миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий в пределах каждой зоны, как и раньше [4-8], сводился к следующему: для каждого *i*-го события с координатой L_i и временем t_i в каталоге искалось такое i + 1-е событие, координата и время которого удовлетворяли условиям $L_{i+1} \geq L_i$, $t_{i+1} \geq t_i$. В результате для различных энергетических диапазонов было выявлено большое количество цепочек миграции сейсмических и вулканических событий. Примеры цепочек миграции вдоль Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта представлены на рис. 2, *в*, *г*. Видно, что и в пределах этих зон, как и вдоль окраины Тихого океана, миграция сейсмической и вулканической активности является весьма характерным процессом.

Все данные по скоростям миграции сейсмической и вулканической активности, полученные нами как в этой, так и в предыдущих наших работах [1-8], представлены на рис. 3.

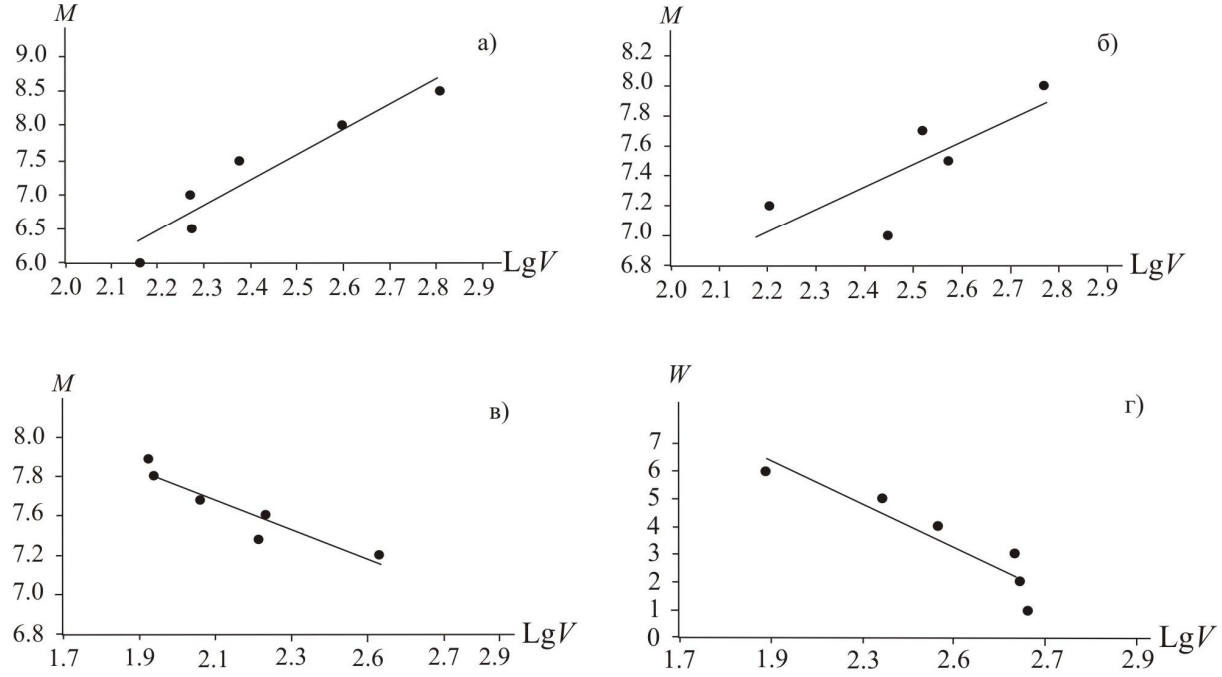


Рис. 3. Зависимости скоростей миграции очагов землетрясений (*а, б, в*) и вулканических извержений (*г*) от энергетических характеристик событий *M* и *W*: *а) для землетрясений окраины Тихого океана; б) для землетрясений Альпийско-Гималайского сейсмического пояса; в) для землетрясений Срединно-Атлантического хребта; г) для извержений окраины Тихого океана*

Эти данные на настоящий момент времени представляют собой наиболее полный объем всех мировых данных по миграции сейсмической и вулканической активности планеты, поскольку они включают в себя и обобщают все опубликованные нами ранее данные, в том числе и данные, полученные другими исследователями, сведения о которых приведены в [1-3, 7].

Обсуждение результатов. В соответствии с данными, приведенными на рис. 3, для каждой зоны в пределах большого энергетического диапазона между логарифмами скоростей миграции сейсмических и вулканических событий *LgV* и их величинами M и *W* установлено существование вполне определенных прямолинейных зависимостей. Наличие таких

зависимостей подтверждает сделанный нами ранее вывод о том, что миграция сейсмической и вулканической активности является характерным для планеты процессом.

Наклоны графиков $LgV \approx p_M \cdot M$ для поясов, находящихся в разных геодинамических обстановках, существенно различны. Действительно, для окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса, являющихся, как известно, зонами сжатия, график имеет «положительный» наклон: коэффициент $p_M > 0$ (рис. 3 *а, б*), а для Срединно-Атлантического хребта, являющегося зоной растяжения – «отрицательный» наклон: $p_M < 0$ (рис. 3, *в*).

Наклон графика $LgV \approx p_W \cdot W$, отражающего особенность миграции вулканических извержений вдоль окраины Тихого океана, является отрицательным: $p_W < 0$ (рис. 3, *г*). Миграция вулканических извержений вдоль Альпийско-Гималайского пояса, вдоль зоны сжатия, и Срединно-Атлантического хребта, вдоль зоны спрединга, также характеризуется скорее отрицательным наклоном, чем положительным. Видимо, такая тенденция уменьшения скорости миграции вулканических извержений с увеличением их величины W характерна для всех вулканических поясов, что связано, по-видимому, с действием сил растяжения, возникающих вследствие поднимающейся из глубины магмы.

Таким образом, наличие единой сейсмо-вулканической электронной базы данных позволяет более масштабно количественно исследовать геодинамические свойства активных поясов планеты и всей Земли, в целом. В частности, полученные в работе данные, показывают, что процесс миграции сейсмической и вулканической активности достаточно «чувствителен» к *тектоническим* движениям в зоне и вблизи нее – к субдукции (сжатию) и спредингу (расширению) и, следовательно, может являться геодинамическим параметром активной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. – Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. – 150 с.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика // Учебное пособие. – Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. – 463 с.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. – Т. 1. – № 2. – 2010. – С. 119-141.
4. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В., и др. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 275-280.
5. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А., и др. Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // Вестник КамчатГТУ. – № 10. – 2009. – С. 7-17.
6. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А., и др. Повторяемость сильных землетрясений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // Вестник КамчатГТУ. – № 10. – 2009. – С. 17-25.
7. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. – № 3. – 2010. – С. 5-11.
8. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Гусяков В.К., и др. Комплексная (катастрофические вулканические + сильнейшие сейсмические события) электронная база данных как основа для модифицированной геодинамической парадигмы (на примере Пацифики) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. – Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2010. – С. 13-19.
9. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. – М.: Наука, 1979. – 339 с.
10. Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А. Радиуглеродная хронология природных и социальных феноменов Северного полушария. – Иркутск: ИркГУ, 2010. – 715 с.
11. Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue) // Published in association with the Smithsonian Institution. – 1993. – 350 p.

УДК: 551.248 + 550.34

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМОГЕННОГО ИСТОЧНИКА ЦАГАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1862 г. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

А.В. Андреев, О.В. Лунина, А.С. Гладков

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

За период полевых исследований 2009-2010 гг. в плейстосейстовой области Цаганского землетрясения 1862 г. (M ~ 7,5) нами пройдены два геолого-структурных профиля, в пределах которых канавами и зачистками вскрыты рыхлые четвертичные отложения. Детальное изучение осадочных разрезов позволило получить обширный материал по вторичным косейсмическим эффектам, представленным разрывными нарушениями и различными формами проявления сейсмитов (рис. 1). В ходе поэтапного анализа распределения различных параметров сейсмогенных деформаций вдоль каждого профиля, путем их интегральной оценки (SUM_{spp}), а также с учетом средних значений угла падения сейсмогенерирующего Дельтового разлома и глубины землетрясений для Байкальской рифтовой зоны реконструирован эпицентр Цаганского сейсмособытия с координатами 52,35° с.ш. и 106,67° в.д. [1] (рис. 2). На основании имеющихся данных представляется возможным оценить параметры сейсмогенного источника катастрофы 1862 г., что и является целью настоящей работы.

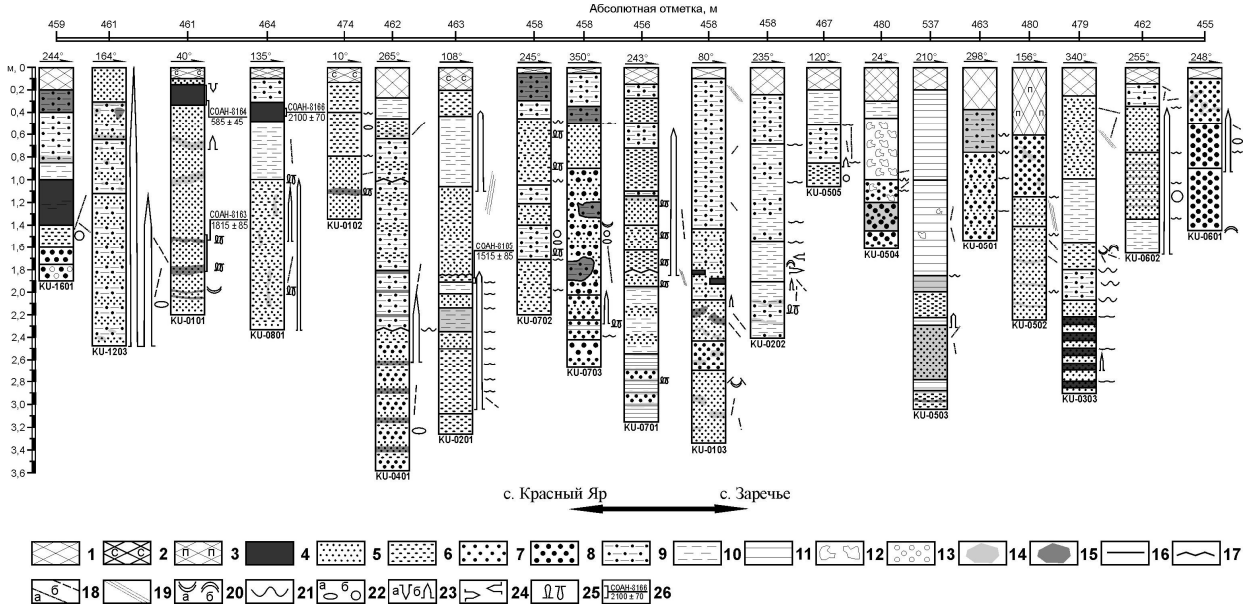


Рис. 1. Деформации в разрезах рыхлых четвертичных отложений профиля «Красный Яр – Заречье» и их стратиграфическая приуроченность. *Условные обозначения: 1 – современный почвенно-растительный слой (СПРС); 2 – СПРС супесчаного состава; 3 – СПРС песчаного состава; 4 – погребенный почвенный слой; 5 – мелкозернистый песок; 6 – тонкозернистый песок; 7 – среднезернистый песок; 8 – крупнозернистый песок; 9 – супесь; 10 – суглинок; 11 – глина; 12 – делювиальный грубообломочный материал; 13 – гравий; 14 – лимонитизированный участок; 15 – гумусированный участок; 16 – граница литологических разновидностей; 17 – граница между ступенями зачистки; 18 – сколовые трещины без видимых смещений (а) и со смещениями (б); 19 – зоны трещиноватости; 20 – складкоподобные структуры синклинальные (а) и антиклинальные (б); 21 – конволютная слоистость; 22 – линзовидные (а) и овоидные (б) формы; 23 – кластические дайки нептунические (а) и инъекционные (б); 24 – инъекционные осадочные силлы; 25 – микродайки; 26 – место отбора пробы, ее лабораторный номер (вверху) и возраст (внизу), определенный радиоуглеродным методом (использован период полураспада ^{14}C, равный 5570 лет, возраст рассчитан от 1950 года). Под осадочной колонкой указан номер точки наблюдения, над ней – экспозиция лицевой стенки зачистки и абсолютная отметка рельефа.*

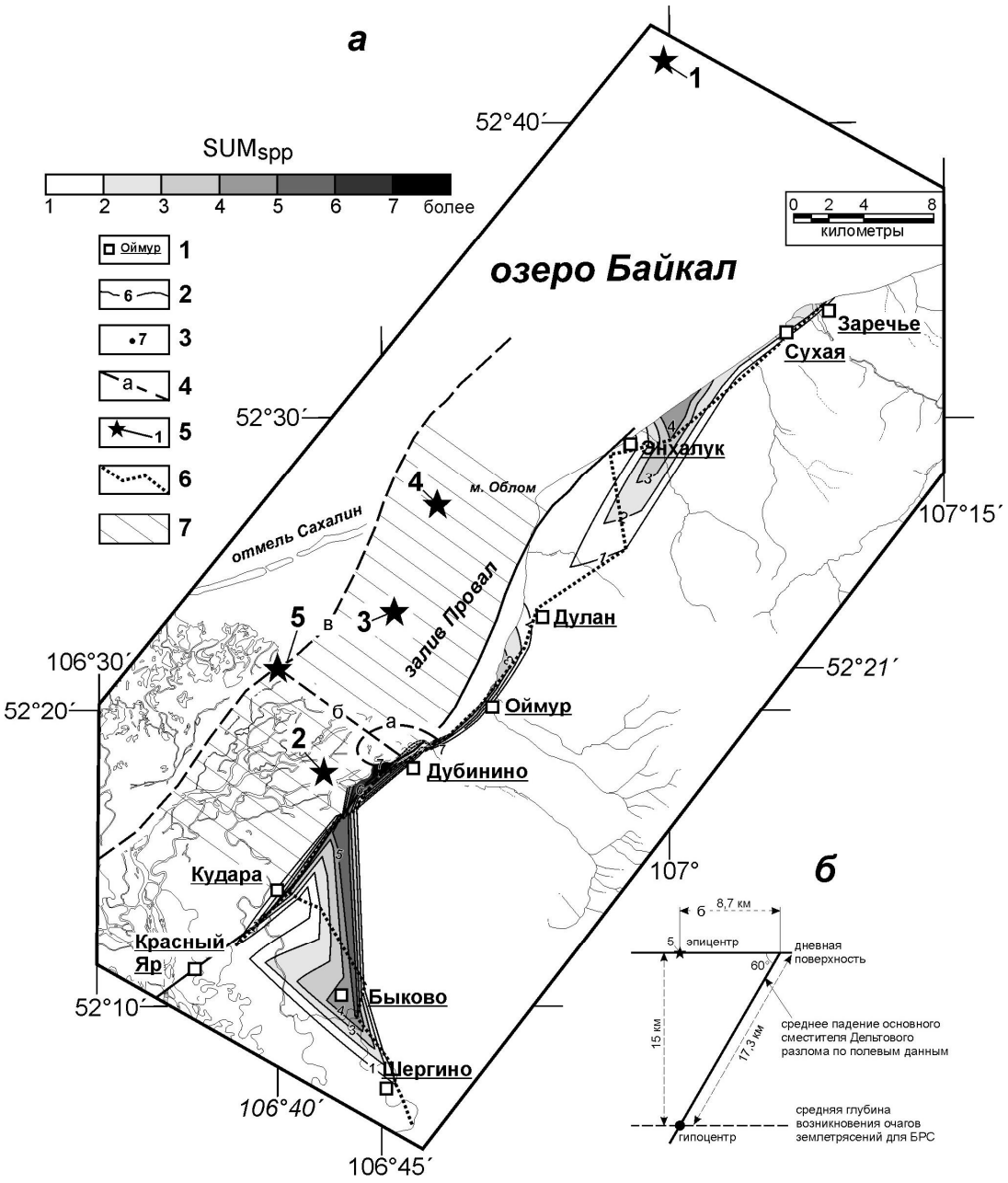


Рис. 2. Реконструкция местоположения эпицентра Цаганского землетрясения 1862 г. на основе проявлений косейсмических эффектов в рыхлых отложениях с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне: *а* – распределение суммы значимых пиков различных параметров (SUM_{spp}), принимавших участие в анализе, в плане (*а*) и соответствующая шкала; *б* – реконструкция местоположения гипоцентра и эпицентра на основе угла падения плоскости Дельтового разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. *Условные обозначения: 1 – населенный пункт; 2 – изолинии параметра SUM_{spp}; 3 – точки наблюдения с максимумами SUM_{spp}; 4 – область с максимальной интенсивностью проявления косейсмических деформаций в грунтах (а), линия по среднему азимуту падения Дельтового разлома (б) и проекция Дельтового разлома с глубины 15 км при среднем угле падения 60°; 5 – эпицентры землетрясений: Среднебайкальского 29.08.1959 г. (1) по данным [7] и Цаганского 12.01.1862 г. (2) по данным [7], (3) по данным [4], (4) по данным [8]; (5) – реконструированный эпицентр; 6 – линии геолого-структурных профилей; 7 – проекция модели индивидуального геолого-геофизического сейсмогенного источника для Цаганского землетрясения 1862 г.*

Авторы, вслед за [2], придерживаются определения индивидуального геолого-геофизического сейсмогенного источника (ИГГСИ) как модели очага и/или разрыва, которая содержит информацию для его трехмерного отображения на любой географической основе.

Такой информацией служит параметрическая характеристика ИГГСИ, получаемая при анализе комплекса геолого-структурных, геофизических, сейсмологических и других материалов, в том числе исторических описаний и макросейсмических обследований последствий ассоциируемых землетрясений. Очевидно, что необходимо располагать широким набором данных по каждому циклу проявления ИГГСИ, увеличивая тем самым качество характеристики. Теоретически, существенную помощь в этом могут оказать вторичные косейсмические деформации в голоценовых осадках, которые группируются в разрезе в деформационные интервалы, соответствующие таким циклам.

Очаг Цаганского землетрясения 1862 г. имел выход на поверхность в виде сброса, хорошо выраженного уступом и рвом в песчаном увале [3], простирающегося на СВ-ЮЗ. При изучении строения разреза разломного уступа в районе между населенными пунктами Инкино и Шерашево установлено, что смещение реализовалось в условиях СЗ-ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с падением 300-350°∠ 45-75° (рис. 3). Видимая вертикальная амплитуда смещения по разрывам в канаве (т.н. KU-1301) составила 2,83 м. Максимальная вертикальная амплитуда сброса ранее оценена в 8 м, а длина сейсмодислокации в 30 км [4], что эквивалентно сегменту Дельтового разлома от мыса Облом до

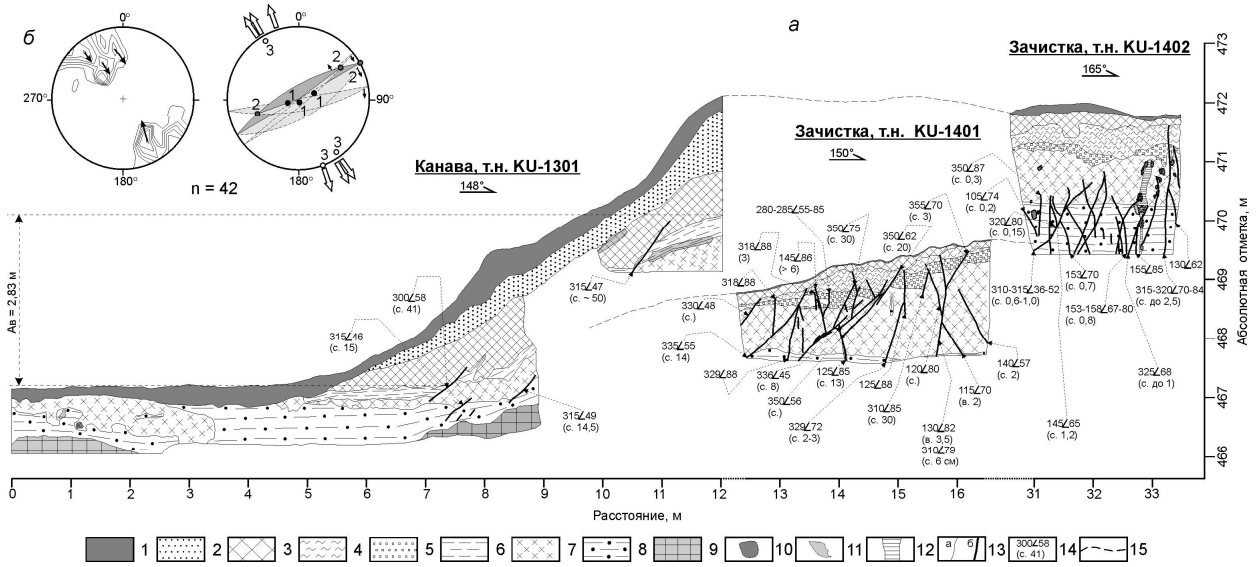


Рис. 3. Геологическое строение северо-восточных стенок горных выработок (*а*), вскрывающих сейсмогенный разломный уступ, и диаграммы трещиноватости и ориентировок векторов главных нормальных напряжений (*б*), реконструированных с использованием методов П.Н. Николаева [9] и М.В. Гзовского [10] по измеренным в выработках трещинам. *Условные обозначения: 1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – песок мелко- тонкозернистый светло-желтый; 3 – супесь буровато-серая, плотная, гумусированная; 4 – супесь бледно-желтая до серого, плотная; 5 – песок среднезернистый белесо-серый с прослоями крупнозернистого серого, темно-серого песка, слоистый, в затечных формах – бесструктурный, слегка гумусированный; 6 – коричневато-серый суглинок; 7 – песок мелко-среднезернистый желтовато-серый, коричневато-серый, слоистый; 8 – переслаивание желтых мелкозернистых лимонитизированных и серых мелко-тонкозернистых плотных песков, местами наблюдается их перемешивание; 9 – гумусированный суглинок; 10 – гумусированные участки; 11 – крупные лимонитизированные участки; 12 – кластическая дайка песка; 13 – границы литологических разновидностей пород (а) и сколовые трещины (б); 14 – азимут и угол падения сколовой трещины в градусах, в скобках указаны кинематический тип (с. – сброс, в. – взброс) и амплитуда смещения в см; 15 – расположение проецируемых линий рельефа. Обозначение «Ав» на разрезе – вертикальная амплитуда сбросовых смещений по зоне разрывов. Пояснения к рис. 3, б. Диаграммы трещиноватости выполнены в верхней полусфере с размером окна 10º. Изолинии максимумов проведены через 1.5, 3.5, 5.5 и более %. Стрелками на диаграммах показаны направления преимущественных разбросов в максимумах трещиноватости согласно методики [9]. Внизу – количество измеренных трещин в трех выработках (n), цифрами внутри диаграммы указаны оси главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения*

с. Кудара. По уравнениям регрессий для сбросов, развивающихся в области растяжения [5], магнитуда землетрясения по протяженности первичного разрыва составит 6,8, а по смещению вдоль него – 7,4. Последнее полученное значение выглядит достовернее для Цаганского землетрясения, поскольку интенсивность его проявления заметно выше по сравнению с близким инструментальным Среднебайкальским сейсмособытием 1959 г. с M = 6,8 [6].

В осадочных разрезах, в т.н. KU-0101 и KU-0201 (см. рис. 1), надежно фиксируется чередование деформированных и недеформированных интервалов, которым соответствуют импульсы сейсмической активности и относительное сейсмическое затишье. Основываясь на результатах радиоуглеродного датирования, выполненного в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя ИГМ СО РАН, и на мощностях недеформированных участков, был получен период повторяемости сильных сейсмических событий, равный 1120-1230 лет.

Таким образом, совокупность данных, полученных нами и опубликованных другими исследователями, позволяет охарактеризовать параметры модели ИГГСИ, генерирующего землетрясения, подобные Цаганскому, и представить ее на географическом плане. Настоящая модель включает один сегмент Дельтового разлома от с. Кудара до мыса Облом длиной 30 км (см. рис. 2) со средними азимутом простирания 55°, азимутом падения 325° и углом падения 60°. Принятая максимальная глубина модели 15 км, минимальная отмеченная глубина 0 км. Следовательно, аналитически получаемая ширина по падению – 17,3 км. При последнем известном землетрясении ИГГСИ по кинематике проявился как сброс с максимально зарегистрированным вертикальным смещением 8 м. Установленный минимальный период повторяемости сейсмособытий равен 1120 лет, максимальный – 1230 лет, принятая Ms для ИГГСИ – 7,4.

Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта ОНЗ-7.7 и РФФИ, проект № 10-05-00072_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. Локализация эпицентра землетрясения доинструментального периода на основе количественного анализа косейсмических деформаций в рыхлых отложениях // ДАН. – Т. 438. – № 4. – 2011.
2. Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fraccassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. The Database of Individual Seismogenic Sourse (DISS), Version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology // Tectonophysics. – Vol. 453. – 2008. – P. 20-43.
3. Фитингоф А.Х. Описание местности при устье реки Селенги, опустившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 года // Горный журнал. – 1865. – Т. 3. – № 7. – С. 95-101.
4. New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 // World data Center A for solid earth geophysics / Ed. profs. N.V. Kondorskaya and N.V. Shebalin. – Colorado, USA: World data Center A., 1982. – 608 p.
5. Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров и внутреннюю структуру сейсмоактивных разломов: Автореф. дис.… к.г.-м.н. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – 16 с.
6. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 303 с.
7. Байкальский филиал Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://seismo.crust.irk.ru, свободный. – Загл. с экрана.
8. Голенецкий С.И. Макросейсмические проявления катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале // Физика Земли. – № 11. – 1996. – С. 3-13.
9. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Известия вузов: Геология и разведка. – № 12. – 1977. – С. 103-115.
10. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.

УДК 550.344

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ

О.И. Аптикаева

Учреждение Академии наук Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Вариации сейсмичности часто связывают с неравномерностью угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси [1]. Существует корреляция между угловой скоростью вращения Земли и числом землетрясений, причина которой состоит в том, что изменение формы Земли влечет за собой сжатие или растяжение ее поверхности, преимущественно в местах разлома земной коры [2]. Надежно установленным фактом в настоящее время также считается существование определенной связи между сейсмичностью и флюидным режимом [3]. Актуальными остаются вопросы корреляции сейсмической активности с особенностями строения земной коры и верхней мантии и с сейсмическими показателями, отражающими степень флюидонасыщенности. Не ослабевает интерес исследователей к вопросу о связи сейсмичности с процессами миграции флюидов в коре и верхней мантии. Результаты анализа многочисленных экспериментальных данных позволяют причислить процессы миграции флюидов к факторам, влияющим на сейсмическую активность [4]. Получен ряд экспериментальных данных, указывающих на то, что вариации скорости вращения Земли являются одной из причин, вызывающих резкие изменения трехмерной структуры поля поглощения короткопериодных поперечных волн в зонах разломов тектонически активных районов [4]. Под временными вариациями трехмерной структуры поля поглощения короткопериодных поперечных волн понимаются изменения добротности и положения границ зон (или слоев) сильного и слабого поглощения.

Полученные в последние годы результаты детального анализа структуры огибающих коды землетрясений Гармского района позволили уточнить наши представления о связи вариаций сейсмичности и флюидонасыщенности коры и верхней мантии с неравномерностью вращения Земли. Обнаружены квазипериодические вариации поля поглощения в ослабленных зонах и блоках, которые мы связываем с изменением флюидонасыщенности в коре и верхней мантии [5]. Вариации поля поглощения в ослабленных зонах соотносятся как с длиннопериодными, так и с короткопериодными вариациями скорости вращения Земли, так что влияние последних на формирование его структуры можно считать очевидным. Тем не менее, в какие-то моменты ощутимым становится воздействие внешних факторов регионального плана, например, вариаций напряжений, связанных с реализацией в пределах рассматриваемой области землетрясений с $M \geq 4$. В статье [6] настоящего сборника анализируется роль неравномерности вращения Земли в реализации условий возникновения трех землетрясений Гармского района с $M > 5$ (1983 г. и 1987 г.), а в предлагаемой работе – ее роль в возникновении всех известных в этом районе землетрясений с $M \geq 5$, начиная с 1895 г.

Результаты палеосейсмических исследований в очаговых зонах сильнейших землетрясений свидетельствуют, что события с магнитудами 6-7,5 происходят в одних и тех же местах с периодичностью 200-500 лет [7]. Они, как правило, тяготеют к конкретным зонам и, скорее всего, происходят в сходных условиях, при воздействии сходных внешних факторов. Для реализации землетрясения определенной энергии должны существовать *структурные элементы*, от размеров и степени консолидации которых зависит, какую энергию они способны накопить в конкретных условиях. Рассматривая землетрясение как результат процесса адаптации геологических объектов к воздействию единого внешнего фактора планетарного масштаба, естественно ожидать, что реакция на это воздействие будет индивидуальной и зависящей от степени консолидации и размеров их структурных элементов.

Гармский район расположен на сочленении трех крупных структурных зон Средней Азии: Южного Тянь-Шаня, Таджикской депрессии и Северного Памира и характеризуется высокой сейсмической активностью, что определяется, в том числе, и особенностями строения коры и верхней мантии (рис. 1). При сопоставлении трехмерной структуры поля поглощения с сейсмичностью в пределах исследуемого района оказалось, что очаговым зонам сильнейших землетрясений Гармского 1941 г. с M = 6,4 (№ 12) и Хаитского 1949 г. с M = 7,5 (№ 20), локализованных на севере района, соответствуют области максимального контраста поглощения в коре и верхах мантии [8]. Судя по имеющимся данным, в очаговых зонах Арганкульских землетрясений 1934 г. с M = 6,5 и 1935 г. с M = 6,1 (№ 5, 9), а также землетрясение 1924 г. с M = 6,4 (№ 2), локализованных в южной части района, контраст поглощения между ослабленными зонами и блоками меньше (в первую очередь, за счет меньшей добротности блоков). Это может быть следствием существования в блоках вертикальной неоднородности поля поглощения, т.е. меньшей по сравнению с севером степенью консолидации блоков.

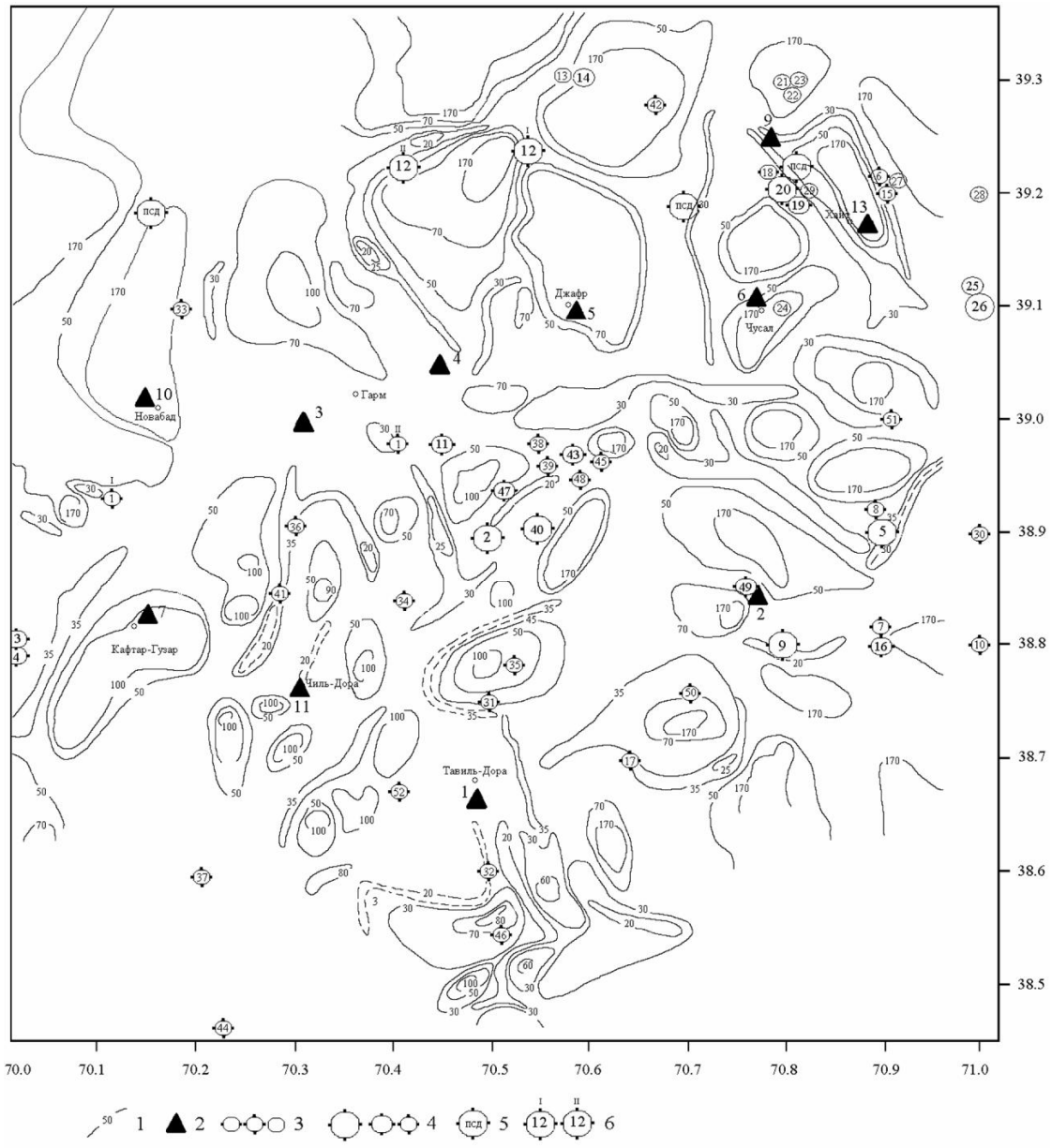


Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров сильных землетрясений Гармского района. *1 – мощность литосферы (h_k) км; 2 – сейсмические станции; 3 – эпицентры соответственно форшоков, главного события, афтершоков; 4 – эпицентры землетрясений с M > 6, 5,5, 5; 5 – положение эпицентров по палеосейсмодислокациям; 6 – эпицентры Гармского землетрясения 1941 г. (I и II) соответственно по [12] и [9]*

Север района характеризуется значительно бóльшими, по сравнению с югом, горизонтальными и вертикальными размерами добротных блоков. Кроме того, подвижность блоков на севере района выше, чем на юге благодаря тому, что здесь области сочленения блоков (ослабленные зоны) характеризуются меньшей мощностью литосферы и одновременно большей мощностью астеносферы. Вследствие чего, вероятность возникновения наиболее сильных землетрясений на севере выше, чем на юге.

Этот вывод согласуется с данными, полученными при изучении дислокаций в эпицентральной зоне Гармского и Хаитского землетрясений [9, 10]. Здесь были обнаружены, по крайней мере, три палеосейсмодислокации (ПСД на рис. 1), которые являются свидетельствами более ранних сильных землетрясений в этом районе. Возраст этих землетрясений составляет около 250 лет. Отметим, что и более слабые землетрясения района с $5{,}0 \le M < 6{,}0$ также тяготеют к зонам максимального контраста поглощения в коре и верхах мантии (рис. 1).

Индивидуальные особенности возникновения трех землетрясений Гармского района $M > 5$ (№ 47, 48, 49) соотносятся с вариациями скорости вращения Земли, такой вывод сделан в работе [6] на основании анализа вариаций поля поглощения в процессе их реализации. Рассмотрим, с какими ее вариациями соотносятся моменты возникновения всех известных на территории Гармского района сильных землетрясений (рис. 2).

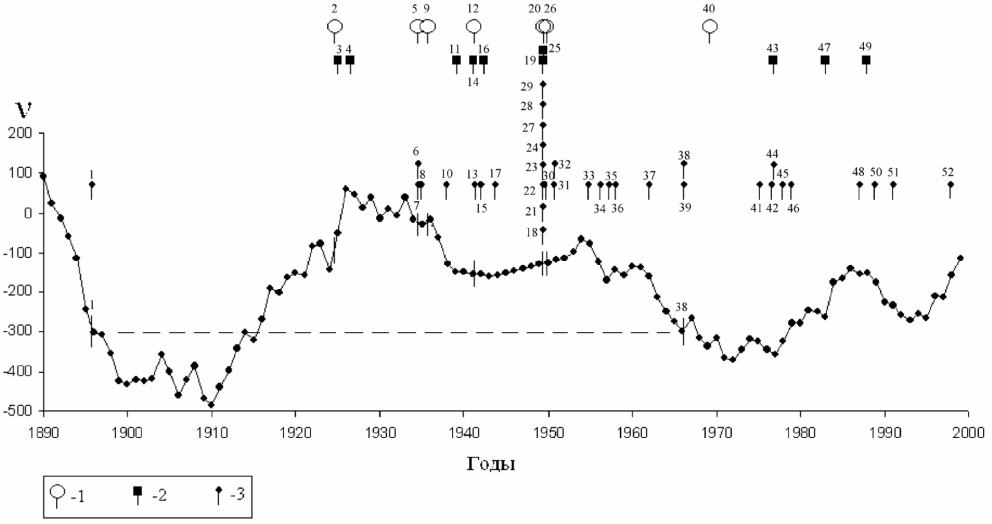


Рис. 2. Вариации скорости вращения Земли (v). *На рисунке отмечены моменты возникновения сильных землетрясений Гармского района с магнитудами: 1 – $M \ge 6{,}0$; 2 – $5{,}5 \le M < 6{,}0$; 3 – $5{,}0 \le M < 5{,}5$. Номера соответствуют рис. 1*

Моменты возникновения Гармского и Хаитского землетрясений характеризуются близкими значениями скорости вращения Земли. Арганкульские землетрясения произошли в иных структурно-геологических условиях и при больших скоростях вращения Земли. Блоки на юге района более неоднородны и менее консолидированы, чем на севере. С ростом скорости вращения Земли плотность геоматериала земной коры увеличивается. По-видимому, в данном случае потребовались внешние воздействия большей интенсивности, чтобы в области очага образовался консолидированный блок, необходимый для реализации землетрясения такой силы. С этим выводом согласуется тот факт, что более слабое Иштионское (№ 49) землетрясение $M = 5{,}7$ (27.12.1987 г.) произошло в том же месте, что и Арганкульские, но при меньшей скорости вращения Земли

Приведенные примеры дают основание полагать, что при более высоких скоростях вращения Земли в процесс консолидации вовлечены большие объемы литосферы, что позволяет накопить в таком объеме энергию, достаточную для реализации землетрясения более высокой магнитуды. При этом большое значение имеет также степень консолидации блоков в месте локализации очага.

Землетрясения средней силы также тяготеют к конкретным зонам и, скорее всего, происходят в сходных условиях, при воздействии сходных внешних факторов. На рис. 2 показан пример двух таких землетрясений $5{,}0 \leq M < 5{,}5$ (№ 1 и № 38), которые произошли практически в одном месте с интервалом 72 года. Заметим, что 70 лет – это период одного из основных ритмов скорости вращения Земли [11]. На фоне высоких среднегодовых скоростей вращения Земли такие землетрясения возникают на границах добротных блоков, а очаги их афтершоков располагаются преимущественно в ослабленных зонах. В условиях низких скоростей они локализуются не только на границах, но и в пределах некоторых, по-видимому, наименее консолидированных блоков. При этом в большом числе случаев последовательности их афтершоков распространяются внутрь блоков, уменьшая тем самым степень их консолидации.

Тот факт, что в пределах Гармского района землетрясения в более глубоких слоях земной коры более четко отражают процессы подготовки событий больших энергий, а поведение землетрясений в ее верхней более раздробленной части оказывается более хаотичным, отмечался еще в работе [13]. Совместный анализ каталога и структуры огибающих коды землетрясений показал, что в процессе реализации уже упоминавшихся трех землетрясений $K > 13$ (№ 47, 48, 49) главные толчки предваряются сериями глубоких событий, очаги которых локализованы в ослабленных зонах. Примерно на тех же глубинах (10-30 км) фиксируются «сухие межблоковые перемычки», подстилаемые «флюидонасыщенным» слоем [6]. Этот факт позволяет предположить следующий сценарий процесса реализации сильного землетрясения. В период его подготовки в течение некоторого времени посредством «межблоковых перемычек» добротные блоки консолидируются в единый объем. С ростом напряжений они разрушаются, образовавшиеся в результате микротрещины заполняются флюидом. Постепенно этот процесс стягивается к очаговой области и локализуется в непосредственной близости от эпицентра главного толчка. В течение афтершокового периода он продолжается, хотя и менее интенсивно, в очаговой области сильного землетрясения.

Отметим, что в одних случаях процесс разрушения распространяется снизу вверх, в других – сверху вниз. Анализ последовательностей огибающих коды слабых землетрясений в предшествующий главному толчку период позволяет считать, что первой тенденции соответствует процесс реализации Каудальского землетрясения 1983 г. [6]. Повышение сейсмической активности на больших глубинах с последующей тенденцией «всплывания очагов» отмечалось в период подготовки землетрясений с $M > 5$ в 1975-1978 гг. [13]. Перед землетрясениями 1987 г. глубина большинства глубоких событий составляла уже около 25 км и тенденция к «всплыванию очагов» не проявилась, уменьшение же мощности «межблоковой перемычки» происходило за счет погружения ее кровли, т.е. перемычка начинала разрушаться сверху. Анализ гистограмм распределения очагов с глубиной показал наличие связи между скоростью вращения Земли и числом землетрясений с $h \geq 14$ км. Оказалось, что при уменьшении скорости вращения Земли растет относительное число землетрясений с глубинами 14 км, а при ее увеличении – более глубоких событий. В «спокойные» периоды, между сильными землетрясениями, распределение числа землетрясений с глубинами более 14 км монотонно спадает с глубиной, а в периоды их подготовки и реализации растет число землетрясений, локализованных в одном или нескольких узких диапазонах глубин.

Предварительные результаты проведенного анализа экспериментальных данных дают основание полагать, что скорость вращения Земли, как в период роста, так и в период уменьшения ее среднегодовых значений, является одним из внешних факторов, приводящим к деструкции «межблоковых перемычек». Об этом говорит и рост числа землетрясений с $h \geq 24$ км в фазах минимума и максимума длиннопериодных вариаций скорости вращения Земли (рис. 3).

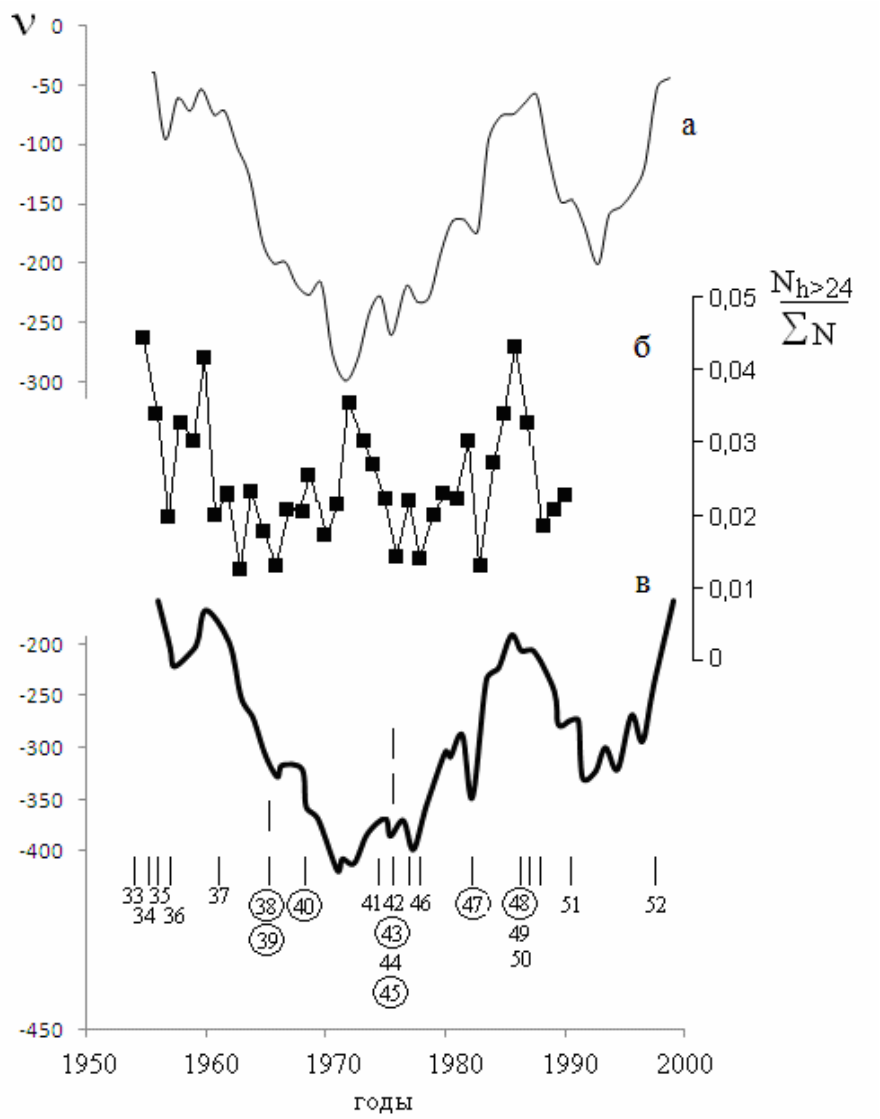


Рис. 3. Огибающие максимальных (а) и минимальных (в) среднемесячных значений скорости вращения Земли, а также относительное число землетрясений с глубиной более 24 км (б). *Рисками обозначены моменты возникновения землетрясений M = 5-5,5, кружками – землетрясения с эпицентрами в Каудальской зоны (на рис. 1 это область наибольшей плотности землетрясений, расположенная юго-восточнее ст. 4), номера соответствуют рис. 1*

В первом случае в условиях уменьшение поверхности Земли их разрушение начинается сверху (заметим, что этому выводу не противоречит и последовательность глубин главных форшоков и главного толчка Хаитского землетрясения, они составляют соответственно 10, 20 и 25 км). Флюиды в этом случае могут выступать в роли катализатора, но рост флюидонасыщенности очаговой области завершается быстро, в течение первых недель после главного толчка, например, для землетрясения 23.02.1987 г. (№ 48 на рис. 2), которое произошло на фоне 35-летнего максимума скорости вращения Земли [6]. В случае низких среднегодовых значений скорости вращения Земли и увеличения ее поверхности «флюидный» фактор становится еще более значимым. Пример такого землетрясения (Каудальского 26.02.1983 г. № 47) был описан выше.

Заметим, что все землетрясения $M \geq 5$ Каудальской зоны в пределах рассмотренного на рис. 3 временного интервала произошли при минимальных среднегодовых значениях скорости вращения Земли, так что рассмотренные в работе вопросы требуют дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кропоткин Н.Н., Люстих А.Е. Сезонная периодичность землетрясений и принцип Ньютона-Маха // ДАН СССР. – Т. 217. – № 5. – 1974. – С. 1061-1064.
2. Фридман А.М., Клименко А.В., Поляченко Е.В., Фридман М.В. О связи глобальной сейсмической активности Земли с особенностями ее вращения // Вулкан. и сейсмол. – № 1. – 2005. – С. 67-74.
3. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. – М., 1993. – 192 с.
4. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. – № 7. – 2003. – С. 35-47.
5. Аптикаева О.И. Циклические вариации поля поглощения S-волн в ослабленных зонах и блоках на Гармском прогностическом полигоне // Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI Международной конференции. – Т. 1. – 2010. – С. 65-70.
6. Аптикаева О.И. Поле поглощения и сейсмотектонические процессы в очаговых зонах сильных землетрясений Гармского района (наст. сборник).
7. Рогожин Е.А. Реконструкция долговременного сейсмического режима с использованием палеосейсмических данных // Экстремальные природные явления и катастрофы. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. – Т.1. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – С. 44-64.
8. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // ДАН СССР. 317. – № 2. – 1991. – С. 326-330.
9. Никонов А.А., Попова Е.В. Гармское землетрясение 1941 г.: макросейсмика, поверхностные нарушения, очаг // Оценка сейсмической опасности. Вопр. инж. сейсмол. – Вып. 24. – М.: Наука, 1983. – С. 111-129.
10. Никонов А.А., Шебалина Т.Ю. Новый способ определения возраста сейсмодислокаций (на примере эпицентральной зоны Хаитского землетрясения 1949 г.) // ДАН. – Т. 242. – № 4. – 1978. – С. 808-811.
11. Сидоренков Н.С., Гамбурцев А.Г. Планетарные атмосферные процессы // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – Т. 3. – М.: Янус-К, 2002. – С. 328-334.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
13. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз ДАН. – Т. 247. – № 5. – 1979. – С. 1100-1102.

УДК 550.344

ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГАРМСКОГО РАЙОНА

О.И. Аптикаева

Учреждение Академии наук Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

На основе анализа пространственных вариаций характеристик коды местных землетрясений в ряде сейсмически активных районов выявлена связь положения очаговых зон сильных землетрясений с особенностями строения поля поглощения поперечных волн.

Сильнейшие землетрясения, как правило, происходят в зонах максимального контраста поглощения S-волн в коре и верхней мантии [1, 5]. С помощью метода короткопериодной коды изучались также и временные вариации поля поглощения, что позволило получить информацию о его динамике в очаговых зонах сильнейших землетрясений Средней Азии [5]. В данной работе на примере сейсмоактивного Гармского района рассматриваются вариации поля поглощения в очаговых зонах более слабых ($K \sim 13$) землетрясений.

Анализировались огибающие коды более 200 слабых ($7{,}5 \le K \le 9{,}0$) местных ($t_S - t_P \le 2{,}5$ с) землетрясений, записанных аппаратурой СКМ-3 на станциях №№ 2, 3, 4 и 5 стационарной сети Гармского полигона (Таджикистан) в 1980-1991 гг. Эпицентральные расстояния землетрясений не превышали 25 км, а глубины очагов – 10 км.

В течение 1980-1991 гг. в пределах Гармского района произошло три сильных землетрясения с $K > 13$: Каудальское (Хазор-Чашминское) 26.02.1983 г. с $K = 13{,}6$, Гармское 23.02.1987 г. с $K = 13{,}3$ и Иштионское 21.12.1987 г. с $K = 13{,}5$.

Семибальное Каудальское (Хазор-Чашминское) землетрясение произошло 26.02.1983 г. в осевой части хр. Петра Первого, над Вахшской структурной ступенью. Результаты макросейсмических исследований этого района приведены на рис. 1, *а*.

Рассмотрим, как менялась трехмерная структура поглощения поперечных волн в очаговой области Каудальского землетрясения и на ее периферии. Для этого последовательно проанализируем огибающие коды землетрясений, локализованных отдельно в блоках и в ослабленных зонах (ОЗ) в пределах показанного на рис. 1, *а* локального района за январь 1982 г. – сентябрь 1983 г. Блоками будем считать области, где мощность литосферы превышает 45-50 км, а ослабленными зонами (ОЗ) – области, где она менее 30-35 км (рис. 1, *а*).

Сравнивая огибающие коды землетрясений, произошедших в ОЗ за 1982 г. – начало 1983 г. со среднемноголетними (рис. 1, *б*), можно заметить, что на временах 10-18 и 22-60 с они значительно круче, т.е. перед землетрясением 26.02.1983 г. поглощение S-волн в ОЗ на глубинах 18-36 и 44-90 км было выше среднемноголетнего. На глубинах менее 18 км и в интервале глубин 36-44 км сформировались слои очень слабого поглощения. В рамках выбранной нами модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения S-волн связаны с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии. Тогда из морфологии огибающих коды землетрясений, локализованных в ОЗ следует, что в период подготовки сильного землетрясения здесь сформировались структуры, включающие в себя по крайней мере два двухфазных слоя с относительно небольшой мощностью «сухого» (в смысле отсутствия воды в свободном состоянии) слоя. В то же время для двухфазных слоев в блоках характерны «сухие» слои существенно большей мощности.

Отметим, что в этот период в периферийных блоках, как на юге (Ю), так и на севере района (С), в пределах «сухого» слоя на глубинах 50-70 км поглощение меньше, а степень флюидонасыщенности ниже среднемноголетнего. Другими словами, до землетрясения в пределах выбранного локального района исследований сложился относительно консолидированный объем, где добротные блоки связаны между собой «сухими перемычками», расположенными в пределах ОЗ. Неустойчивость этой системы определялась наличием в ОЗ мощных «флюидонасыщенных» слоев, где при незначительном изменении внешних условий оказывается возможным резкий рост флюидного давления, инициирующего гидроразрывы в покрывающем горизонте.

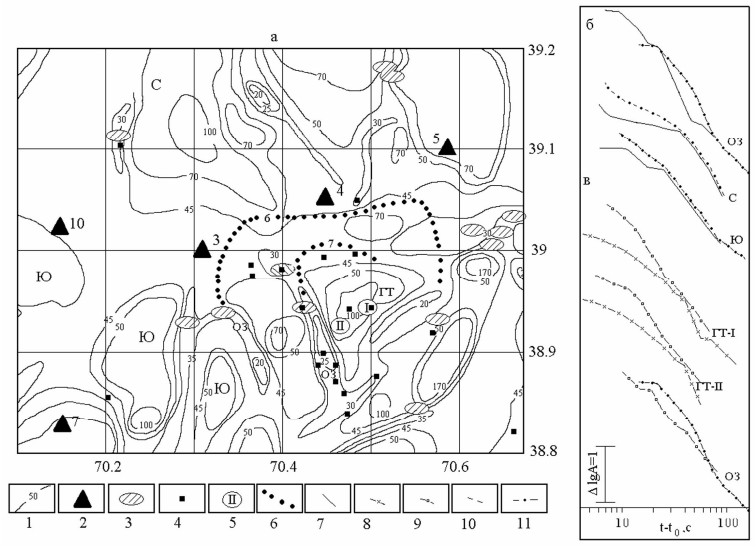


Рис. 1. Пространственно-временные вариации поля поглощения в процессе подготовки и реализации землетрясения 26.02.1983 г. *а – схема района исследований; б, в – огибающие коды соответственно форшоков и афтершоков, записанных станциями № 3, 4, 5 с 19.01.1982 г. по 30.09.1983 г. (Ю и С – блоки, расположенные соответственно на юге и севере района исследования; ГТ – блок, к которому приурочен главный толчок, ОЗ – ослабленные зоны; 1 – мощность литосферы в км; 2 – сейсмические станции; 3, 4 – зоны локализации соответственно форшоков и афтершоков с h > 14 км; 5 – зоны локализации афтершоков из блока ГТ, огибающие которых приведены на рис. 1, б, в; 6 – изосейсты; 7 – форшоки, 8, 9, 10 – афтершоки соответственно первой недели, 1-5 месяцев, 5-10 месяцев после главного толчка, 11 – среднемноголетние огибающие землетрясений, локализованных в соответствующих районах*

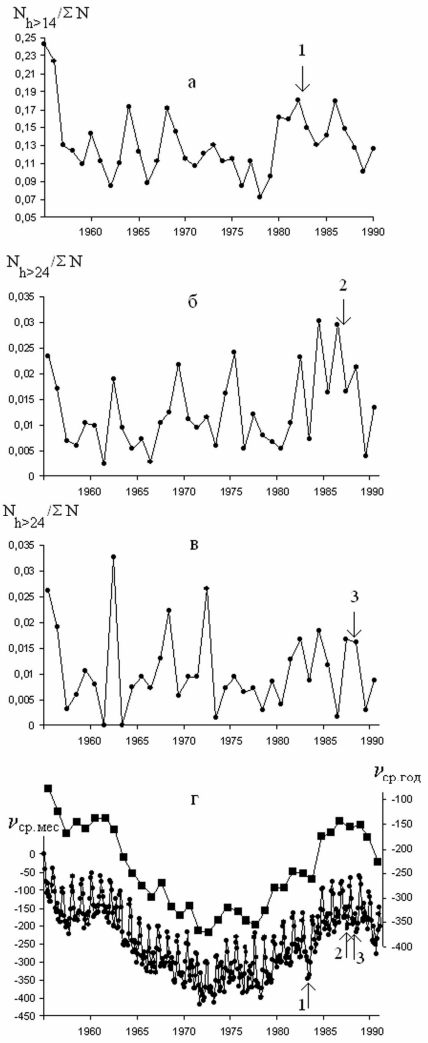


Рис. 2. Вариации относительного числа землетрясений с $h \geq 14$ и $h \geq 24$ км *(а, б, в)*, произошедших за год в пределах районов на рис. 1, 3, 4, и скорости вращения Земли с годовой и месячной дискретизацией *(г)*. *Стрелки – землетрясения с K > 13*

Следует отметить характерную черту сейсмического процесса, предшествующего землетрясению 26.02.1983 г., – относительный рост числа глубокофокусных землетрясений (рис. 2, *а*), которые в большинстве своем локализованы в ОЗ (рис. 1, *а*). Принимая во внимание тот факт, что глубина очагов большинства (до 90 %) землетрясений этого локального района не превышает 14 км, к глубоким мы относим события с $h > 14$ км. При описании структуры огибающих коды землетрясений, произошедших в ОЗ в этот период (рис. 1, *б*), мы отмечали наличие на глубине менее 18 км «сухого» слоя («сухой перемычки»), подстилаемой «флюидонасыщенным» слоем. Очаги упомянутых глубокофокусных землетрясений могут быть локализованы в пределах таких «сухих перемычек». В период подготовки главного толчка в течение короткого времени они способствовали консолидации добротных блоков в единый объем, но вместе с тем они были и наиболее слабым звеном этого объема. С ростом напряжений эти перемычки разрушились первыми. Гидроразрывы в них инициировали серию слабых глубокофокусных землетрясений, а образовавшиеся в результате микротрещины заполнились флюидом.

Постепенно этот процесс стягивался к очаговой области и сосредоточился в непосредственной близости от эпицентра главного толчка. Отметим, что этот процесс продолжался и в течение афтершокового периода, когда подавляющее большинство глубокофокусных землетрясений произошло в ОЗ, ограничивающей блок ГТ.

В районе эпицентра главного толчка к моменту возникновения землетрясения (I на рис. 1, *а*) сформировалась структура, состоящая из мощного слоя слабого поглощения (Q_S = 200), прослеживающегося до глубины 80 км, и подстилающего его «флюидонасыщенного» слоя с Q_S = 40, подошва которого фиксируется на глубине ~ 120 км (ГТ-I на рис. 1, *в*). В течение 7 дней после главного толчка в районе очага кровля «флюидонасыщенного» слоя поднялась до глубины менее 20 км (ГТ-I на рис. 1, *в*). Аналогичный процесс имел место западнее главного толчка (II на рис. 1, *а*). Иными словами афтершоковый процесс в блоке ГТ привел к сокращению мощности «сухого» слоя и увеличению мощности «флюидонасыщенного» слоя в интервале глубин 10-120 км, при этом степень флюидонасыщенности последнего уменьшилась. К концу афтершокового периода добротность в некоторых частях блока ГТ в целом по разрезу уменьшилась и почти сравнялась со среднемноголетними значениями ее в ОЗ, в то же время затухание в ОЗ стало меньше среднемноголетнего (рис. 1, *в*). Т.е. в период, предшествующий землетрясению, на периферии готовящегося очага флюиды заполнили микротрещины, образовавшиеся в результате серии глубокофокусных слабых землетрясений, уменьшая тем самым несущую способность периферийных для области очага зон. В афтершоковый период они способствовали разрушению образовавшегося перед главным событием в области очага «сухого» слоя большой вертикальной протяженности.

Шестибальные землетрясения 23.02.1987 г. и 21.12.1987 г. Гипоцентральная область первого из них (Гармского) приурочена к зоне Вахшского надвига. Его очаг находился на границе крупного блока ГТ (рис. 3, а). В окрестностях очаговой зоны структура огибающих коды землетрясений, предшествующих главному толчку оставалась неизменной, по крайней мере, в течение 15 месяцев. Верхняя часть разреза (глубины менее 90 км) в блоках характеризовалась слабым поглощением Q_S = 500, на больших глубинах – Q_S = 110 (ГТ + Ю на рис. 3, *б*).

В ОЗ (рис. 3, *б)* поле поглощение на глубинах 18-200 км представляло собой чередование слоев сильного и слабого поглощения, эффективная добротность которых различается примерно в два раза. Отметим, что, как и в предыдущем случае, здесь в течение полутора лет до главного толчка в ОЗ заметно увеличилось относительное число глубокофокусных землетрясений (рис. 2, *б*), но уже с глубиной очага более 24 км. В ОЗ «сухая перемычка» прослеживается на близких глубинах от 25 до 55 км, т.е. велика вероятность, что эти слабые форшоки локализованы в пределах «сухого» слоя.

В данном случае вариации трехмерной структуры поля поглощения, которые можно ассоциировать с сильным землетрясением, наблюдались только в верхних этажах блоков и только в первую неделю после главного толчка – мощность добротного («сухого») слоя сократилась за счет смещения его подошвы вверх до глубины порядка 30 км (ГТ + Ю на рис. рис. 3, *б*). В течение следующих шести месяцев подошва «сухого» слоя вернулась на свойственные ей в данном месте глубины, а его добротность увеличилась в 1,5 раза.

В ОЗ некоторое время после главного толчка структура поля поглощения не менялась, затем увеличилась контрастность поглощающих свойств – добротность «сухих» (глубины 30-50 км и 80-120 км) и «флюидонасыщенных» слоев стала различаться на порядок (рис. 3, *б*). При этом мощность верхнего «сухого» слоя уменьшилась за счет смещения его кровли вниз. Это может быть следствием продолжающейся и в афтершоковый период сейсмической активности на глубинах более 25 км. Несущая способность «сухих перемычек» в ОЗ уменьшилась, результатом чего, по всей видимости, и стало землетрясение 17.07.1987 г. с K = 12 (рис. 3, *а*).

На периферии очаговой зоны в блоках наметился рост эффективной добротности на глубинах менее 130 км (*С* на рис. 3, *б*). Такие изменения свидетельствуют о процессах консолидации в пределах зоны, показанной на рис. 3, *а*.

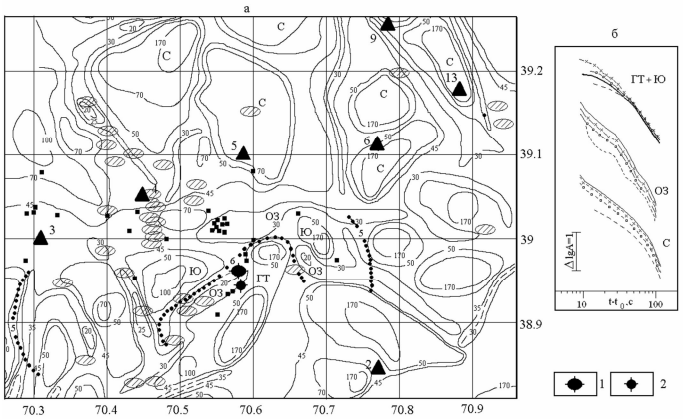


Рис. 3. Пространственно-временные вариации поля поглощения в процессе подготовки и реализации землетрясения 23.02.1987 г. *а – схема района исследований; б – огибающие коды форшоков и афтершоков, записанных станцией № 5 с 9.10.1985 г. по 6.12.1987 г. 1 – эпицентр главного толчка, 2 – эпицентр землетрясения 17.07.87 г. К = 12,0. Остальные обозначения рис. 1*

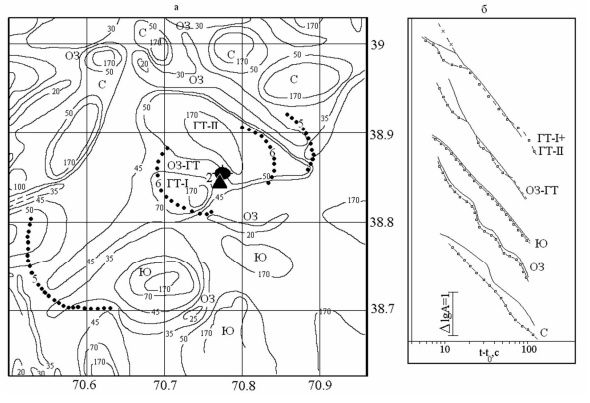


Рис. 4. Пространственно-временные вариации поля поглощения в процессе подготовки и реализации землетрясения 21.12.1987 г. *а – схема района исследований; б – огибающие коды форшоков и афтершоков, записанных станцией № 2 с 1.03.1987 г. по 29.02.1988 г. Обозначения рис. 1 и 3*

Второе шестибальное землетрясение (Иштионское) произошло 21.12.1987 г., в южной части хр. Петра Первого, в зоне Дарвазского разлома, на границе блоков ГТ-I и ГТ-II (рис. 4, *а*). В данном случае в афтершоковый период вариации структуры огибающих коды характерны в основном для очаговой области – в блоках ГТ- I-II и ослабленной зоне ОЗ-ГТ, расположенной между ними (рис. 4, *б*). Перед главным толчком в зоне ОЗ-ГТ (рис. 4, *б*), сложились наиболее благоприятные (в пределах данного локального района) условия для взаимного перемещения блоков. Вдоль всего разреза добротность оставалась максимально низкой, «сухие перемычки», которые наблюдались в это время во всех остальных ОЗ (рис. 4, *б*) этого района, здесь отсутствовали. Через два месяца после главного толчка очаговая область достигла определенного уровня консолидации – уже на этом этапе добротные блоки ГТ-I и ГТ-II соединились между собой посредством «сухих перемычек» ОЗ-ГТ, образовав единый блок.

Приведенные примеры демонстрируют наличие общих и индивидуальных черт в вариациях поля поглощения в пределах блоков и ОЗ каждого локального района в условиях реализации рассмотренных сильных землетрясений. К общим чертам можно отнести сценарии реализации сильных землетрясений. Примерно за год до главного толчка в каждом из рассмотренных локальных районов увеличивалось относительное число глубокофокусных землетрясений. Последовательности эпицентров этих глубокофокусных землетрясений сосредоточены в пределах сравнительно узких зон сильного поглощения. Во всех трех случаях отмечается рост флюидонасыщенности в ослабленных зонах в течение «форшокового процесса» и рост флюидонасыщенности в добротных блоках в результате афтершоковой деятельности – «афтершокового процесса». Вместе с тем, пространственный и временной масштабы этих процессов различен для Каудальского землетрясения 1983 г. и двух землетрясений 1987 г. В первом случае в «форшоковый процесс» была вовлечена область, значительно превышающая размеры очаговой зоны, а «афтершоковый процесс» продолжался более полугода. Тогда как во втором случае в течение «форшокового процесса» флюидонасыщенность росла только в пределах ОЗ, расположенной непосредственно в очаговой области, а «афтершоковый процесс» – рост флюидонасыщенности в добротных блоках наблюдался только в течение первой недели, а через полгода консолидация блоков уже соответствовала предшествующему землетрясениям уровню и даже превосходила его. Есть основание полагать, что общие черты вариаций поля поглощения в процессе реализации рассмотренных землетрясений $K > 13$ имеют единые причины, а наблюдаемое разнообразие отражает вариативность

условий, в которых протекает процесс аккомодации геоматериала к длительным силовым воздействиям, в том числе, возможно, планетарного характера.

Существует немало работ, где в качестве причины вариаций сейсмичности рассматривают неравномерность угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси [3, 4 и др.]. В них отмечается существование корреляции между числом землетрясений и угловой скоростью вращения Земли, причина которой состоит в том, что изменение формы Земли влечет за собой сжатие или растяжение ее поверхности, преимущественно в местах разлома земной коры. Моменты возникновения всех трех рассмотренных землетрясений в той или иной степени совпадают с сезонными минимумами скорости вращения Земли (рис. 2, *г*). При этом Каудальское землетрясение произошло в фазе роста скорости вращения, а два других землетрясения – в фазе ее максимальных значений [5]. Следует отметить, что в пределах рассматриваемого временного интервала в первом случае сезонный минимум был аномально продолжительным, а его амплитуда – аномально низкой. Более низкий, по сравнению с 1987 г., годовой уровень скорости вращения (рис. 2, *г*) и аномально продолжительный период сезонного минимума в 1983 г., могли стать факторами планетарного характера, отразившимися на вариативности условий процесса аккомодации геоматериала. Помимо этих факторов, конечно, существуют и иные – факторы регионального плана, которые влияют на формирование индивидуальности вариаций поля поглощения в процессе реализации трех рассмотренных землетрясений. Заметим, что для периода 1981-1983 гг. характерны аномальные вариации ежегодного глобального числа землетрясений с $M > 5{,}0$ и временной производной угловой скорости вращения Земли [4], благодаря которым, очевидно, и достигается такой высокий коэффициент корреляции (0,83) между этими рядами за период 1969-1988 гг.

В заключении следует сказать, что наблюдаемая скорость изменения добротности среды (в разы в течение первых месяцев и даже нескольких дней) слишком велика, чтобы относить изменение флюдонасыщенности на счет непосредственной миграции флюидов. С геохимической точки зрения вертикальная и латеральная миграция флюидов даже в очень пористых или трещиноватых пластах в осадочном чехле с такой скоростью невозможна. Тем не менее, аналогичные значения скорости распространения подобных аномалий фиксировались и ранее. Например, скорость распространения аномалий гидрохимических и гидрологических предвестников Дагестанского землетрясения, по оценке Н.В. Шебалина составила 33 км/сут, об этом пишут Д.Г. Осика и В.И. Черкашин в своей работе [6]. Такая скорость миграции связывается ими с вариациями «гидрогеодеформационного» поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // Докл. АН СССР. – Т. 317. – № 2. – 1991. – С. 326-330.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. – № 7. – 2003. – С. 35-47.
3. Кропоткин Н.Н., Люстих А.Е. Сезонная периодичность землетрясений и принцип Ньютона-Маха// ДАН СССР. – Т. 217. – № 5. – 1974. – С. 1061-1064.
4. Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдаков Т.А., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений // Физика Земли. – № 10. – 1999. – С. 52-66.
5. Сидоренков Н.С., Гамбурцев А.Г. Планетарные атмосферные процессы // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – Т. 3. – М.: Янус-К, 2002. – С. 328-334.
6. Осика Д.Г., Черкашин В.И. Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. – М.: Наука, 2008.

УДК 550.83

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НА ТОМСКОМ ПОЛИГОНЕ В ПЕРЕХОДНОЙ ОБЛАСТИ МЕЖДУ ОКРАИННОЙ ЧАСТЬЮ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ТОМЬ-КОЛЫВАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНОЙ

Ф.О. Аракелян[1], В.В. Недядько[1], О.Г. Попова[2], В.А. Ракитов[3]

[1] ООО «Атомсейсмоизыскания», г. Москва, Россия
[2] Институт Геоэкологии РАН, г. Москва, Россия
[3] ОП Центр «ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизика», г Москва, Россия

Сейсмический мониторинг на Томском полигоне осуществлялся ООО «Атомсейсмоизыскания» с целью инструментальной оценки и прогноза уровня геодинамического режима и сейсмической активности на основе сейсмологических наблюдений локальной сетью цифровых сейсмических станций [1]. В соответствии с картой ОСР-97 район работ расположен в зоне сейсмичности 6 баллов и приурочен к переходной зоне сочленения эпигерцинской Западно-Сибирской плиты и Томь-Колыванской складчатой области. Основные разломные зоны исследуемого района, выделенные по геолого-геофизическим данным – это Северский и Объ-Томский (рис. 1).

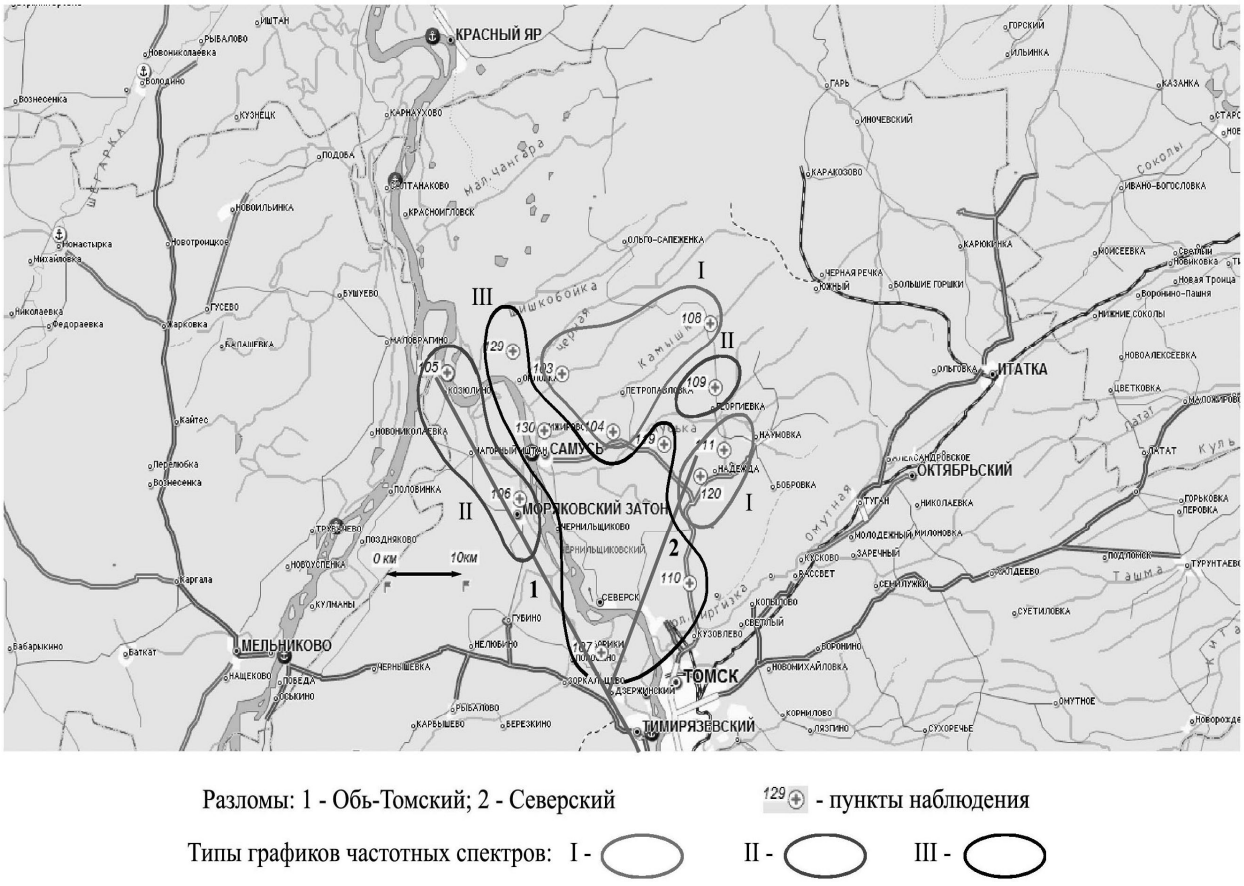


Рис. 1. Схема районирования территории Томского полигона по особенностям частотных спектров микросейсмического фона

Зона Северского разлома палеозойского фундамента хорошо согласуется с северо-восточным простиранием разломного ограничения Томь-Колыванской зоны складчатости, возраст разлома, вероятно, докайнозойский. В своем развитии эта область последовательно подвергалась разновозрастным фазам тектогенеза, на каждой из которых испытывала акти-

визацию тектонических движений, структурную перестройку и складчатые деформации. С одной стороны, она относится к динамически слабоактивной территории, а с другой – принадлежит к области перехода от активных в сейсмическом отношении структур Алтае-Саяно-Байкальского региона к относительно спокойной Западно-Сибирской плите. Такие переходные области нередко оказываются активными в сейсмическом отношении.

Для реализации поставленной задачи силами ОП Центр «ГЕОН» ГФУП «ВНИИ-Геофизика» были выполнены полевые сейсмологические наблюдения на 13 пунктах, которые располагались на площади 40 х 40 км в Томской области на правобережье реки Томь в 20-25 км к юго-востоку от впадения ее в реку Обь (рис. 1). Регистрация сейсмических событий различного класса и микросейсмического фона осуществлялась за период ноябрь 2008 г. – ноябрь 2009 г. с использованием 13 цифровых сейсмических станций «Дельта-Геон», укомплектованных трехкомпонентными сейсмоприемниками типа СК-1П. Частотный диапазон сигналов, которые должны регистрироваться локальной сетью сейсмического мониторинга, составлял 0,1-16,0 Гц. Конфигурация локальной сети обеспечивала уверенную локализацию близких событий низкого энергетического уровня на расстояниях до 250 км и картирование по площади уровня микросейсмического фона.

Полученная сейсмическая информация состоит из трех частей:

- записи продольных, поперечных и обменных волн от близких событий;
- записи микросейсмических колебаний;
- записи продольных и обменных волн от далеких землетрясений.

Обработка каждой части информации имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Близкие события

Район расположения локальной сети сейсмического мониторинга отличается тем, что подавляющее количество близких сейсмических событий этого региона с $K \leq 11$ является промышленными взрывами, связанными с разработками полезных ископаемых [2]. Эпицентры близких событий, зарегистрированных за период наблюдений, располагаются в юго-восточном секторе на расстоянии от 140 до 250 км и идентифицированы как карьерные взрывы в Кузнецком промышленном районе. Локальных событий тектонической природы за период наблюдений в районе работ не установлено.

Микросейсмические колебания

Обработка записей микросейсмических колебаний осуществлялась по стандартной методике с использованием программы «Spektr» (авт. Ю.Г. Чернышев) [3]. На осреднённых графиках спектров, пример которого для пункта 129 приведен на рис. 2, наблюдаются некоторые выбросы амплитуд, которые отчасти совпадают по времени и на других пунктах. Большая их часть обусловлена наложением на запись микроимпульсов техногенного характера, традиционно связываемых с работой промышленных машин и механизмов, трубопроводов, помех от автотранспорта и т.д.

По результатам обработки и анализа графиков максимумов спектров микросейсмического фона, построенных в диапазоне частот от 0,1 до 16 Гц, было произведено районирование исследуемой территории по типам графиков (максимума частотных спектров), которое можно разбить на 3 типа (рис. 1):

1. Графики с одним выраженным максимумом на частотах 1-3 Гц. К этому типу можно отнести пункты 103, 104, 108, 111, 120.

2. Графики с двумя выраженным максимумами на частотах 1-3 Гц и 5-6 Гц. К этому типу можно отнести пункты 105, 106, 109, расположенные в зонах Обь-Томского и Северского разломов.

3. Графики с тремя выраженным максимумами на частотах 2-4 Гц, 6-8 Гц и 10-16 Гц. К этому типу можно отнести пункты 107, 110, 111, 119, 129, 130. Для них отмечается и самый высокий уровень микросейсмического фона.

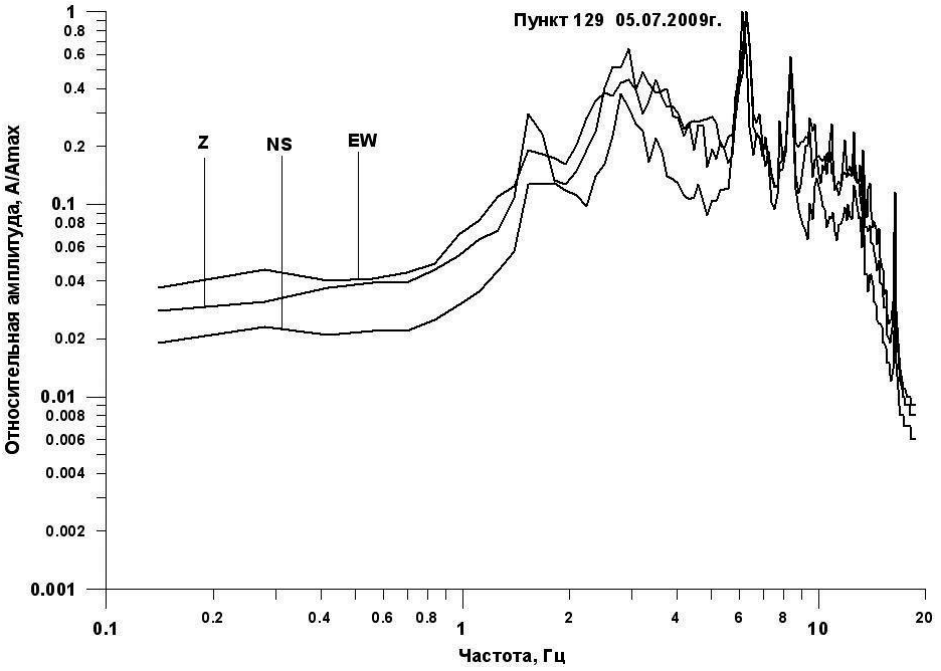


Рис. 2. Пример спектральной характеристики микросейсмического фона в ночное время для трех компонент регистрации

По результатам анализа пространственного распределения частотных спектров микросейсмического фона можно предположить, что зонам Северского и Обь-Томского разломов отвечают максимумы частотных спектров в диапазоне 5-8 Гц. Возрастание амплитуд фона микросейсм указывает на изменение напряженного состояния среды [3].

Далекие землетрясения

К материалу, полученному на Томском полигоне, была применена методика изучения геодинамики среды по энергетическим характеристикам волн PS от далеких землетрясений, разработанная по материалам долговременного сейсмического мониторинга, выполненного Центром «ГЕОН» на Кавминводском полигоне [4]. По результатам выполненных работ было установлено, что энергия поперечных и обменных волн PS существенно зависит от степени трещиноватости, пористости, флюидизации и анизотропных свойств среды. Это и послужило предпосылкой использовать для изучения геодинамики среды и оценки ее напряженного состояния энергетические характеристики волн PS.

В результате обработки записей далеких землетрясений в районе пунктов 103, 119 было установлено наличие обширной аномалии, пример которой для интервала наблюдений с 18.04.2009 г. по 12.05.2009 г. приведен на рис. 3.

Аномалия достаточно контрастная, значение показателя анизотропности γ в ее центральной части достигает величины 1,4. На основании опыта ранее выполненных работ объяснить происхождение выявленной аномалии наведенными процессами от сильных далеких землетрясений не удалось. Было сделано предположение, что эта аномалия связана с какими-то внутренними тектоническими процессами в среде изучаемого региона. Оценки значений показателя напряженного состояния S для области, охватывающей расстановку станций за указанный период, составляет 0,16. По сравнению с сейсмоопасным районом Кавминвод, значение показателя напряженного состояния S в исследуемом районе на порядок ниже значений этого параметра в районе Кавминвод, на материалах которого была разработана данная методика. Если в среде имеются повышенные тектонические аномалии напряженности (например, типа выявленной локальной аномалии), то в результате дополнительного внешнего воздействия, связанного с такими факторами, как солнечное затмение, магнитные бури и др., может возникнуть суммарное воздействие на свойства и состояние геологической среды (синергетика процесса), которое может проявиться какими-то непредсказуемыми подвижками в среде (в качестве провалов, просадок и т.д.).

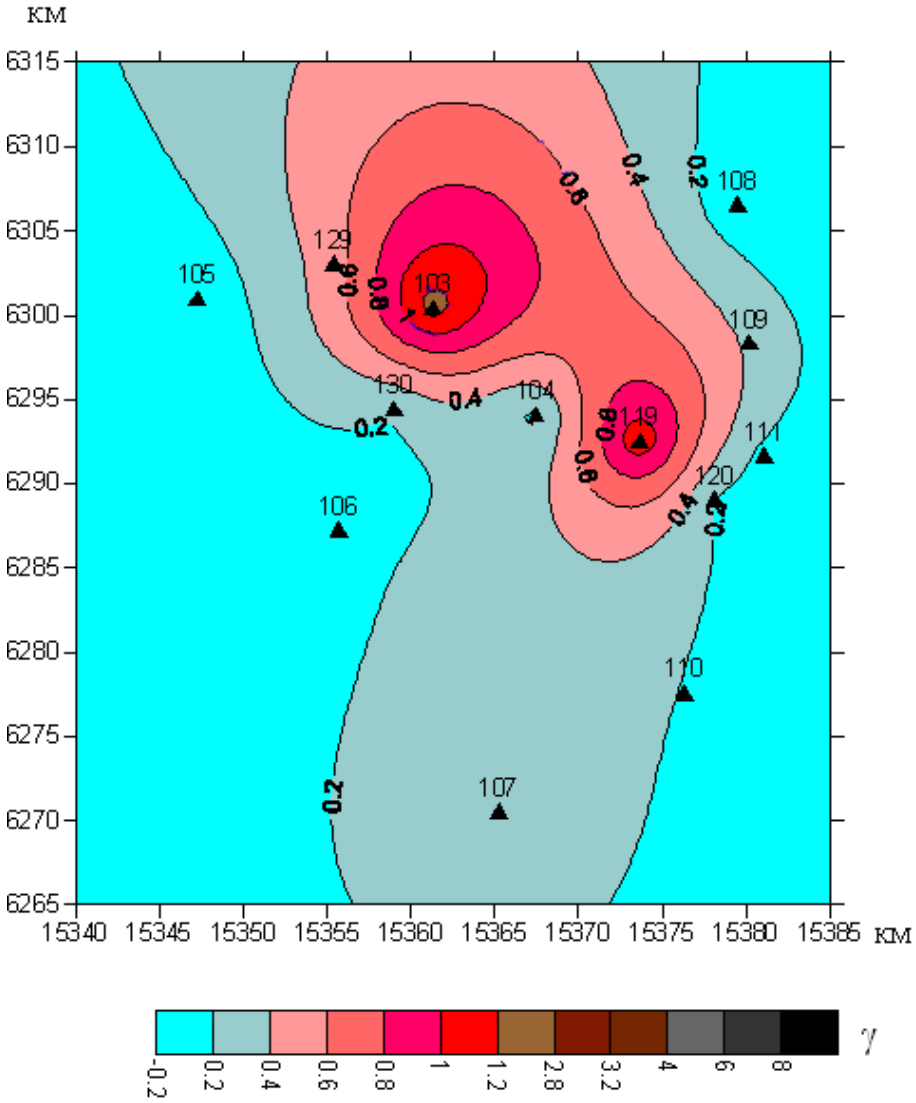


Рис. 3. Схема распределения показателя анизотропности γ по площади сети наблюдения для интервала времени 18.04.2009 г. – 12.05.2009 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян Ф.О. Методика и результаты исследований сейсмической опасности площадок АЭС. – Ереван: Егея, 2009. – 108 с.
2. Еманов А.Ф. и др. Геодинамика и техногенные процессы в сейсмичности Алтае-Саянской складчатой области // Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: воздействие на объекты недропользования / Отв. редактор М.Д. Новопашин. – Новосибирск: СО РАН, 2008. – С. 176-266.
3. Попова О.Г., Жигалин А.Д., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф. Связь уровня микросейсмического фона с напряженным состоянием среды // Геофизика XXI столетия, 2005 г. – М.: Научный мир, 2006. – С. 250-256.
4. Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У., Минина Н.А. Мониторинг сейсмогеодинамической обстановки Кавказских Минеральных Вод // Разведка и охрана недр. – № 2. – 1998. – С. 16-19.

УДК 550.343.4

О СЕЙСМИЧЕСКОЙ РЕГИОНАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Б.А. Ассиновская, М.К. Овсов

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

В рамках Европейского проекта по пересмотру карты сейсмической опасности SHARE в Восточно-Балтийском регионе методом экспертной оценки на основании сейсмологических данных выделена генеральная сейсмоопасная зона, протягивающаяся вдоль береговой линии от Гданьского залива до северной Эстонии (рис. 1).

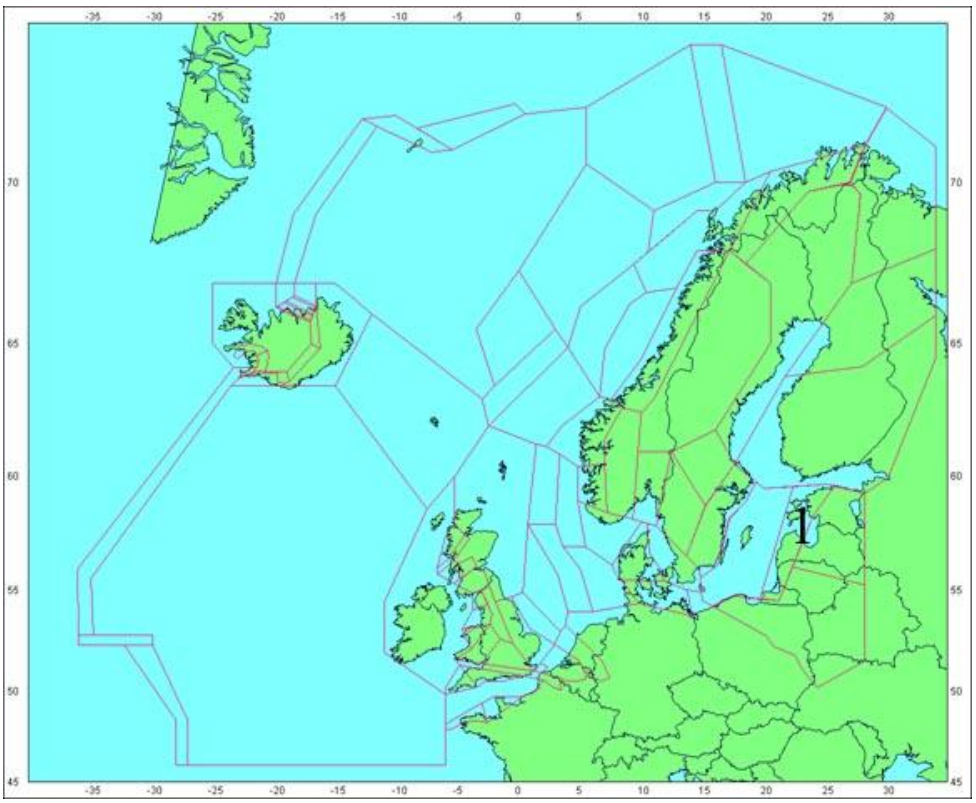


Рис. 1. Карта SHARE доменов для региона Северной Европы. *Исследуемый домен обозначен цифрой 1*

Предполагалось, что в границах этого домена уровень сейсмической опасности один и тот же. Тем не менее, анализ показывает, что и внутри зоны сейсмические проявления структурированы в пространстве и во времени.

Данная дискретность связана, по нашему мнению, со специфическими геолого-геофизическими (вещественными) особенностями структур и волнообразными проявлениями геодинамики и глубинного теплового потока.

Известно, что начало 21 века отмечено резким усилением, как мировой, так и региональной сейсмической активности. На инструментальном этапе наиболее заметными проявлениями сейсмической активизации в регионе Восточной Балтики стали, не только хорошо изученные Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 года с Mw 5,2, 5,0, но и землетрясение 2002 года в центральной части Балтийского моря, более 40 сейсмических событий 2000-2010 годов у северных берегов Финского залива, а также впервые возникшее в центральной (российской) части залива землетрясение 11 июля 2007 года с M_L 2,0. Сюда же можно отнести рой наноземлетрясений 2010 года на Валааме (Ладожское озеро).

По характеру сейсмичности Восточно-Балтийский домен может быть разделен на 3 части – южную, центральную и северную. В данной работе исследуется потенциальная сейсмогенность каждого из этих субрегионов с использованием геолого-геофизических и геодинамических особенностей, ответственных за сейсмический процесс. К настоящему времени установлен ряд таких факторов:

- разломный (наличие специфических структур, выраженных уступами в рельефе границы Мохо и поверхности кристаллического фундамента);
- вещественный состав и прочностные свойства пород, слагающих потенциальные сейсмогенные зоны:
  - наличие или отсутствие слоя пониженных скоростей в верхней коре;
  - характер распределения глубинного теплового потока;
  - геодинамические аномалии в виде горизонтальных движений, зарегистрированных станциями GPS.

Основным методом регионализации Восточно-Балтийского домена и его окружения является структурный анализ, успешно примененный ранее при изучении Калининградского землетрясения [1].

Метод структурного анализа используется с целью уточнения тектонического строения территории исследований путем изучения структуры данных одной физической природы и комплекса данных разной физической природы.

Идея достижения цели состоит в следующем:

- выделение крупных условно однородных блоков по характеристикам среднего значения признаков;
- выделение крупных блоков различной тектонической активности по характеристикам изменчивости признаков (среднего квадратического отклонения);
- выделение межблоковых шовных зон, разделяющих тектонически активные блоки, в качестве областей наиболее активных в сейсмическом отношении.

Методы исследований:

- разделение данных на структурные компоненты и факторы;
- построение структуры комплексных данных, том числе данных одного признака по его факторам;
- моделирование глубинного распределения эффективных геофизических параметров – плотности и намагниченности, и изучение структуры комплекса этих параметров.

В качестве входных данных используются подготовленные специальным способом (см. статью М.К. Овсова в этом сборнике) картографические материалы и массивы информации – по магнитометрии, гравиметрии, батиметрии и топографии, тепловому потоку, геодинамике. Работа еще полностью не завершена, но к настоящему времени обработаны и исследованы магнитометрические, батиметрические (топографические) и геодинамические данные. Указанные выборки на данном уровне изучения проанализированы индивидуально.

Далее приведем обработку методом структурного анализа данных GPS, взятых из работы (2). На рис. 2 показаны исходные данные – скорости горизонтальных и вертикальных перемещений поверхности Земли. При этом число станций GPS составило 83; площадь матричных данных – 8289 точек, т.е. 100 точек матрицы на 1 станцию; в обработку приняты данные скорости, осредненные с радиусом 5 и шагом 20 км между точками матрицы, т.е. размер радиуса осреднения составил 100 км, что соответствует среднему расстоянию между станциями GPS. Отброшенная часть изменчивости (СКО) в отфильтрованных данных составляет – для горизонтальной скорости – 6,5 %, – для вертикальной – 1,3 %. Конечно, этих материалов не вполне достаточно для детального анализа, но на последующих этапах исследований для районов возникновения Калининградского 2004 года и Оссмуссаарского 1976 года землетрясений будут использованы дополнительные станции.

По характеру поля скоростей вертикальных движений регион можно разделить на два домена – зона поднятия на севере и зона опускания на юге (рис. 2, 3). Граница – область изменчивости параметра – проходит через Балтику в районе острова Готланд, что свидетельствует о возможном присутствии в этом районе крупной геологической неоднородности.

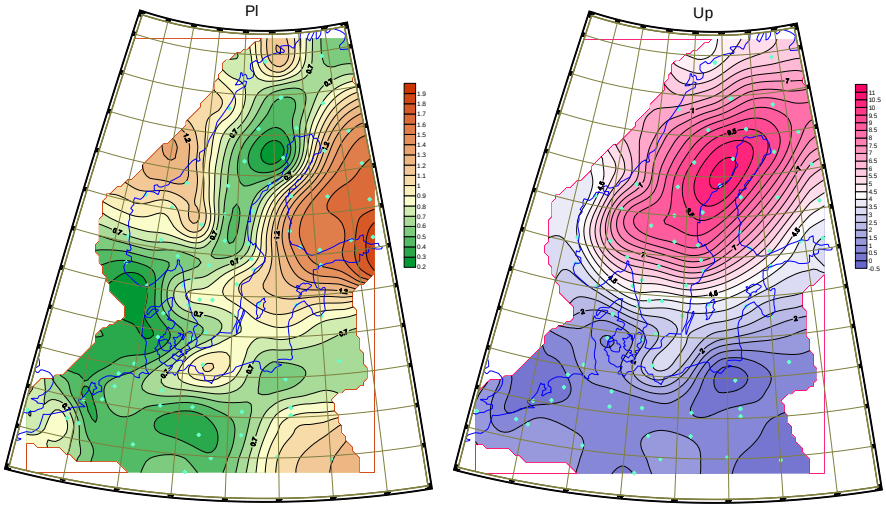


Рис. 2. Карты горизонтальных и вертикальных скоростей перемещений земной поверхности Северной Европы

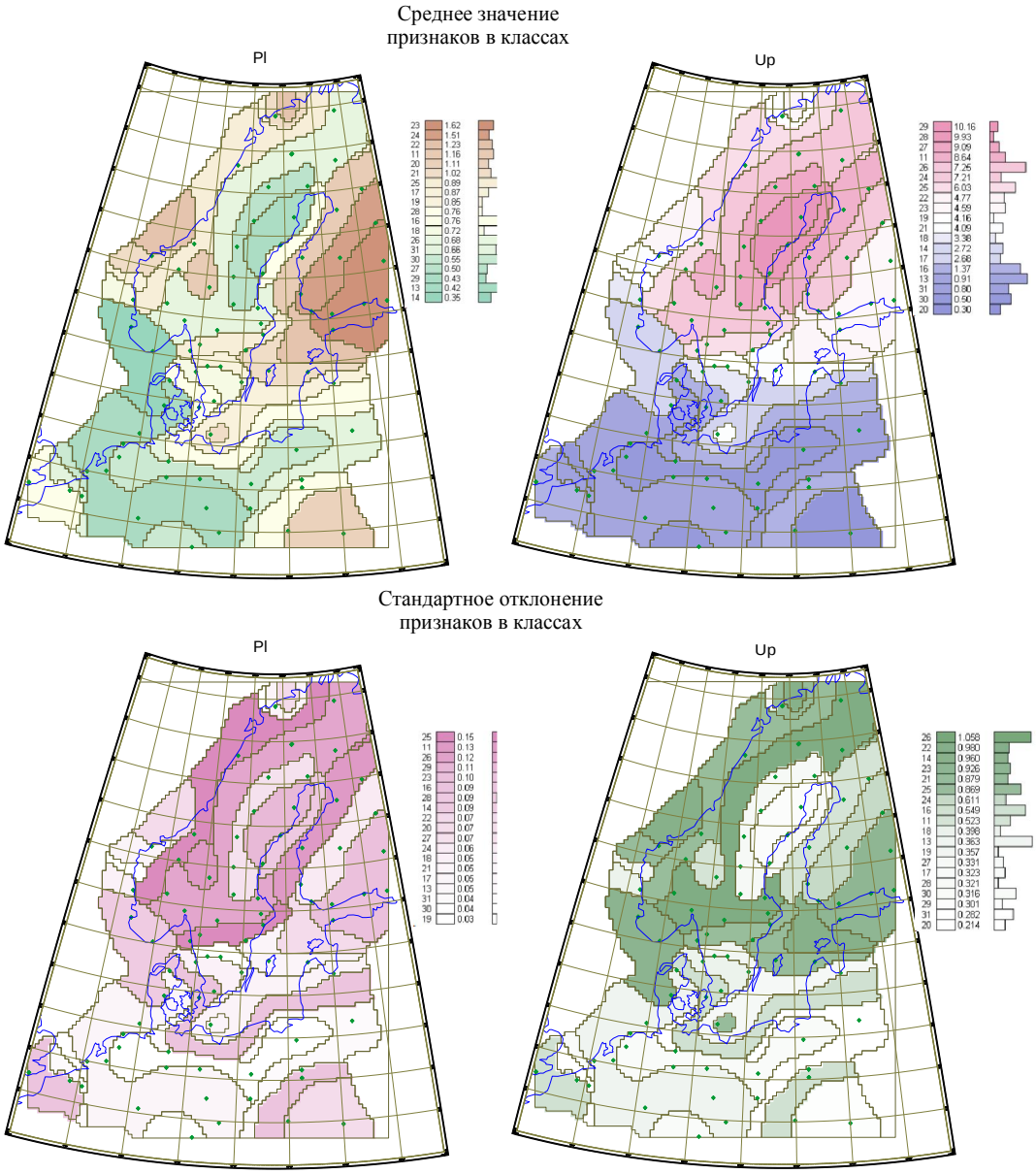


Рис. 3. Результаты структурного анализа горизонтальных (*Pl*) и вертикальных (*Up*) скоростей движения поверхности по данным GPS. Свойства классов (градации признаков)

Горизонтальные движения еще более сложные – в интересующем регионе присутствует три домена, отличающихся по рисовке изолиний. Их размеры и геометрия могут определять сейсмически однородные области. Балтийское простирание присутствует только в южной части исследуемой области. В районе проявления Калининградских землетрясений 2004 года отмечен резкий излом изолиний горизонтальных скоростей, их простирание меняется от северо-восточного к субширотному, характерному для центра Восточно-Балтийского домена. В северной части региона выделяется зона, поперечная простиранию акватории Финского залива и в ее пределах концентрируются эпицентры землетрясений, самым сильным из которых было событие 1976 года. В приведенном выше анализе использована карта средних значений признака. Если же исследовать данные стандартных отклонений Балтийской части карты, то можно видеть, что зона неоднородностей существует неподалеку от Калининградской области, в районе острова Готланд, на стыке Финского залива и Балтийского моря.

Параллельно с региональным изучением Восточно-Балтийской области в сравнительном ключе исследованы Калининградские, Осмуссаарское, Копорское землетрясения. При этом изучены следующие параметры: характер волновых форм на цифровых или аналоговых сейсмограммах, очаговые характеристики, геодинамика очаговых зон (поля напряжений и деформаций по данным GPS и сейсмологии), тектоника (глубинное строение, морфология и динамика активных нарушений). В качестве примера приведем характеристики очагов двух сильнейших событий региона (табл. 1). Видно, что при одной и той же глубине 12-15 км, одинаковом радиусе очага сброс напряжений в очаге Осмуссаарского землетрясения в 3,5 раза больше, чем у Калининградского события, несмотря на то, что магнитуда последнего существенно больше. Эта особенность объясняется присутствием взбросовой компоненты в характере движения по разлому (3).

Таблица 1

Очаговые параметры землетрясений

Землетрясение	Сейсмический момент, nM	Магнитуда	Падение напряжений, МРа	Радиус очага
Осмуссаарское (по 3 частично) 25 октября 1976 года	$3{,}5 \cdot 10^{15}$	4,5 mb, 4,2 Mw	150	1000
Калининградское (второй толчок) 21 сентября 2004 года	$7{,}2 \cdot 10^{16}$	5,2 Mw	37,4	945

Дальнейший анализ совокупности планируемых к использованию геофизических данных и изучение сейсмотектонических характеристик сравнительно сильных землетрясений региона позволит ответить на вопрос, имеются ли где-либо еще в Восточной Балтике подобные обстановки, и почему интервал времени между Осмуссаарским и Калининградским землетрясением составил только 28 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 170 с.
2. Lidberg M., Johansson J. M., Scherneck H–G., Milned G. A. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST // Journal of Geodynamics. – Vol. 50. – 2010. – P. 8-18.
3. Slunga R. Source mechanism of a Baltic earthquake inferred from surface-wave recording // Bull. Seismol. Soc. Am. – Vol. 69. – № 6. – 1979. – P. 1931-1964.

УДК 551. 248.2

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФЛЮИДОДИНАМИКА В ЕЕ НЕДРАХ

М.В. Багдасарова

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Современная геодинамика осадочных бассейнов изучалась нами более 20 лет в разных нефтегазоносных регионах. Использовались геодезические методы (повторное высокоточное нивелирование и светодальномерные измерения) для определения современных вертикальных и горизонтальных перемещений земной поверхности и повторные измерения гравитационного и магнитного полей с целью изучения вариаций этих параметров. Динамика флюидных систем, насыщающих осадочный чехол, изучалась геохимическими методами – геохимическими съемками по приповерхностным горизонтам и режимными наблюдениями гелия в водах четвертичных отложений и попутном газе нефтяных залежей. Все наблюдения привязывались к результатам сейсмических работ и геологическим материалам регионов.

Постановка геодинамических исследований была осуществлена по инициативе А.Т. Донабедова и В.А. Сидорова после проведенных ими работ в Донбассе, где по повторным нивелировкам железнодорожных путей были выявлены наиболее подвижные участки, которые оказались приуроченными к разломам, выявленным в осадочном чехле и фундаменте. Такие разломы характеризуются наибольшей подвижностью, проницаемостью и взрывоопасностью в глубоких шахтах [1]. Результаты геофизических и геодезических работ в Донбассе послужили основанием для разработки программы изучения современной динамики и флюидодинамики в разломных зонах нефтегазоносных регионов.

Работы проводились на специальных геодинамических полигонах в пределах Восточно-Европейской платформы, в краевом прогибе, молодой платформе (Западной Сибири) и других регионах. Разработана методика геодезических наблюдений и интерпретации результатов, а также необходимый комплекс геодезических, геофизических и геохимических работ с целью изучения геодинамики и флюидодинамики в зонах разломов [2, 3].

Полученные результаты наблюдений и экспериментальных работ позволили по-новому оценить современную динамику и углеводородный потенциал нефтегазоносных бассейнов. Оказалось, что нефтегазовые месторождения приурочены к тем разломным зонам, которые характеризуются более высокими параметрами современных движений земной поверхности и изменчивостью во времени гравитационного и магнитного полей, а также более напряженным тепловым режимом. Эта закономерность проявляется в нефтегазоносных регионах с разным тектоническим строением и возрастом осадочных пород, а нефтегазовые залежи локализуются в зонах разломов в породах осадочного чехла и фундаменте на разных гипсометрических уровнях в зависимости от интенсивности геодинамических процессов.

Наиболее наглядным примером могут служить результаты многолетних исследований в Припятской впадине, являющейся северо-западным членом древней рифтовой структуры, пересекающей юго-западную часть Восточно-Европейской платформы и продолжающейся на юго-восток в виде Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Припятская впадина достаточно хорошо изучена геофизическими методами и бурением. Фундамент впадины погружается в виде ступеней до глубины 7 км. Осадочный чехол представлен вулканогенно-карбонатным и соленосным комплексами верхнего девона, который составляет 2/3 геологического разреза, а также терригенно-карбонатными отложениями верхнего палеозоя и мезозойскими осадками. Особенностью девонской эпохи является проявления основного, ультраосновного и щелочного вулканизма, который контролировался глубинными разломами, формирующи-

ми впадину. Лавы изливались на дно бассейна, а после них проявлялась активная гидротермальная деятельность, подобно тому, как теперь наблюдается в рифтовых системах океанов.

Гидротермальной деятельностью затронуты в той или иной мере все осадочные породы в пределах проницаемых зон разломов. Карбонатные толщи часто доломитизированы, подвержены галитовому метасоматозу, часто ангидритизированы. В приразломных зонах в толщах известняков и доломитов встречаются вторичные поры и каверны, которые и составляют коллектор для нефтяных залежей, а зоны вторичной ангидритизации – плотные «покрышки». Залежи нефти локализуются в приразломных зонах в карбонатных толщах сильно измененных вторичными процессами.

Флюидные системы в осадочном чехле и фундаменте представлены рассолами, нефтью и газом разного состава. При изменении напряженного состояния геологической среды подвижные флюиды мигрируют вверх по разрезу, а при выходе разломной зоны на поверхность создают аномалии гелия и углеводородных газов в подпочвенном воздухе, что обычно улавливается приборами. При подъеме рассолов высокой минерализации соли выпадают в твердую фазу и создают купола и раздувы соляных масс, что также наблюдается в геологическом разрезе.

На рис. 1 приведен региональный профиль через Припятскую впадину и выполненные по этому профилю сейсмические и геодинамические работы. Промышленная нефтеносность выявлена во впадине только в северной структурной зоне. По замеренным геодинамическим параметрам видно, что северная структурная зона испытывает современный подъем, более высокие градиенты современных движений земной поверхности и изменчивость во времени гравитационного поля. Для северной зоны характерны и более высокие температуры в осадочном чехле. Глубинным сейсмическим зондированием был изучен геологический разрез до глубины более 100 км [4]. Оказалось, что на глубинах 30, 70 и 100 км в пределах земной коры и верхней части мантии обнаружились зоны с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн, что свидетельствует о разуплотнении, возможно большей газонасыщенности и плавлении вещества коры и верхней мантии. Позднее аналогичное соотношение продуктивности осадочного разреза и особенностей строения земной коры и верхней мантии было установлено на многих нефтегазоносных территориях [5].

Важны также установленные изменения во времени гравитационного поля, что отражено на соответствующих кривых. Эти соотношения свидетельствуют о том, что в осадочном разрезе и фундаменте в зонах разломов происходят геологические процессы, которые приводят к изменению плотности. Такие изменения могут быть связаны как с изменением во времени газонасыщенности в зонах трещиноватости, так и при выпадении соли из рапы при миграции растворов вверх по разрезу при изменении PT условий.

Наиболее важным следствием проведенных геодинамических исследований было установление изменчивоти во времени локальных зон трещиноватости и разуплотнения по глубине – от глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии до различных по гипсометрии толщ осадочного чехла. Выявлялись центры напряжений в литосфере, которые возбуждают те или иные типы движений поверхности, зафиксированные повторным нивелированием. Выявлено, что напряжения в зоне разлома изменчивы и возникают в разное время на разных глубинах от 3-4 км до 25 км в земной коре и глубже.

Современные движения земной поверхности изучались во многих регионах. При интерпретации эмпирических данных важна комплексность исследований разными методами и привлечение геохимических съемок и режимных наблюдений разгрузок (миграции) флюидных систем, отражающих тесную связь подвижности литосферы и динамики насыщающих ее флюидов. Такие комплексные исследования проводились в Припятской впадине. Использовалась водногелиевая и геохимическая съемки по четвертичным водоносным горизонтам, геохимическая углеводородная съемка и режимные наблюдения аномалий гелия в воде четвертичных отложений и попутных газах нефтяных залежей, а также изменение плотности нефти.

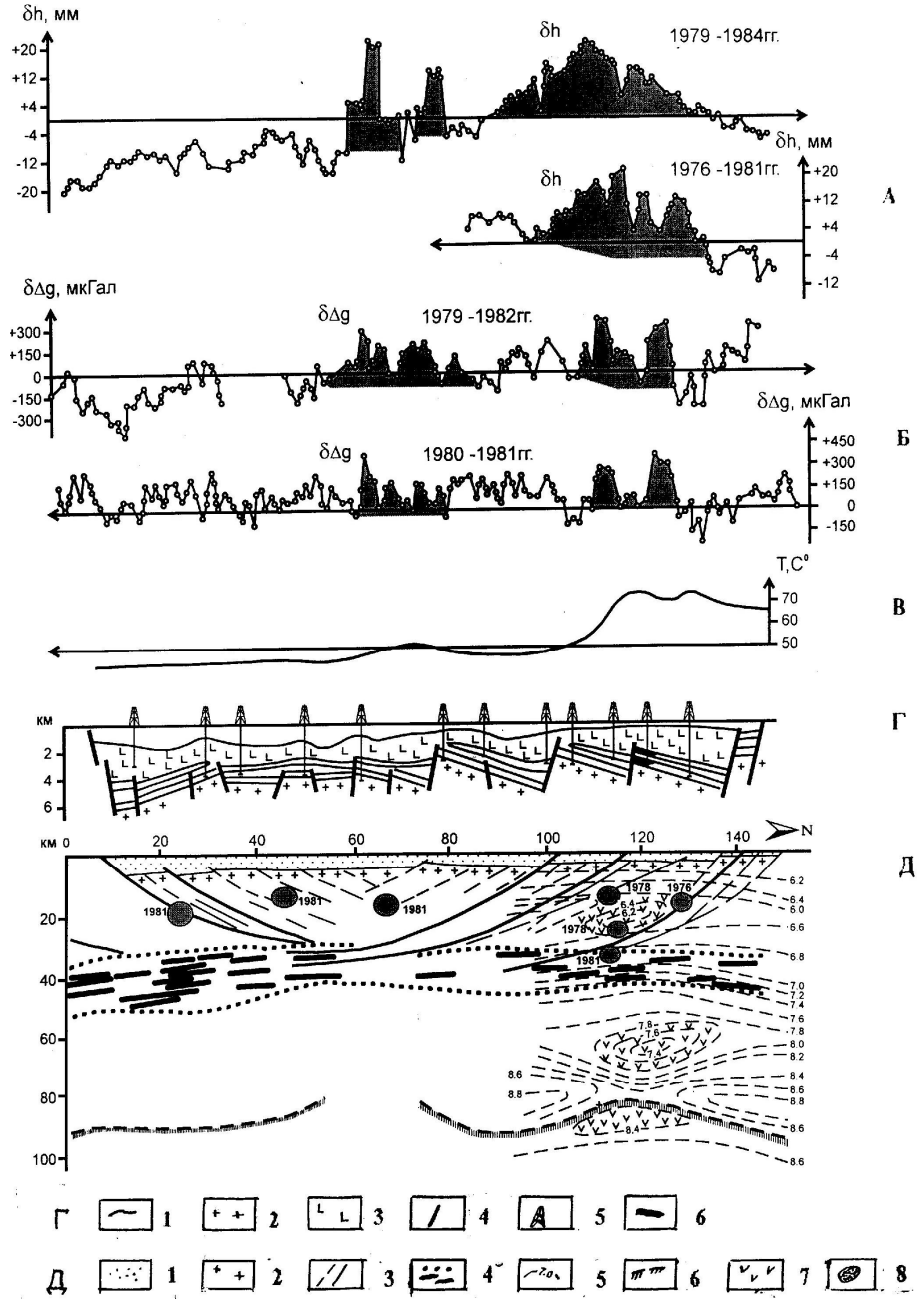


Рис. 1. Результаты геофизических и геодинамических работ по региональному профилю через Прпятскую впадину. *Условные обозначения: 1 – А современные вертикальные движения земной поверхности за разные периоды наблюдений (мм); Б – изменения во времени гравитационного поля за разные периоды наблюдений (мкГал); В – температурное поле в осадочном чехле на глубине 2,5 км (T^0C); Г – структура осадочного чехла и фундамента по данным КМПВ: 1– геологические границы, 2 – кристаллический фундамент, 3 – карбонатно-соленосная и вулканогенная толщи верхнего девона 4 – разломы фундамента, 5 – нефтяные скважины, 6 – нефтяные залежи; Д – результаты глубинного сейсмического зондирования (по Гарецкому и Клушину, 1988): 1 – осадочная толща, 2 – кристаллический фундамент, 3 – разломы земной коры, 4 – переходная зона, 5 – скорости прохождения сейсмических волн, 6 – нижняя граница земной коры,, 7 – зоны разуплотнения или газонасыщенности, 8 – зоны разуплотнения или газонасыщенности по геодинамическим данным*

Результаты водногелиевой съемки выявили ураганные аномалии гелия в воде четвертичных отложений в зоне пересечения Речицкого разлома с северо-восточным нарушением, что свидетельствует о глубинности этой проницаемой системы. Режимные наблюдения аномалии показали, что она изменчива во времени так же, как и установленные вертикальные движения земной поверхности. Углеводородные аномалии в подпочвенном воздухе также были установлены при проведении съемки. Они расположены (в плане) вблизи выявленных месторождений и также изменчивы во времени.

Опробованием растворенных в нефти газов установлен гелий, а режимные наблюдения этих газов показали значительную изменчивость его содержания. Изменчивы также и многие параметры нефти, например – плотность. На рис. 2 показан результат длительного периода наблюдений динамики флюидной системы в пределах Сосновского и Южно-Сосновского месторождений, контролируемых Речицким региональным разломом.

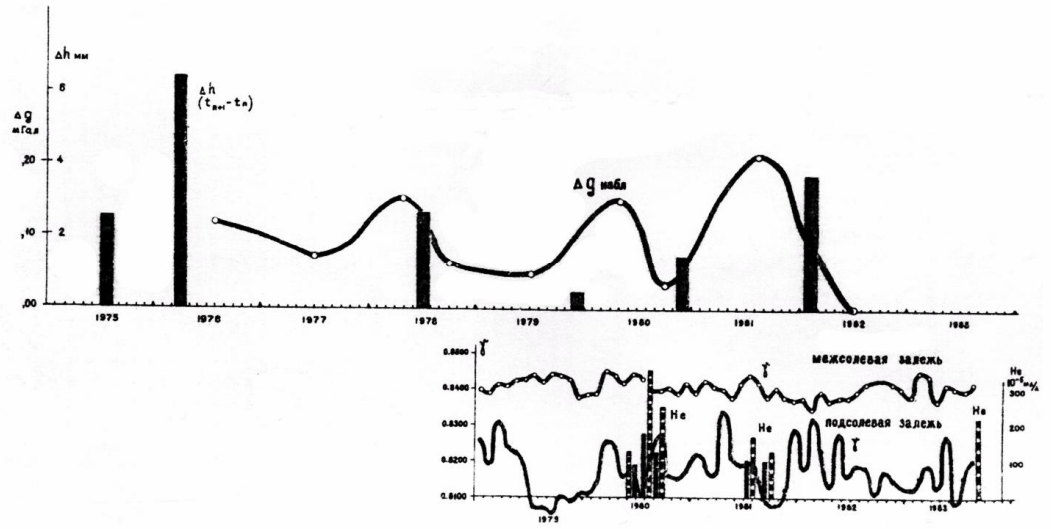


Рис. 2. Нестабильность во времени флюидной системы в пределах Сосновского и Южно-Сосновского месторождений и изменение градиентов современных вертикальных движений земной поверхности и гравитационного поля

На верхнем графике показана изменчивость градиентов вертикальных движений ($\Delta h_{2\text{-}1}$) и изменчивости во времени гравитационного поля ($\Delta g_{2\text{-}1}$) за длительный период наблюдений на одной из точек геодезического профиля, пересекающего указанные месторождения. На нижнем графике приведены данные о плотности нефти (γ, г/см^3) для залежей в межсолевых и подсолевых отложениях верхнего девона и содержание гелия в попутном газе подсолевой залежи, расположенной вблизи фундамента. На графике видна нестабильность плотности нефти за пятилетний период наблюдений. Наиболее резкая нестабильность проявляется в небольшой по объему приразломной залежи вблизи фундамента, в которой нефть более легкая и плотность ее очень изменчива. В большей по объему межсолевой залежи нефть более высокой плотности, которая также меняется, но менее резко. Сильно меняется содержание гелия в попутном газе.

Таким образом, динамика геологической среды, выраженная в градиентах современных движений земной поверхности и изменчивости гравитационного поля во времени, сопряжена с изменчивостью флюидной системы, проявляющейся в изменении содержания гелия в попутном газе и изменениях плотности нефти в залежах. Эти параметры свидетельствуют о том, что и в настоящее время происходит миграция флюидных систем в наиболее проницаемых зонах разломов при деформациях геологической среды. Продолжается формирование и переформирование залежей нефти и этот процесс отражен в тепловом поле, подвижности поверхности Земли и геохимических свойствах нефти [3].

Приведенные соотношения свидетельствуют о том, что продуктивность осадочного разреза связана не с осадочной толщей и какими-либо особенными породами, а с более глубокими горизонтами земной коры и мантии. Флюидные системы разгружаются с больших глубин по наиболее проницаемым зонам разломов, тесно связаны с предшествующим вулканизмом и являются верхней частью «термогидроколонны». По геологическим данным (приуроченность к глубинным разломам) и специфическим вторичным преобразованиям пород в приразломных зонах мигрирующие флюидные системы предлагается рассматривать как накопленные и современные гидротермальные растворы, которые продолжают разгружаться в осадочный чехол и формируют как рудные, так и нерудные (нефть, газ, соль) полезные ископаемы [6, 7].

Все приведенные выше геодинамические наблюдения и эмпирические данные позволили сделать следующие выводы:

– зоны нефтегазонакопления приурочены к разломам земной коры, активно развивающихся в настоящее время и проявляющихся в современных движениях земной поверхности и изменчивости во времени геофизических и геохимических полей;
– основные геодинамические параметры определяются деформациями земной коры в зонах разломов и миграцией флюидных систем (флюидодинамикой), разгрузка которых проявляется на разных гипсометрических уровнях вплоть до поверхности;
– залежи нефти и газа формируются в зонах разгрузки флюидных систем на пути их миграции в зонах повышенной трещиноватости, сопровождаются процессами образования вторичных коллекторов и изолирующих свойств пород;
– по характеру вторичных преобразований пород и парагенезам с рудными минералами, а также связи с глубинными разломами, флюидные системы (нефть, газ, водные растворы) являются верхней частью термогидроколонны – флюидного солитона [8] и связаны с проявлениями магматизма предыдущих эпох;
– формирование месторождений нефти и газа осуществляется и на современном этапе геологического развития, что делает целесообразным при их поисках использовать выявленные на полигонах геодинамические параметры. Главным поисковым признаком при этом являются разломы фундамента, их современная тектоническая активность и флюидопроводимость, которые отражены в геодинамических и геохимических параметрах. Важны также характеристики глубинного строения земной коры и верхней мантии, отражающие современную тектономагматическую активность этих зон.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили инструментально современную динамику геологической среды и миграцию флюидов из глубоких горизонтов фундамента, а также связь зоны нефтенакопления с особенностями состояния земной коры и верхней мантии. Результаты геодинамических исследований свидетельствуют о том, что разгрузки гидротермальных систем и формирование месторождений углеводородов продолжаются и в настоящее время. Они приурочены к районам тектономагматической активизации разломных зон и могут быть замерены геодезическими, геофизическими и геохимическими методами. Геодинамические и флюидодинамические параметры, полученные на специальных геодинамических полигонах, являются первыми методическими разработками, позволяющими понять связь современных глубинных процессов с формированием месторождений нефти и газа, а геодинамические критерии считать основой новых прямых методов поисков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. О соотношениях между современными вертикальными движениями, геофизическими полями и глубиннвм строением земной корвы // Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. – Минск: Наука и Техника, 1969. – С. 5-21.
2. Сидоров В.А., Атанасян С.В., Багдасарова М.В. Современные движения земной коры и нефтегазоносность: на примере Терско-Каспийского передового прогиба. – М.: Наука, 1987. – 115 с.
3. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1989. – 200 с.
4. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба // Докл. АН БССР. – Т. 132. – № 1. – 1988. – С. 49-52.
5. Бунин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. – М.: ГЕОН, 2000. – 192 с.
6. Багдасарова М.В. Роль гидротермального процесса в формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. – № 9. – 1997. – С. 42-46.
7. Багдасарова М.В. Современные гидротермальные системы и их связь с формированием месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. – М.: Наука, 2000. – С. 100-115.
8. Володин И.А., Гуфельд И.Л. Автосолитоны во флюидогеодинамике // Материалы совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма». – Т. 1. – 1999. – С. 147-150.

УДК 551.243 (476)

АЛЬПИЙСКИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ ПАМИРА, ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИБЕТА С ГИМАЛАЯМИ И СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ)

Т.П. Белоусов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

На протяжении около 30 лет в пределах высокогорных районов Центральной Азии сотрудниками Института физики Земли РАН выполнялись полевые геодинамические исследования. Экспедиционными наблюдениями были охвачены Алтай, Тянь-Шань, Памир и их предгорные районы. Основной задачей полевых работ являлся сбор данных по внутрислойной трещиноватости мезозойско-кайнозойских (Mz-Kz) осадочных горных пород с целью использования их для реконструкции ориентаций главных осей альпийских палеонапряжений земной коры. В последние годы (2007-2011) геодинамические исследования были продолжены в пределах Юго-Западного Тибета, зоны его сочленения с Гималаями и Северного Вьетнама. В данном сообщении кратко представлены результаты реконструкции альпийских напряжений Юго-Западного Тибета и регионов, располагающихся на его флангах: Памира – на северо-западе и Северного Вьетнама – на юго-востоке (рис. 1).

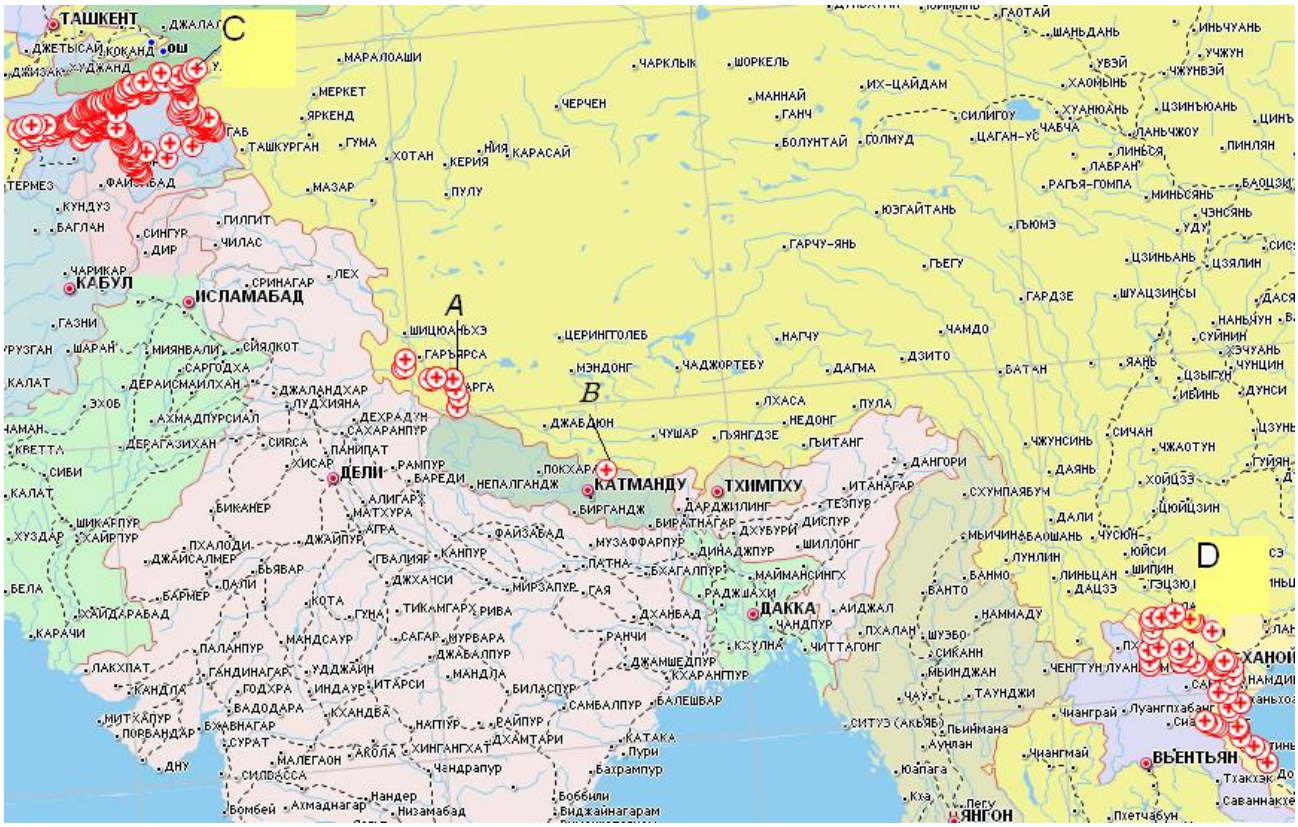


Рис. 1. Схема местоположений регионов Центральной Азии, в пределах которых изучалась трещиноватость осадочных горных пород: *A – Юго-Западный Тибет, B – Центральные Гималаи, C – Памир, D – Северный Вьетнам*

К методике реконструкции альпийских палеонапряжений на основе анализа рисунка первичной трещиноватости осадочных горных пород. Для реконструкции ориентаций главных осей палеонапряжений ($S_{H,\max}$, $S_{H,\min}$) активных регионов наиболее удобным объектом в силу повсеместной распространенности является трещиноватость осадочных

горных пород. О природе зарождения и связи рисунка трещиноватости осадочных пород с напряженным состоянием земной коры в научной литературе высказываются довольно разнообразные мнения. Детальный анализ результатов многолетних тектонофизических исследований в активных регионах Земли позволяет нам утверждать, что в осадочных породах рисунок трещиноватости обусловлен взаимодействием первичных и вторичных трещин [1].

Основываясь на фактах существования правильных систем ослабления в молодых рыхлых отложениях (голоценовых, позднеплейстоценовых и др.), мы пришли к выводу о зарождении направлений первичных трещин на стадии диагенеза осадков вследствие их внутренней неустойчивости [2]. В тектонических активных регионах механизмом неустойчивости, по-видимому, являются структурные преобразования подстилающего основания (как горизонтальные, так и вертикальные). Неустойчивость, связанная с разупрочнением, являющимся общим свойством геоматериалов, приводит к локализации пластических сдвиговых деформаций в виде узких регулярно расположенных микрозон. С увеличением степени литификации осадков микрозоны локализации деформаций (локалиты) эволюционируют в первичные трещины, которые мы называем *локализационными*. Они и определяют каркас будущей первичной трещиноватости [3, 4].

Полагая, что первичные трещины в осадочных образованиях несут информацию об ориентации главных осей палеонапряжений, действующих в период литификации осадков и, базируясь на положениях теории локализации, нами был разработан метод реконструкции альпийских напряжений на основе интерпретации *рисунка первичной трещиноватости осадочных горных пород* [1, 2]. В отличие от моделей, использующих кинематические индикаторы трещиноватости (зеркал и борозд скольжения), разработанная нами методика палеореконструкций, благодаря тому, что локалиты по времени заложения близки к возрасту изучаемой осадочной породы, при проведении массовых замеров трещиноватости в разновозрастных отложениях появляется возможность устанавливать закономерности эволюции напряженного состояния земной коры за последовательные этапы ее развития.

Не останавливаясь подробно на методике палеореконструкций, которая детально отображена в многочисленных наших статьях и монографиях [1-5 и др.], отметим, что на основе компьютерной обработки данных о трещиноватости строились стереограммы ориентационных распределений трещин (ОРТ). Их рисунки отображают особенности взаимодействия максимумов плотности трещин. В простейших случаях, когда на стереограмме выражены два их максимума, ось сжимающего напряжения $S_{H,\max}$ согласно модели локализации деформаций, соответствует биссектрисе острого угла между сопряженными системами первичных трещин. Однако в практике тектонофизических исследований, как правило, приходится сталкиваться с существованием на стереограммах не двух, а большего количества кластеров. Это обстоятельство затрудняет однозначную реконструкцию ориентации главных осей палеонапряжений. В таких случаях приходится проводить процедуру отделения первичных трещин от вторичных. Дополнительные системы трещин вероятнее всего возникают на более поздней стадии преобразования уже литифицированных отложений в результате изменившейся геодинамической обстановки. Эти системы являются вторичными и, с точки зрения генезиса, мы называем их *структурными*. В отличие от первичных трещин, генезис которых обусловлен сдвиговым характером нарушений в «мягких осадках» (soft sediments), вторичные системы состоят из хрупких трещин отрывного характера.

При отделении первичных трещин от вторичных хорошие результаты достигаются при анализе складчатых структур. При их формировании обычно возникают две системы вторичных трещин: вдоль и поперек осей складок. При этом если направления трещин совпадают с простиранием продольной оси складки, то эта система трещин с большой долей вероятности является вторичной. Ортогональная ей система, образованная трещинами согласными с падением крыла складки, также является вторичной. Она возникает вдоль оси регионального сжатия $T_{H,\max}$ [6]. Первичные трещины в слоях изучаемой складки чаще всего располагаются по диагонали к азимуту падения ее крыла [4].

Западная часть зоны сочленения Тибета с Гималаями (рис. 1, А, В). Тибет в морфоструктурном отношении представляет собой высоко поднятое нагорье Центральной Азии (4500-6000 м), окруженное со всех сторон высочайшими сооружениями (7000-8500 м). На северо-западе и западе от Тибета находятся Памир, Кунь-Лунь и Каракорум. На востоке границу нагорья образуют Сино-Тибетские горы. Его северное ограничение выражено хребтами Алтын-Таг и Нань-Шань, обрывающимися к днищу Таримской котловины. На юге от Тибета крутой уступ образован Гималаями, южный склон которых переходит в Индо-Гангскую равнину. Изученная нами территория расположена на юго-западе Тибета в пределах западной части зоны его сочленения с Гималаями.

В геологическом строении зоны сочленения Тибета с Гималаями принимают участие протерозойские и палеозойские породы, мезозойские граниты, юрские, меловые и палеогеновые вулканогенные и осадочные образования, неогеновые и четвертичные конгломераты. В процессе полевых тектонофизических исследований нами в пределах 35 обнажений горных пород (точек наблюдения, ТН) изучен рисунок их трещиноватости. На осадочные породы Mz-Kz возраста приходятся 27 ТН. В 6 ТН представлена трещиноватость метаморфических пород протерозоя, по одной точке наблюдения заложены в палеозойских песчаниках и меловых гранитах. Изученные Mz-Kz отложения в возрастном отношении распределились: юра – 3 ТН, мел – 9 ТН, палеоген – 3 ТН, миоцен – 3 ТН, плиоцен – 3 ТН, плейстоцен – 6 ТН. Триасовые породы на Тибете изучены не были.

Одна из задач тектонофизических исследований, выделение систем трещиноватости региона, решалась нами статистически. С этой целью в каждом изучаемом обнажении горных пород в некотором локальном его слое замерялись элементы залегания (азимуты и углы падения) плоскостей 100 трещин. Эта информация, а также характеристики обнажений горных пород и сведения о залегании слоев, вводились в базу данных.

На основе анализа рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород нами проведена реконструкция альпийских напряжений и установлены основные геодинамические закономерности развития Юго-Западного Тибета (рис. 2). Ранее в литературе отмечалось [7, 8], что альпийская геодинамика рассматриваемого региона обусловлена активным перемещением подвижной Индостанской литосферной плиты в сторону относительно стабильной Евразии. Результаты наших исследований подтвердили эти предположения. В дополнение к этому нами установлено, что в мезозое и кайнозое перемещение Индостана сопровождалось устойчивым его вращением. При этом с юры по первую половину палеогена вращение литосферной плиты протекало по часовой стрелке. Так ось максимального сжатия альпийского поля напряжений в юре была ориентирована на ССЗ (340-350°), в мелу – на ССВ-ВСВ (20-60°). Можно предполагать, что в первой половине палеогена произошло некоторое замедление или даже изменение направления перемещения Индостана, вследствие чего ось сжатия приобрела субширотную ориентацию вдоль Евразии (90-110°). В олигоцене в связи с началом неотектонического этапа развития в Центральной Азии произошла геодинамическая перестройка, вследствие чего Индостан приобрел вращение против часовой стрелки, которое продолжалось в течение всего кайнозоя. Так, в первой половине палеогена ось максимального сжатия была ориентирована на восток (90-110°). в миоцене – на ВСВ (55-60°), в плиоцене – на СВ (35-40°), в плейстоцене – на ССВ (25-30°).

Памир (рис. 1, С), располагающийся на СЗ от Тибета**,** представляет собой крупный блок земной коры, лежащий в области сближения Каракорума, Кунь-Луня и Тянь-Шаня. Его граница на севере проходит вдоль водоразделов Заалайского и Дарвазского хребтов. На западе продолжением Памира в структурном отношении является Афганский Бадахшан, на востоке – Западный Кунь-Лунь. С юга Памир ограничен субширотным Гиндукушем. Согласно современным тектоническим представлениям Памир трактуется как новейшее высокогорное поднятие, сформированное во фронтальной зоне Индостанской литосферной плиты, движущейся в сторону Евразии.

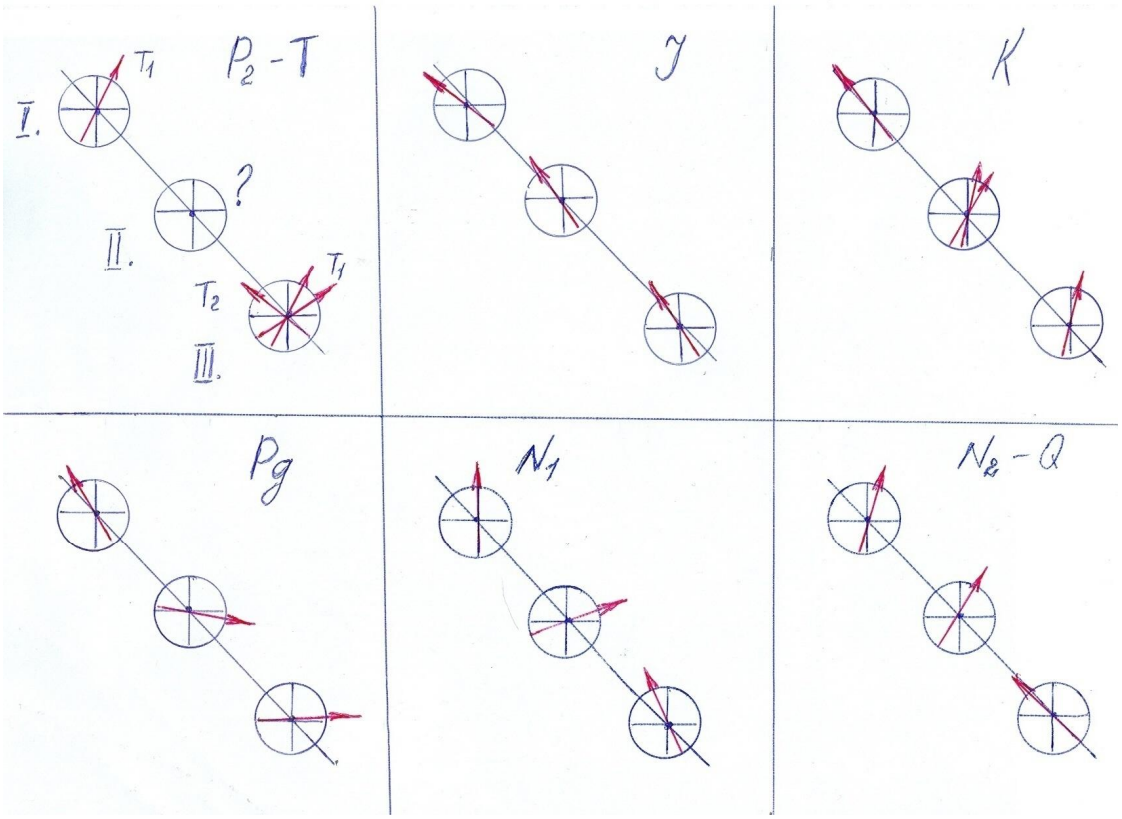


Рис. 2. Схема эволюции направлений оси максимального сжатия альпийского поля напряжений в пределах регионов Центральной Азии: *I – Памир, II – Юго-Западный Тибет, III – Северный Вьетнам*

На земной поверхности Памира наиболее широко распространены древние образования докембрия и палеозоя. Мезозойские горные породы обнажаются в основном в пределах его центральной и юго-восточной частей. Отложения кайнозоя распространены крайне ограниченно и в большинстве случаев приурочены к тектоническим впадинам. Трещиноватость горных пород Памира изучена нами в 133 точках наблюдения. Осадочный комплекс обследован в 112 обнажениях, которые в возрастном отношении распределились следующим образом: архей – 12 ТН. протерозой – 23 ТН, палеозой – 57 ТН, мезозой – 15 ТН (триас-3, юра-10, мел-2), кайнозой – 5 ТН (палеоген-2, неоген-3). Наряду с этим, дополнительно в пределах зоны сочленения Памира с Юго-Западным Тянь-Шанем в 52 ТН изучены породы неогена (миоцен-38, плиоцен-14) и в 6 ТН – плейстоцена [2].

На основе анализа рисунка первичной трещиноватости и палеореконструкций установлено, что в конце перми-начале триаса на Памире сжатие было направлено на С-ССВ. В юре в восточной части региона для оси сжатия была присуща субмеридиональная ориентация с отклонением к ССЗ. На западе Памира сжатие было ориентировано на СЗ. В этом же направлении ось сжатия была ориентирована в юре на Тибете. В мелу на Памире ось максимального сжатия была ориентирована на СЗ. Вдоль простирания зоны сочленения сжатие в это время претерпевало некоторые изменения. Так, на ее востоке в большинстве точек наблюдения оно было направлено на СЗ, на западе – обладало ССЗ направлением. Эти данные свидетельствуют о том, что в течение всего мезозоя, начиная с конца перми, перемещение Памира в сторону Тянь-Шаня сопровождалось активным вращением по часовой стрелке.

В начале кайнозоя на Памире началась геодинамическая перестройка, вследствие чего он усилил вращение по часовой стрелке. Наиболее четко перестройка проявилась в палеоцене, когда ось сжатия на Памире изменила СЗ меловое направление на субмеридиональное (С-ССЗ). Это простирание устойчиво сохранялось и в эоцене. В неогене напряженное состояние на севере Памира в районе зоны его сочленения с Тянь-Шанем не претерпело существенных изменений. В миоцене поле напряжения сохранило ориентацию сжатия в субмеридиональном направлении с незначительным отклонением к ССВ на востоке и к ССЗ – на за-

паде территории. В плиоцене геодинамическая закономерность, установленная для миоценового времени, сохранялась. Ось сжатия вдоль зоны сочленения в большинстве точек наблюдения была ориентирована в субмеридиональном направлении с отклонениями как к ССЗ, так и к ССВ. На крайнем севере Памира при перемещении региона в сторону Тянь-Шаня в плейстоцене по-прежнему проявлялось его слабое вращение по часовой стрелке [2].

Северный Вьетнам (рис. 1, D) находится на северо-востоке полуострова Индокитай. Согласно схемам тектонического районирования большая его территория расположена в пределах Лаосско-Вьетнамской складчато-покровной системы, которая заложилась в процессе позднепротерозойского развития на гетерогенном фундаменте. Наиболее интенсивные деформации системы проявились в конце триаса на фоне киммерийской эпохи складчатости. На заключительной ее стадии вдоль северо-восточной границы складчато-покровной системы заложился один из крупнейших разломов Юго-Восточной Азии – правый сдвиг Красной реки. В конце олигоцена рассматриваемая территория вступила в неотектонический этап развития, совпадающий по времени с началом коллизии Индостана с Евразией [9].

В геологическом строении Северного Вьетнама принимает участие практически весь комплекс разновозрастных горных пород от докембрийских до голоценовых. В процессе полевых работ 2008-2011 годов в пределах Северного Вьетнама в 120 обнажениях горных пород изучен рисунок их трещиноватости. В возрастном отношении породы распределились следующим образом: Протерозой – 2 ТН; Палеозой – 40 ТН: протерозой поздний-кембрий ранний-4, кембрий-6, ордовик-силур-2, ордовик поздний-девон ранний-4, девон-14, карбон-2, карбон-пермь-2, пермь-6; Мезозой – 60 ТН: пермь-триас-1, триас-43 ТН (ранний-12, средний-10, поздний-21), юра-6, мел-10 (ранний-2, поздний-8); Кайнозой – 18 ТН: палеоген-2, неоген-7, неоген-плейстоцен-2, плейстоцен-2, голоцен-5. На осадочные породы мезозойско-кайнозойского возраста приходятся 78 ТН. Как видно из этих данных трещиноватость горных пород Северного Вьетнама из трех регионов изучена нами наиболее полно.

На основе анализа рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород Северного Вьетнама проведена реконструкция ориентаций оси максимального сжатия, которая позволила установить основные закономерности геодинамической эволюции региона на протяжении альпийского этапа тектонического развития. Было установлено, что альпийская геодинамика Северного Вьетнама определялась активным перемещением подвижной Индостанской плиты в сторону стабильной Евразии. В начале мезозоя (ранний триас) ось максимального сжатия альпийского поля напряжений была ориентирована на ССВ-ВСВ (20-60°). На границе раннего и среднего триаса ось сжатия изменила свою ориентацию на ЗСЗ (290-305°) При этом перемещение Индостана со среднего триаса по конец мела, как и на Тибете, стало сопровождаться его вращением по часовой стрелке. Так, во второй половине триаса ось сжатия была ориентирована на ЗСЗ (290-305°), в юре-раннем мелу – на ССЗ (350-360°), в позднем мелу – на ССВ (5-20°). Кайнозойская геодинамика изучена нами, начиная с неогенового времени. Трещиноватость палеогеновых пород из-за их отсутствия изучена не была. В миоцене ось максимального сжатия палеонапряжений обладала ориентацией на ССЗ (335-350°). Можно предполагать, что проявление этого направления произошло вероятнее всего в олигоцене в связи с началом активизации тектонических движений и наступлением новейшего этапа развития. На протяжении плиоцена ориентация оси сжатия соответствовала СЗ. В плейстоцене сжатие приобрело ЗСЗ-СЗ направление (285-340°) , претерпевая вращение против часовой стрелки [9].

Выводы. Результаты сравнительного анализа альпийских палеонапряжений Юго-Западного Тибета, Памира и Северного Вьетнама свидетельствуют о том, что в первой половине мезозоя, когда геодинамическая обстановка в пределах Центральной Азии была схожей, ориентации осей сжатия в регионах были близки между собой (рис. 2). Так, на Памире и во Вьетнаме в поздней перми-раннем триасе ось максимального сжатия была ориентирована на СВ-ССВ. Во второй половине триаса на этой территории произошла геодинамическая перестройка в связи с проявлением киммерийской эпохи складчатости. Ось сжатия приобрела СЗ направление. В юрское время во всех трех регионах после поворота их по часовой стрелке сжатие устойчиво направлено на СЗ-ССЗ. В мелу направление сжатия на Памире сохрани-

лось примерно таким же, что в юре, претерпев слабое вращение по часовой стрелке. На Тибете и Северном Вьетнаме проявилось сжатие СВ-ССВ ориентации, зафиксировав интенсивное вращение опять же по часовой стрелки. Наименее активно вращение Индостана проявилось в мезозое в районе Памира.

В начале кайнозоя вращение регионов в пределах Центральной Азии по часовой стрелке продолжилось, обусловив проявление в палеогене на Памире сжатия ССЗ ориентации, а на Тибете и Северном Вьетнаме – субширотного направления. В конце палеогена, геодинамическая обстановка изменились, в результате чего проявилось вращение ряда регионов против часовой стрелки. Так, в миоцене на Юго-Западном Тибете ось сжатия приобрела направление на ВСВ, на Северном Вьетнаме она получила ориентацию на ССЗ. Но на Памире продолжилось медленное вращение Индостана по часовой стрелке до направления на север. В плиоцене и плейстоцене на Памире ось сжатия воздействовала в ССВ направлении. На Тибете ось сжатия в плиоцене ориентирована в СВ направлении, в плейстоцене – на ССВ. В Северном Вьетнаме сжатие в плиоцене было направлено на СЗ, в плейстоцене на ЗСЗ. Полученные данные свидетельствуют, что в кайнозое в районе Памира с олигоцена по плейстоцен включительно продолжалось медленное вращение Индостана по часовой стрелке. На Тибете и Северном Вьетнаме в конце палеогена вращение изменилось на противоположное и в неоген-плейстоцене на новейшем этапе развития стало проявляться против часовой стрелки. Напомним, что перемещение Индостана в сторону Евразии в районах Юго-Западного Тибета и Северного Вьетнама в мезозое-начале палеогена сопровождалось его вращением по часовой стрелке.

Таким образом, альпийская геодинамика территории от Юго-Западного Тибета до Северного Вьетнама определялась единым процессом, а именно, активным перемещением подвижной Индостанской плиты в сторону стабильной Евразии, сопровождавшимся вращением ее по часовой стрелке – в мезозое и против – в кайнозое. В районе Памира вращение Индостана по часовой стрелке продолжалось в течение всего мезозойско-кайнозойского времени.

Интерпретация фактического материала выполнена при частичной финансовой поддержке ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6) и РФФИ (грант № 11-05-00970-а 2011-2013).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Физика Земли. – № 2. – 1990. – С. 16-29.
2. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – 324 с.
3. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. Трещиноватость горных пород как индикатор палеогеодинамических процессов // Исследования в области геофизики. К 75-летию Объединенного института физики Земли. – М.: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 320-326.
4. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А., Цельмович В.А. Локализационная неустойчивость осадков (на примере северо-западного погружения Большого Кавказа) // Геофизические исследования. – Вып. 3. – М.: ИФЗ РАН, 2005. – С. 123-126.
5. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Новейшая геодинамика Кавказ-Загросского региона // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы совещания. – М.: Геос. 2000. – С. 43-46.
6. Николя А. Основы деформации горных пород. – М.: Мир, 1992. – 167 с.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995. – 480 с.
8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М: Научный мир. 2001. – 606 с.
9. Белоусов Т.П., Долгинов Е.Н., Нго Тхи Лы и др. Палеонапряжения Северо-Западного Вьетнама и некоторые закономерности его альпийской геодинамики // Вопросы инженерной сейсмологии. – Т. 36. – № 4. – 2009. – С.13-24.

УДК 550.34.01

КОРРЕКЦИЯ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ПАРАМЕТРОВ БЛОКОВЫХ ДВИЖЕНИЙ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ОБЛАСТИ

А.Н. Беседина, Н.В. Кабыченко, Г.Г. Кочарян, Д.В. Павлов

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

При изучении особенностей деформационных процессов в земной коре дополнительную информацию может дать обработка результатов наблюдений микросейсмического фона. Особенный интерес представляет исследование параметров длиннопериодных колебаний. Сведения о регистрации подобных движений встречаются в литературе, например, в работах [1], рассматриваются колебания в диапазоне периодов от минут до десятков минут, полученные перед сильными землетрясениями с магнитудой больше 7. Другим примером низкочастотных движений являются результаты измерений наклонов земной коры при действии приливообразующих сил [2]. Исследование структуры сейсмического фона позволяет говорить и о наличии в микросейсмическом фоне как низкочастотных импульсных колебаний, имеющих нестационарный характер, так и квазистационарных участков [3]. Такие низкочастотные колебания могут быть связаны с колебанием блоков земной коры размерами в километры – десятки километров [3].

При анализе блоковых движений в низкочастотной области явно ощущается нехватка экспериментального материала. Используемые для длиннопериодной регистрации датчики имеют высокую стоимость, и, как следствие применяются недостаточно широко. Выходом из положения может быть использование методов коррекции измерительного устройства. Помимо приборной коррекции электромеханических преобразователей, которая заключается в присоединении к прибору дополнительных блоков, параметры которых подбираются таким образом, чтобы частотная характеристика всего получившегося устройства имела более широкую полосу пропускания частот, используется программная коррекция. Существуют разные методы коррекции, например, введение большого затухания через нагружение катушки сейсмометра отрицательным сопротивлением, коррекция обратным фильтром [4], использование интегратора с дифференцирующей цепочкой в петле обратной связи [5], в работах [1] представлены методы программной коррекции.

Численная коррекция, рассматриваемая в данной работе, проводится по методу умножения частотных характеристик. Процесс коррекции можно описать следующим образом: если сейсмический датчик имеет собственную частоту ω_0, а требуется ее понизить до $\omega_1 \ll \omega_0$, то передаточную функцию сейсмометра необходимо умножить на такую передаточную функцию корректирующего устройства, чтобы получилась передаточная функция с требуемой нижней граничной частотой ω_1. Разностное уравнение цифрового фильтра будет записываться в этом случае следующим образом:

$$Y(n)=-\frac{b_1}{b_2}\cdot Y(n-1)-\frac{b_0}{b_2}\cdot Y(n-2)+\left[X(n)+\frac{a_1}{a_2}\cdot X(n-1)+\frac{a_0}{a_2}\cdot X(n-2)\right]\cdot\frac{a_2}{b_2}, \qquad (1)$$

где $Y(n)$ – сигнал на выходе корректирующего фильтра, $X(n)$ – сигнал на входе корректирующего фильтра. В уравнении (1) введены следующие обозначения:

$$a_0=\omega_0^{\,2}+4F_s^{\,2}-4F_s h\omega_0,$$

$$a_1=-\left(8F_s^{\,2}-2\omega_0^{\,2}\right),$$

$$a_2=4F_s^{\,2}+4hF_s\omega_0+\omega_0^{\,2}, \qquad (2)$$

$$b_0 = \omega_1^2 + 4F_s^2 - 4F_s h\omega_1,$$

$$b_1 = -(8F_s^2 - 2\omega_1^2),$$

$$b_2 = 4F_s^2 + 4h \cdot F_s \cdot \omega_1 + \omega_1^2,$$

где F_S – частота дискретизации записи, ω_0 – собственная частота сейсмометра, ω_1 – новая собственная частота сейсмометра, по величине более низкая, чем ω_0, h – затухание сейсмометра.

Для проверки работы предложенной методики проводилась численная коррекция, как записей сейсмического фона, так и волновых форм колебаний от взрывов и землетрясений. Запись микросейсмического фона велась на постаменте в подвале ИДГ РАН сейсмоприемниками СМ-3 и REFTEK-151-60 с частотой опроса 100 Гц на шестиканальную станцию REFTEK-130. Собственная частота сейсмоприемника СМ-3 0,5 Гц, REFTEK-151-60 – 0,017 Гц. При проведении численной коррекции сейсмограмм важным параметром является нижняя граничная частота, до которой можно проводить коррекцию, т.е. когда сигнал существенно превышает уровень шума измерительного канала. Определение границы применимости численной коррекции является самостоятельной задачей, которая зависит от амплитуды исходного сигнала. При регистрации микросейсмического фона вопрос о граничной частоте коррекции особо актуален, т.к. при более низких частотах будет происходить уже коррекция собственного шума измерительного канала, который определяется только системой «сейсмометр – усилитель» и не зависит от условий реального размещения измерительной системы. Для описанного выше размещения сейсмометра СМ-3 было проведено определение уровня собственного шума измерительного канала. На рис. 1 приведены спектры скорости шума и выходного сигнала сейсмометра СМ-3 (данные на рис. 1 приведены без какой-либо коррекции). По результатам проведенного анализа получено, что на частотах ниже 0,1 Гц соотношение сигнал-шум становится близко к 1, поэтому коррекцию сейсмограммы СМ-3 целесообразно проводить лишь до нижней граничной частоты 0,1 Гц.

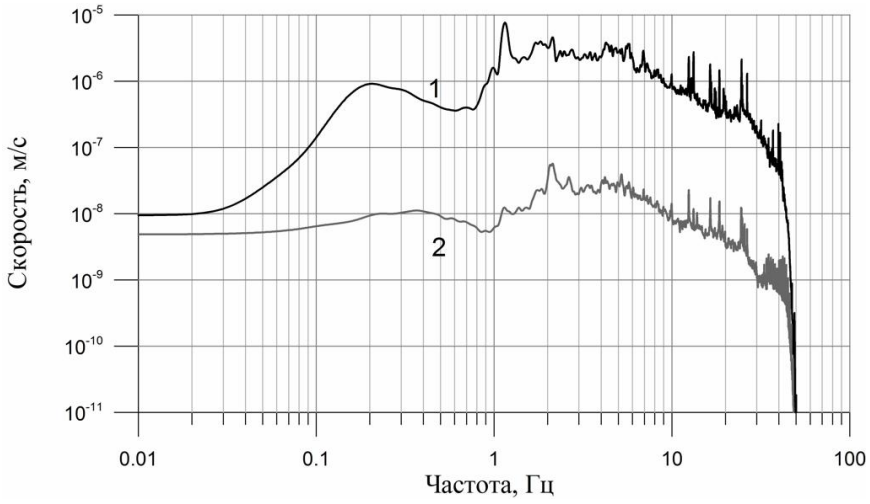


Рис. 1. Амплитудный спектр скорости: выходного сигнала регистрирующего канала СМ-3 (1); компонента шума в выходном сигнале регистрирующего канала СМ-3 (2)

Соответствующие микросейсмы откорректированного сейсмоприемника СМ-3 и датчика REFTEK-151-60 в полосе от 0,1 Гц до 0,5 Гц приведены на рис. 2. Записи откорректированного сейсмоприемника СМ-3 и REFTEK-151-60 практически совпадают, коэффициент корреляции составляет 0,998. В том, случае, если микросейсмический фон будет выше уровня фона, зарегистрированном на постаменте ИДГ, коррекцию можно проводить и до более низких частот. Это относится и к коррекции низкочастотных сигналов от сейсмических событий, амплитуда которых значительно превышает уровень шума.

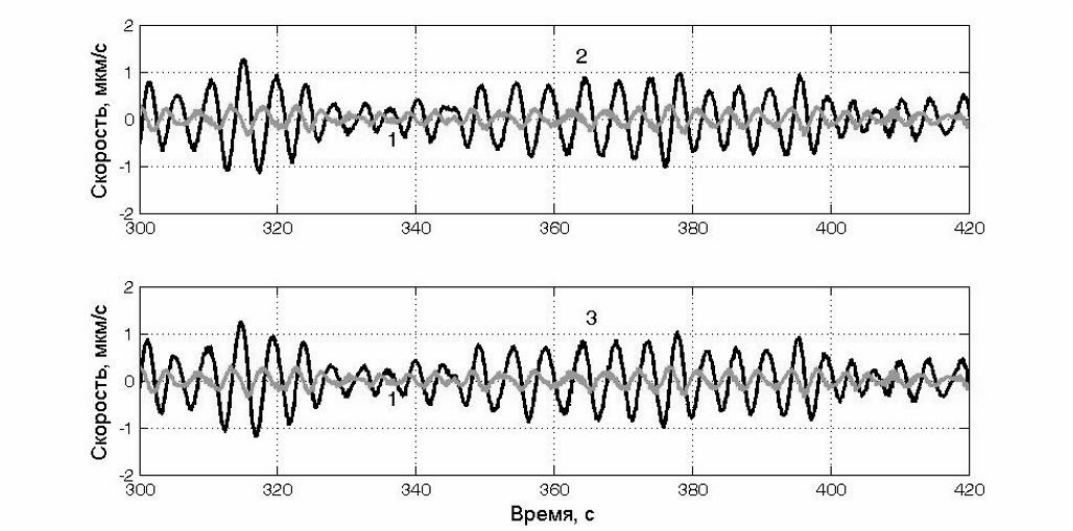


Рис. 2. Сигналы в частотном диапазоне 0.1-0.5 Гц, зарегистрированные: некорректированным сейсмоприемником СМ-3 (1); датчиком REFTEK (2); откорректированным сейсмоприемником СМ-3 (3)

Для примера приведем результаты сейсмограмм Японского землетрясения с M = 8,8 11.03.2011 г., зарегистрированных на геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево». Проводилось выделение из записей сейсмометра СМ-3 длиннопериодной компоненты и последующее сравнение с данными широкополосного сейсмометра СМ-3-Д. Регистрация велась с частотой опроса 100 Гц на сейсмоприемник СМ-3 и 200 Гц на широкополосный датчик СМ-3-Д, с последующим приведением к общей частоте опроса 100 Гц. Широкополосный сейсмоприёмник СМ-3-Д был установлен в шахте на глубине 20 м в массиве известняка, а сейсмический датчик СМ-3 в приямке глубиной около 1 м на глинистом грунте на расстоянии 130 м от широкополосного датчика. Согласно паспортным данным нижняя граничная частота сейсмометра СМ-3 составляла 0,5 Гц, СМ-3-Д – 0.01 Гц. На рис. 3. представлены результаты численной коррекции сейсмограммы СМ-3 и сейсмограммы, записанные широкополосным датчиком в сопоставлении с некорректированной записью СМ-3 в диапазоне частот 0,01-10 Гц. Данные, зарегистрированные сейсмометром СМ-3, удалось восстановить до нижней граничной частоты 0,01 Гц. Подчеркнем еще раз, что численную коррекцию можно применять лишь в том диапазоне частот, где сигнал существенно превышает уровень шума, что и имеет место в рассмотренном случае.

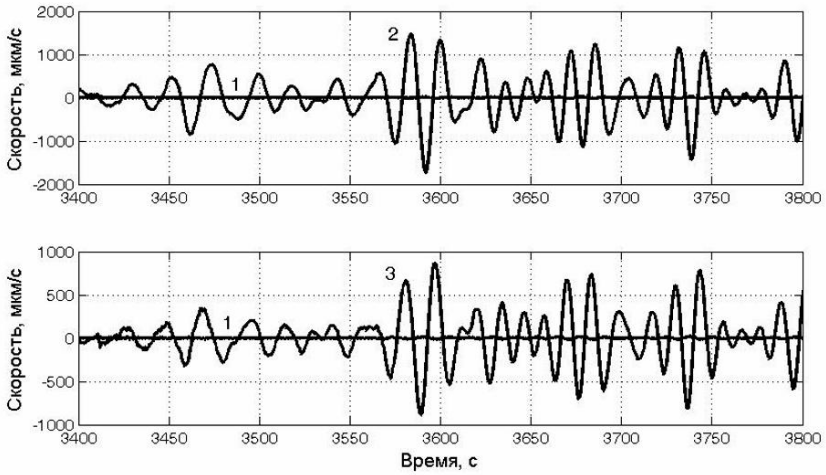


Рис. 3. Сигналы в частотном диапазоне 0.01-10 Гц, зарегистрированные: некорректированным сейсмоприемником СМ-3 (1); датчиком СМ-3-Д (2); откорректированным сейсмоприемником СМ-3 (3)

Коррекция частотных характеристик сейсмоприемников позволяет исследовать длиннопериодные компоненты сигнала, которые не выделяются в явном виде на исходных сейсмограммах штатных сейсмических датчиков. Метод численной коррекции применим в частотном диапазоне, когда амплитуда сигнала превышает уровень шума измерительного канала. Датчики с корректированными частотными характеристиками могут заменить более массивные и дорогостоящие широкополосные датчики, при регистрации медленных движений блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. – № 9. – 2006. – С. 5-17.
2. Кишкина С.Б., Коновалов Д.Н. Организация наклономерных наблюдений на геофизическом полигоне «Михнево» // Сборник научных трудов ИДГ РАН «Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер». – 2007. – С. 286-289.
3. Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В. Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // Сборник научных трудов ИДГ РАН «Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли». – Т. 1. – 2003. – С. 98-107.
4. Havskov J. Instrumentation in earthquake seismology. Dordrecht [Netherlands]: Springer. – 2004.
5. Al-Alaoui, M.A. Low-frequency differentiators and integrators for biomedical and seismic signals // Circuits and systems I: fundamental theory and applications, IEEE Transactions on. – 2001. – Vol. 48, – № 8. – P. 1006-1011.

УДК 551.34:556.3+624.1

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ИНДИКАТОР НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВОГО ОСНОВАНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ

В.Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В процессе инженерной деятельности на земной поверхности в грунтовых основаниях жилых зданий и производственных сооружений повышенной этажности нарушается природное равновесие в системе «горная порода – инженерное сооружение» и формируется напряженно-деформационное состояние в блоках горных пород, сопровождающиеся зачастую возникновением микросейсмических явлений [1, 2]. Очаги подобного состояния формируются под действием локальных статических и динамических нагрузок при повышении давления в верхних горизонтах грунтовых и порово-трещинных вод. Механизм техногенного воздействия подземных водоносных горизонтов и порово-трещинных вод в толщах грунтовых оснований, как источника возникновения напряженно-деформационных зон, изучен в настоящее время недостаточно. Однако в научной литературе есть указания о том, что водонасыщенные горизонты земной коры нейтрализуют геостатическую нагрузку и снижают трения в грунтовых толщах при их перемещении по склонам [3, 4].

Техногенную природу тектонических напряжений отмечал П.Н. Кропоткин [5]. Избыточные вертикальные и горизонтальные напряжения, превышающие естественное геостатическое давление на 100-500 кг/см^2, возникают при строительстве крупных инженерных объектов, начиная с глубины 10 м и проявляются как в кристаллических, так и в осадочных породах.

Важным направлением является изучение техногенной природной среды, находящейся под воздействием крупных инженерных сооружений. Сейсмические колебания через фун-

дамент сооружений уходят в грунт и заключенные в них подземные воды на десятки километров. При этом подземные воды испытывают не только гидродинамическую, но и гидрогеохимическую трансформацию. Наглядным показателем этого является изменение химического состава подземных вод неоген-четвертичного водоносного комплекса на участках правобережного склона Воронежского водохранилища, где ведется интенсивная точечная высокоэтажная застройка [6]. Грунтовые воды здесь относятся в неоген-четвертичному водоносному комплексу и залегают на глубинах 15-35 м от поверхности. Водовмещающими породами являются глины и суглинки, чередующиеся в разрезе с мелко-среднезернистыми песчаными отложениями. Углы наклона поверхности правобережной части в сторону водохранилища меняются от 5-7° до 18-35° относительно горизонтального плакора, что приводит к многочисленным выходам подземных вод по склону в виде родников. К тому же формирование намывных территорий в береговых зонах водохранилища способствует подтоплению склоновых участков, повышению уровня грунтовых вод, возрастанию водонасыщенности вмещающих горных пород, изменению химического состава подземных вод.

Локальные водоупоры на склоновых участках представлены разновидностями глинистых пород, содержащих преимущественно три главных минерала глин в различных соотношениях. В большей части это каолинит $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$, монтмориллонит $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2(Al,Fe...)_2[Si_4O_{10}] * H_2O$, галлуазит $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 * 4H_2O$ [7]. Все эти минералы относятся к группе слоистых силикатов, обладают крайне низкой твердостью (1-2 балла по шкале Мооса) и высокой степенью пластичности. Содержание воды в них колеблется от 15 до 25 %. Испытывая длительную статическую нагрузку под высотными сооружениями, глинистые минералы теряют воду, утрачивают пластичность и становятся хрупкими. Удаленная вода вновь не поглощается минералами и пополняет грунтовые воды. Кроме того, в подземные водно-грунтовые толщи поступает часть поверхностного стока, в большей своей части загрязненного.

Мониторинг подземных вод в течение 1990-2010 гг. показывает заметный сдвиг в сторону увеличения концентраций макроанионов (сульфат, хлор), макрокатионов (кальций, магний) и тяжелых металлов [6]. Все это происходит на фоне снижения содержания гидрокарбонат-аниона, натрия и частично калия, что приводит к увеличению жесткости и агрессивности водной среды. Подобное явление происходит в условиях нарушения естественного гидродинамического режима, когда нарушается водообмен с поверхностными водами водохранилища.

Поскольку застройка склонов высотными зданиями ведется спорадически, то более нагруженные участки чередуются с относительно устойчивыми зонами, что приводит к активизации экзогенных геологических процессов – оползней. В результате возникают условия сейсмоопасности на береговых и склоновых участках. Отсюда можно сделать вывод о возможности рассматривать изменения в химическом составе подземных вод в качестве индикатора напряжено-деформационных зон и активизации сейсмических процессов техногенной природы в грунтах оснований зданий и сооружений на склоновых участках [6].

Согласно исследованиям А.Н. Драновского и А.И. Латыпова [8] сопротивление водовмещающих песчаных грунтов сдвигу может быть представлено в виде суммы двух составляющих: кинетического сопротивления трению скольжения τ_j и сопротивления страгивания τ_c, то есть $\tau \cdots = \tau_f + \tau_c$. При этом $\tau = \tau_f + \tau_c$, где $\tau = \mathrm{P}\, tg\varphi_c + \sum_w$; $\tau_f = \mathrm{P}\, tg\varphi_f$; P – нормальное давление на поверхности сдвига, φ_f – угол трения скольжения, φ_c – угол зацепления, $\sum_w$ – связанность частиц грунта.

На графике зависимости сопротивлению сдвигу τ от нормального напряжения σ (рис. 1) прямая 1 отражает классическое представление зависимости τ от σ; прямая 2 характеризует сопротивление сдвигу сухого грунта; прямая 3 соответствует кинетическому сопротивлению трения скольжения грунта с природной влажностью. Логично предположить, что прямая 4 (показана пунктиром) будет отражать уменьшение кинетического сопротивления трения скольжения грунта с повышенной влажностью, приобретенную вследствие удаленной из минералов воды и пополняющей грунтовую толщу.

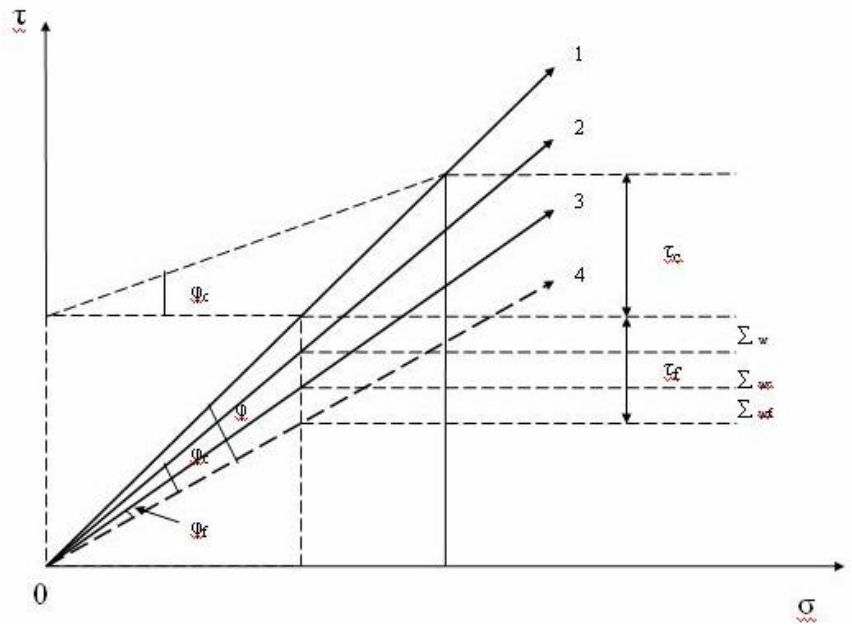


Рис. 1. Схема зависимости сопротивлению сдвигу τ от нормального напряжения σ

Таким образом, падение сопротивления грунта сдвигу при действии статических и динамических нагрузок может быть оценено с помощью параметров φ_c, φ_f, Σ_w, Σ_{wf}, которые характеризуют механические свойства грунтов при дополнительном увлажнении. Они же определяют и кинетику процесса разрушения грунта на запредельной стадии деформирования и соответственно его способности противостоять действию динамической нагрузки. Условиям потери динамической устойчивости будет неравенство

$$\tau > P\left(tg\varphi_f + tg\varphi_c\right) + \Sigma_w + \Sigma_{wf}.$$

Важным направлением в выявлении и анализе напряжено-деформационных зон является использование техногенной составляющей микросейсмических данных по двум направлениям: сейсмического просвечивания геологической среды и контроля состояния самого их источника – инженерных сооружений [1]. Отмечено, что значение собственных частот колебаний определяется не только состоянием геологической среды, но и конструкциями и материалами самих сооружений. Все это открывает широкие перспективы в практических направлениях – оценки целостности инженерных сооружений и обследования зданий, находящихся в сейсмоопасной зоне. Для этой цели необходима разработка новой методики микросейсмического районирования территории с целью выявления структурных особенностей участков геологической среды и оценки их гидрогеодинамической активности и состояния подземных вод в совокупности с анализом сейсмоустойчивости имеющихся высотных сооружений.

В таком подходе, кроме прикладного, есть и фундаментальный аспект. Он заключается, прежде всего, в выявлении в системе «горная порода – подземная вода» роли высотных сооружений, передающих собственные микросейсмы в геологическую среду и принимающих их, в свою очередь, из геологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Капустян Н.К. Возможности микросейсмических исследований при изучении геологической среды и конструкций зданий / Н.К. Капустян, Ф.Н. Юдахин // Геологические опасности. Материалы XV Всеросс. конф. с междунар. участием. – Архангельск: Ин-т эколог. пробл. Севера АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 209-212.
2. King C.Y., Nason R.D., Tocher D. Kinematics of fault creep / C.Y.King, R.D. Nason, D. Tocher // Phil. Trans. Roy. Soc. – London, 1973. – P. 355-360.

3. Бутолин А.П. О возможной роли воды формирований напряженно-деформационных зон земной коры / А.П. Бутолин // Геологические опасности. Материалы XV Всеросс. конф. с междунар. участием. – Архангельск: Ин-т эколог. пробл. Севера АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 110-111.
4. Киссин И.Г. Вода подземелий / И.Г. Киссин. – М.: Наука, 1978. – 222 с.
5. Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры / П.Н. Кропоткин. – М.: Недра, 1973. – 308 с.
6. Бочаров В.Л. К оценке роли подземных вод в сейсмических процессах / В.Л. Бочаров // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI Международной конференции. – Воронеж: Воронеж. ун-т, 2010. – С. 149-152.
7. Бетехтин А.Г. Минералогия / А.Г. Бетехтин. – М.: Госгеолиздат, 1950. – 956 с.
8. Драновский А.Н. Исследование динамической прочности песчаного грунта методов автоколебаний / А.Н. Драновский, А.И. Латыпов // Инженерная геология. – № 1. – 2011. – С. 64-67.

УДК 621.039+624.1

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ РАЗВИТИЯ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ В РОССИИ

В.Л. Бочаров[1], А.В. Евсеев[2]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия;
[2]ОАО «Концерн Росэнергоатом», г. Москва, Россия

За более чем полувековую историю атомная энергетика России испытала и в периоды бурного развития (60-70 годы XX столетия), и почти двадцатилетний период стагнации, вызванный катастрофой на Чернобыльской АЭС в 1986 году.

Сегодня объективная необходимость ускоренного развития атомной энергетики в России вызвана тяжелым состоянием российского энергетики. Принятая Федеральная целевая программа «Развитие атомного энергопромышленного комплекса России…» [1] предполагает ускоренное развитие атомного энергетического комплекса, который может способствовать решению проблем, связанных с экологической и энергетической безопасностью в стране, её поступательным экономическим развитием, улучшением качества окружающей среды, повышением жизненного уровня населения.

В настоящее время в России функционирует 10 промышленных атомных электростанций, вырабатывающих ежегодно 23242 МВт электроэнергии [2]. Приоритет в стратегии развития в соответствии с принятой Федеральной целевой программой отдан реализации уже освоенных технологий на базе тепловых реакторов с водой под давлением (ВВЭР) и реакторов большой мощности канальных (РБМК). Мощность их будет увеличена до 1200-1500 МВт каждого. Наряду с действующими реакторами, срок эксплуатации которых на атомных электростанциях продляется на 15-20 лет, уже строится и будет построено 10 новых ядерных энергетических установок третьего поколения на Балаковской, Курской, Калининской, Волгодонской, Смоленской АЭС, а также начнут вырабатывать электроэнергию новые Ленинградская АЭС-2 и Нововоронежская АЭС-2. Это позволит увеличить долю атомной энергетики в общем энергобалансе с 12 % до 20-22 %. При этом вопросы безопасности атомной энергетики тесно увязываются с экономической эффективностью её функционирования.

Развитие атомной энергетики сопровождается рядом экологических рисков, связанных с имманентными особенностями атомного топливного энергетического цикла.

Обеспечение топливом атомных реакторов. Содержание радиоактивных элементов урана и тория в литосфере крайне незначительно ($2{,}7 \cdot 10^{-4}$ % и $9{,}6 \cdot 10^{-4}$ % соответственно). Также весьма редки в природе и скопления радиоактивных элементов и минералов до мас-

штабов промышленных месторождений. Тем не менее, в России в настоящее время кроме двух разрабатывающихся разведано 12 новых месторождений радиоактивного сырья, запасы которых могут полностью обеспечить растущие потребности атомной энергетики и даже увеличить экспортные поставки.

Радиоактивные отходы. Накопление радиоактивных отходов на атомных электростанциях пропорционально выработке электроэнергии. К началу 2007 года на атомных электростанциях страны было накоплено более 18 тыс. т отходов. Ежегодный прирост составляет около 850 т [2]. Только около 5 % высокоактивных отходов перерабатывается на радиохимических комбинатах. Кроме твёрдых отходов накапливаются менее активные жидкие отходы. Так объём жидких отходов может достигать 100 тыс. $м^3$/год на энергоблок с реактором РБМК-1000 и 40 тыс. $м^3$/год на энергоблок с реакторами ВВЭР-440 и ВВЭР-1000. Основным видом твёрдых отходов является твердое топливо, которое должно обновляться на 1/3 каждый год. Как правило, большая часть твердых и жидких радиоактивных отходов хранится в специально оборудованных на атомных электростанциях хранилищах. В настоящее время все имеющиеся хранилища радиоактивных отходов заполнены на 80-85 %. Таким образом, происходит накопление отходов в наиболее развитой в экономическом отношении и густонаселённой Европейской части страны. Оставшийся свободный объём хранилищ позволяет обеспечить работу атомных электростанций по твёрдым радиоактивным отходам в течение 5 лет, по жидким – 8 лет [2]. Рост количества отходов, хранящихся в промышленных зонах атомных электростанций, осложняет радиационную обстановку и снижает экологическую безопасность территорий расположения атомных энергетических объектов. Уместно отметить, что приостановка строительства Воронежской атомной станции теплоснабжения в определённой степени обязана отсутствию хранилища радиоактивных отходов, поскольку стоимость переработки и захоронения 1 $м^3$ жидких отходов может достигать 8-10 тыс. долларов [3].

Вывод из эксплуатации отработанных энергоблоков и их ликвидация как радиационных объектов. В начале XXI столетия в стране возникла системная проблема вывода из эксплуатации около 20 атомных энергетических установок, полностью выработавших свой ресурс. Это весьма сложный, дорогостоящий и длительный процесс, включающий в себя технологический, социально-экономический и экологический аспекты. Россия не располагает опытом подобных работ, да и мировой пример в этом отношении весьма скромен. Пионерным объектом может стать Нововоронежская АЭС, где 10 лет назад выведены из рабочего состояния два первых энергоблока: ВВЭР-210 и ВВЭР-365. Стоимость консервации каждого из них составила около 500 млн. долларов. Обсуждается проект, включающий три этапа преобразования промышленной зоны первого и второго энергоблоков в экологически безопасное состояние. В течение первых пяти лет будет локализовано высокоактивное оборудование, созданы защитные барьеры, оптимизирована система радиационного контроля. Работы, проводимые в течение последующих 50 лет, будут направлены на снижение дозы ионизирующего излучения от загрязнённого оборудования и материалов за счёт естественного распада радионуклидов до уровня менее 1 Ku/$км^2$ и создание эффективной системы мониторинга. Заключительный пятилетний период ознаменуется полной ликвидацией энергоблоков как радиационных объектов и удалением всех радиоактивных отходов. Ориентировочная стоимость работ по ликвидации энергоблоков и доведения промышленной зоны до экологически безопасного уровня составит порядка 10 млрд. руб. Отсюда вполне объяснимо стремление сделать всё возможное, чтобы продлить время работы существующих энергоблоков, плановый срок эксплуатации которых завершается в 2010-2015 годах.

Человеческий фактор. Проблемы человеческого фактора на атомных электростанциях имеют исключительно важное значение для их безопасного функционирования. Как известно, к ядерной катастрофе на Чернобыльской АЭС привёл сложный технологический эксперимент, планируемые результаты которого в полной мере не были исследованы разработчиками. Получилось так, что реактивность реактора в процессе набора мощности многократно превысила критическое значение [4]. Создалась ситуация, не предусмотренная инструкцией по эксплуатации реактора в стационарном режиме. Вследствие перегрева активной зоны и испарения воды произошёл взрыв, разрушивший реактор и устройства защиты. В этом по-

винны в первую очередь разработчики технологического эксперимента, не сумевшие предусмотреть проявление отрицательных качеств активной зоны в момент набора мощности ядерного реактора. Из этого следует, что безопасность и надёжность ядерной энергетики не в последнюю очередь зависит от ответственности, организованности и высокой компетенции каждого, кто связан с разработкой и эксплуатацией ядерных технологических систем.

Математическая модель экологических рисков. Под термином «экологический риск» понимают ситуацию в окружающей среде, в которой при определенных условиях вероятно возникновение нежелательных событий, явлений или процессов, воздействие которых на человека и окружающую среду может привести к одному или совокупности следующих последствий:

– ухудшению состояния (качества) окружающей среды;
– изменению параметров технико-технологической деятельности.

Реализация риска – это обычно случайное явление, и возникновение опасного фактора характеризуется вероятностью этого явления.

Функционирование реального ядерного топливного цикла, связано с непрерывно протекающими процессами взаимных превращений и функциональных изменений характеристик природного и техногенного факторов. Так как развивающиеся во времени процессы обусловливают последующую смену состояний в пределах устойчивого равновесия системы или за пределами такого равновесия, то возникает необходимость разработки математических методов определения характеристик экологической надежности системы с возможными дискретно-локальными или непрерывно накапливающимися экологическими рисками [5].

Для решения практической задачи по управлению экологическими рисками необходимо выбрать определенную меру риска, которая представляет собой численное представление степени риска или защищенности, и далее работать с набором параметров риска и защищенности для множества угроз. Для того, чтобы характеризовать защищенность системы, необходимо рассматривать комплексную оценку риска или защищенности для всех существующих угроз. Именно такой подход к проблеме позволяет оценить эффективность и качество управления экологическими рисками.

Рассмотрим несколько методов оценки эффективности управления экологическими рисками [6].

1. Методика, основанная на оценке среднего значения риска (защищенности) на множестве угроз.

Пусть для множества из N угроз задан вектор мер рисков $\vec{r} = (r_1 \ldots r_N)$, где r_i – значение меры риска для i-ой угрозы. Тогда общий риск для исследуемой системы будет равен среднему значению риска для всех угроз.

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = \frac{1}{N}\sum_{\forall i} r_{\text{i}},$$

а для энергетических систем, в которых риски распределены биномиально, $Risk_{общ}$ будет выглядеть так:

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} xP(k) = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} x C_n^k p_0^k (1-p_0)^{n-k}.$$

2. Методика, основанная на оценке модуля вектора мер рисков.

Для рассмотренного в предыдущей методике вектора мер риска вычисляется его модуль, который характеризует величину общего риска для рассматриваемой системы.

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = \left|\vec{r}\right| = \sqrt{\sum_{\forall i} r_i^2},$$

а для энергетических систем, в которых риски распределены биномиально, $\text{Risk}_{\text{общ}}$ будет выглядеть так:

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} x\,P(k)} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} x\,C_n^k\,p_0^k\,(1-p_0)^{n-k}}\ .$$

3. Методика, основанная на выборе максимального значения риска.

На практике в некоторых случаях (особенно при использовании качественных оценок риска) для оценки общего риска используется максимальное значение меры риска из множества мер риска для множества всех угроз для энергетической системы.

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = \max_{\forall i}(r_i)\,.$$

4. Методика определения общего риска с использованием теории нечетких множеств.

Если r_i представляет собой число (например, трапезоидное), то возможно определить суммарный риск как сумму нечетких чисел:

$$\text{Risk}_{\text{общ}} = r_i + \ldots + r_N,$$

то есть в данном случае суммарный риск для энергетической системы представлен также нечетким числом.

5. Методика, основанная на использовании экспертных оценок. Обычно эта методика используется совместно с качественными методиками оценки риска. Суть методики состоит в том, что на основе оценок риска для каждой из множества угроз эксперт или группа экспертов делает вывод (чаще всего это бывает какая-либо качественная оценка) о величине общего риска для исследуемой энергетической системы.

Задача управления экологическими рисками в общем случае считается успешно решенной, при условии того, что общая мера риска для системы после проведения мероприятий по снижению (управлению) рисками будет ниже, чем в исходном состоянии системы. В некоторых случаях устанавливается порог максимально возможного риска, при котором возможно нормальное функционирование системы. То есть основной целью управления будем считать следующее:

$$\text{Risk}_{\text{общ}} \rightarrow \min.$$

В случае, когда задается порог, критерий успешного управления рисками выглядит следующим образом:

$$\text{Risk}_{\text{общ}} < \text{Risk}_{\text{max}},$$

где Risk_{mak} – максимально допустимый уровень риска.

Таким образом, экологические риски – понятие интегральное, сочетающее в себе оценки вероятности реализации принятых решений и их последствий. Не существует единой методики и универсального функционала, интегрирующего вероятность и потери. Вполне очевидно, что оценка рисков должна зависеть не только от вероятности наступления определенного неблагоприятного события, но и от его количественных характеристик. На языке теории вероятностей это означает математическое ожидание возможного случайного события.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федеральная целевая программа «Развитие атомного энергопромышленного комплекса России на 2007-2010 годы и на перспективу до 2015 года». Утв. Постановлением Правительства РФ от 6 октября 2006 г. – № 605. – 155 с.
2. Тихонов М.Н, Рылов М.И. Ядерные энергетические установки: постижение реальности / М.Н. Тихонов, М.И. Рылов // Теоретическая и прикладная экология. – № 3. – 2009. – С. 48-56.
3. Бочаров В.Л. Проблемы геоэкологии. Воронежской атомной станции теплоснабжения: радиоактивные отходы / В.Л. Бочаров // Фундаментальные и прикладные проблемы ох-

раны окружающей среды. Тез. докл. Междунар. конф. – Т 4. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1995. – С. 16-17.
4. Елагин Ю.П. Реакторные установки отечественных АЭС / Ю.П. Елагин. – М.: ЦОИ, 1992. – 38 с.
5. Диев В.С. Философская парадигма риска / В.С. Диев // Эко. – № 8. – 2008. – С. 27-38.
6. Бочаров В.Л. Методические подходы к управлению экологическими рисками / В.Л. Бочаров, Л.Н. Строгонова, Е.С. Овчинникова // Информатика: проблемы, методология, технологии. Материалы XI Междунар. науч.-метод. конф. – Т. 1. – Воронеж: ИПЦ Воронеж. ун-та, 2010. – С. 117-120.

УДК 550.334

ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ НОВО-ВОРОНЕЖСКОЙ АЭС

Е.Г. Бугаев

Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности, г. Москва, Россия

Согласно [НП-031-01] сейсмические воздействия допускается устанавливать с учетом Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97). При этом согласно картам ОСР-97B и ОСР-97D интенсивность проектного землетрясения (ПЗ) и максимального расчетного землетрясения (МРЗ) для средних грунтов (грунтов II категории по сейсмическим свойствам (Приложение 1 [НП-031-01])) составляет 5 и 7 баллов по шкале МСК-64 соответственно. Комплект карт ОСР-97 составлен на основе схемы зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ). Площадка НВАЭС находится в пределах домена с максимальной магнитудой $M_{мах} = 5,0$. Параметры домена (пространственное положение, максимальная магнитуда, параметры сейсмического режима) установлены на основании геолого-геофизических, геодинамических и сейсмотектонических данных и нашли отражение в работе [4]. Согласно данной работе сейсмический режим рассматриваемой территории характеризуется: сейсмической активностью для территории домена ($a_4 = 5,1$), наклоном графика повторяемости магнитуд $b = –0,8$ и прогнозным диапазоном изменения максимальных магнитуд от 4,8 до 5,5.

В период проведения инженерных изысканий для района размещения Ново-воронежской АЭС была получена выборочная оценка графика повторяемости магнитуд с учетом исторических и инструментальных (региональных и локальных) данных о землетрясениях [3]:

$$\lg N = 0,76 – 1,18\ M \pm 0,5, \qquad (1)$$

где N – суммарное число землетрясений с магнитудой M и более в год на площади 1000 км^2.

Согласно гипотезе рассеянной сейсмичности с учетом соотношения (1) для единичной площади 1000 км^2 рассчитаны прогнозные оценки максимальных магнитуд для уровня ПЗ и МРЗ: $M_{пз} = 3,2$; $M_{мрз} = 4,0$ с повторяемостью 1 раз в 1000 лет и 1 раз в 10000 лет соответственно.

Аналогичные оценки получены для территории Русской плиты с учетом периодов представительности для различных магнитуд, рекомендованных в работе [2]. График повторяемости для территории Русской плиты получен для диапазона магнитуд от 3 до 5,5 и имеет вид:

$$\lg N = 0,85 – 1,18\ M \pm 1,0. \qquad (2)$$

С учетом соотношения (2) максимальные магнитуды для уровня ПЗ и МРЗ составляют: $M_{пз} = 3,3$; $M_{мрз} = 4,1$ соответственно.

Графики повторяемости магнитуд землетрясений для района размещения НВАЭС и Русской плиты показаны на рис. 1. Следует отметить сходство графиков повторяемости, полученных для района размещения НВАЭС и Русской плиты в целом, и соответствие оценок $M_{пз}$ и $M_{мрз}$, что указывает на справедливость использования гипотезы рассеянной сейсмичности в пределах территорий со сходным сейсмическим режимом и однотипными сейсмотектоническими условиями. Здесь же показан график повторяемости магнитуд для Земли в целом (закон Гуттенберга-Рихтера), приведенный к одному году и единичной площади 1000 км^2. Обращает на себя внимание значительная разница в уровне мирового и региональных графиков, указывающая на относительно спокойные сейсмические условия района размещения НВАЭС и территории Русской плиты в целом, по сравнению со среднемировым уровнем и тем более с уровнем в активных областях.

Обоснование стабильности параметров сейсмического режима основано на контроле параметров графика повторяемости по результатам локальных мониториноговых сейсмологических наблюдений во времени. В период с 1998 по 2009 год в районе размещения НВАЭС проводился сейсмический мониторинг локального сейсмического режима. На рис. 1 представлены результаты мониторинга расширенной территории с 43° с.ш. и 54 с.ш., включающие сравнительно сильные сейсмические события, но не позволяющие получить представительные данные по слабым событиям, и для меньшей территории с 47° с.ш. и 54 с.ш. Следует отметить, что как и в пределах расширенной, так и в пределах меньшей территории слабые землетрясения не представительны. Для их корректного учета следует рассчитать радиусы представительности сейсмических событий определенных классов (магнитуд) и учитывать эти данные при нормировании графиков повторяемости на площадь. При этом также следует иметь в виду, что сильные сейсмические события также имеют период средней повторяемости значительно больший, чем период наблюдений, равно как и площадь ответственная за их проявление также значительно превышает площадь контролируемой территории, что следует также учитывать при оценке параметров графика повторяемости.

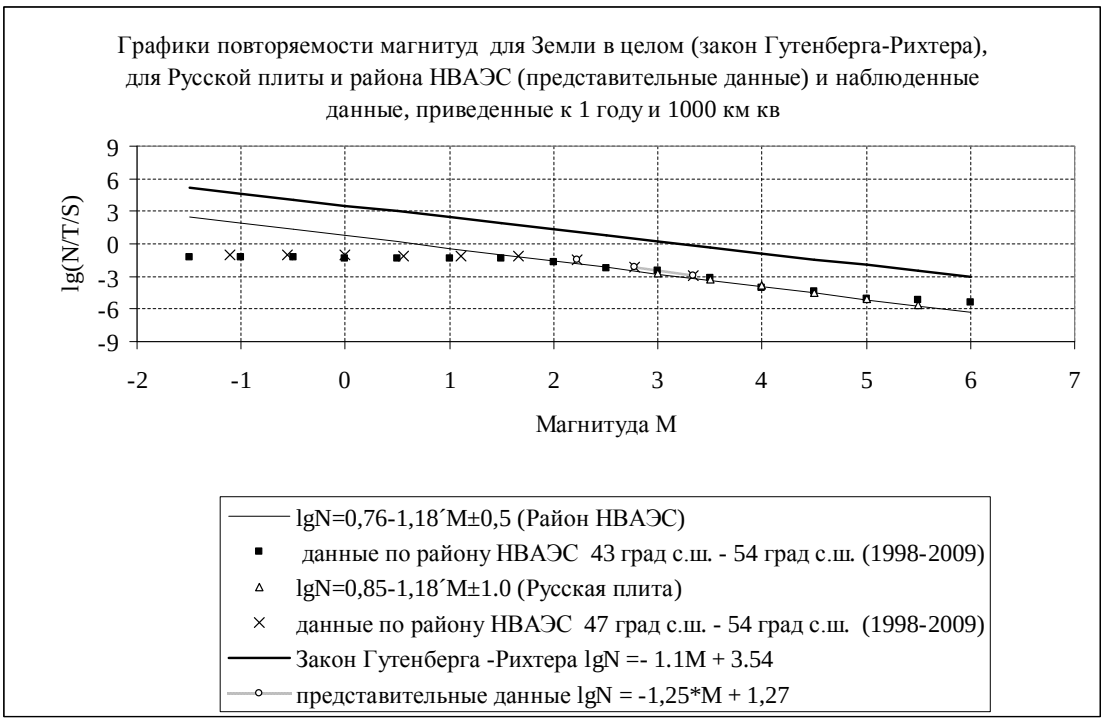


Рис. 1. Графики повторяемости магнитуд землетрясений для района размещения НВАЭС и Русской плиты

Учет представительных сейсмических событий позволил оценить параметры графика повторяемости за период с 1998 по 2009 гг. в виде:

$$\lg N = -1{,}25\ M + 1{,}27. \quad (3)$$

С учетом соотношения (3) максимальные магнитуды для уровня ПЗ и МРЗ составляют: $M_{пз} = 3{,}2$; $M_{мрз} = 4{,}2$ соответственно. Получены оценки $M_{пз}$ идентичные предварительным оценкам, установленным при проведении инженерных изысканий, и несколько более высокие (на 0,2 ед. магнитуды) оценки $M_{мрз}$, но как те, так и другие оценки существенно более низки по сравнению с M_{max}, принятыми при ОСР-97.

Более крутой график повторяемости и установленное увеличение числа слабых событий по сравнению с числом сильных указывает на изменение напряженно-деформированного состояния в сторону преобладания условий релаксации напряжений, а не их накопления. Таким образом, показано практическая возможность контроля стабильности сейсмического режима и параметров $M_{ПЗ}$ и $M_{МРЗ}$ на основании анализа результатов локальных сейсмологических наблюдений. В дальнейшем предполагается разработать четкие критериев значимости отклонения контролируемых параметров от нормативных, а также подготовки рекомендаций по проведению организационных и технических мероприятий в случае необходимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. НП-031-01. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций. Госатомнадзор. – М., 2001.
2. Шебалин Н.В., Трифонов В.Г., Уломов В.И. и др. Унифицированная сейсмотектоническая зональность Северной Евразии // Доклад XXIX тектонического совещания «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов», Москва, 30 января – 2 февраля 1996 г. – М.: ОИФЗ РАН. – С. 152-154.
3. Bougaev E.G., Topchiyan M.O. Data on historical earthquake in the area of the Novovoronezh NPP// Proceedings of the fifth international conference on seismic zonation, October 17-18-19, 1995. Nice, France, OUEST EDITIONS, Press Academiques. – 1995. – Vol. 1. – P. 119-124.
4. Shebalin N.V. et al. A Unified Seismotectonic Zonation of Northern Eurasia // Journal of earthquake prediction research – Vol. 8. – № 1. – 2000. – PP. 8-31.

УДК 550.334

МАНТИЙНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ОБЛАСТИ ВРАНЧА

И.В. Бугаенко, Т.А. Цветкова, А.В. Кендзера

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

Область Вранча рассматривают как нестабильную зону тройного сочленения трех тектонических структур: Восточно-Европейской платформы, Мизийской платформы и Интра-Карпатской субплиты (включающей Паннонский блок, Трансильванский блок, Карпаты). Эпицентры среднеглубинных землетрясений данной области в плане ограничены областью 40 х 80 км, а по глубине 70-180 км.

В различных томографических моделях область Вранча показана как высокоскоростная область, в которой и происходят среднеглубинные землетрясения. Она расположена на глубине примерно от 60 км до 350 км в томографической модели Wortel&Spakman [1], до 300 км в модели Piromallo&Morelli [2], до 180 км в модели Koulakov [3]. Выделенную высокоскоростную область в основном интерпретируют как оторвавшийся во время палеосубдукции «слэб».

Используя данные о первых вступлениях P-волн бюллетений ISC, построена трехмерная P-скоростная модель мантии области Вранча и ее окружения. Работа основана на использовании метода Тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии, предложенного В.С. Гейко [4]. Его основным преимуществом является независимость от 1-мерной референтной модели.

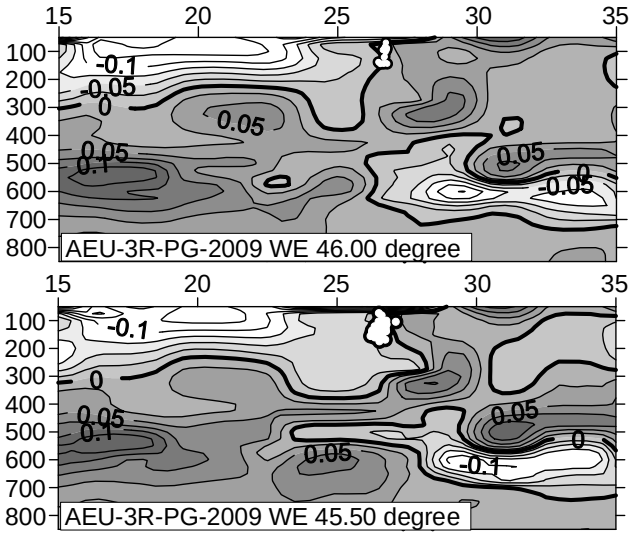


Рис. 1. Широтные сечения трехмерной P-скоростной модели верхней мантии исследуемой территории с вынесенными гипоцентрами землетрясений с магнитудой более 4,5 за период с 1973 г. по 2010 г. [5]

В данной модели среднеглубинные землетрясения области Вранча приурочены к контакту высокоскоростной области на глубине от 75 км до максимум 225 км с низкоскоростным окружением (рис. 1). Данная высокоскоростная область формируется высокоскоростным наклонным слоем, распространяющимся в северо-западном направлении, и расположенном под северной частью Мизийской платформы между разломами Печеняга-Камена и Интра-Мизийским (за исключением небольшой области, расположенной под юго-западной частью Добруджи). На рис. 2 показана проекция на поверхность этой высокоскоростной области, сформированной наклонным слоем.

Под Восточно-Европейской платформой (ВЕП) верхняя мантия характеризуется высокими скоростями, переходная зона верхней мантии – низкими. Мантия под южным окружением ВЕП обладает инверсными скоростными характеристиками, что позволяет определять мантийные скоростные границы как изолинии нулевых невязок скорости, относительно полученной обобщенной модели средней скорости для мантии под Евразией и ее окружением. На рис. 2 представлены данные границы на глубинах от 50 до 350 км. На фоне изменяющейся в пространстве с глубиной верхнемантийной скоростной границы между ВЕП и ее южным окружением, в области Вранча на глубинах 75-300 км выделяется субвертикальная скоростная граница. Явление является уникальным для южной границы ВЕП. В ближайшем окружении области Вранча с глубины 100 км наблюдается смещение скоростной границы со стороны Паннонского блока Интро-Карпатской субплиты в северо-восточном направлении под Восточно-Европейскую платформу. С этой же глубины со стороны Восточно-Европейской платформы граница смещается в западном направлении в сторону Трансильванского блока Интро-Карпатской субплиты и в южном направлении под Мизийскую платформу (рис. 2).

В настоящее время все больше исследователей приходят к представлению геосреды, как открытой, диссипативной, неравновесной, блоково-иерархической самоорганизующейся системы. Такие подходы указывают на неустойчивость процессов в геосреде и позволяют считать, что триггером землетрясения могут являться подвижки среды, непосредственно не связанные с последующим очагом землетрясения. Нашей задачей является выделение возможных источников неустойчивости выделенной мантийной пограничной области.

Исследуя скоростное строение мантии более обширной территории (мантия под ВЕП, Восточным Средиземноморьем), выделено возможное взаимодействие мантийных скоростных областей, которые могут оказывать опосредсвенное влияние на состояние области Вранча, как субвертикальной пограничной области. Это – встречные высокоскоростные наклонные слои, реализующие мантийную сопряженность ВЕП и Афро-Аравийской платформы. Первый представляет наклонный слой в северном направлении со стороны Афро-Аравийской платформы под Эгейскую микроплиту. Второй представляет наклонный слой в южном направлении со стороны Восточно-Европейской платформы и проходит под областью Вранча и восточнее ее. Эти наклонные слои сходятся в переходной зоне верхней мантии под Альпийскими структурами.

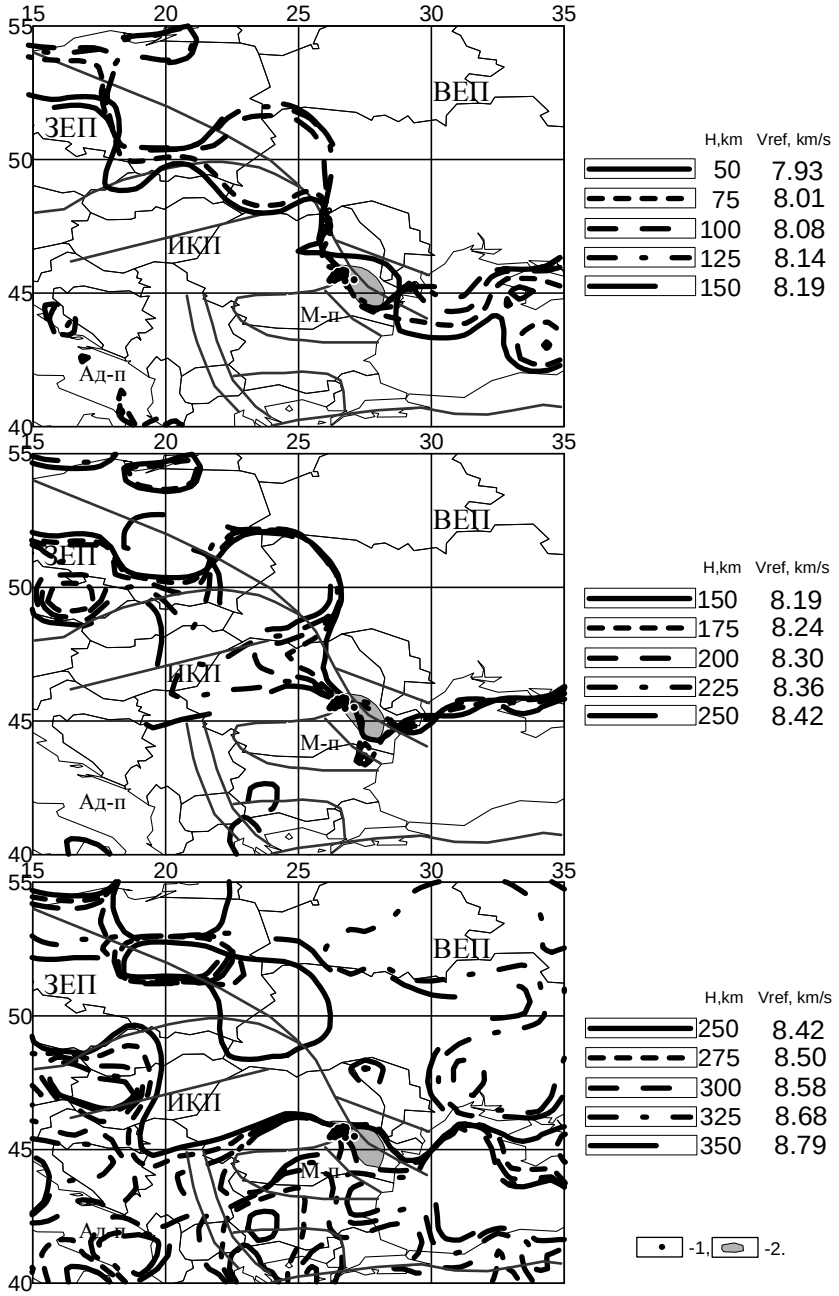


Рис. 2. Граница между высокими и низкими скоростями исследуемой территории на глубинах 50-350 км*: 1 – вынесенные среднеглубинные землетрясения области Вранча с магнитудой более 4,5 за период с 1973 по 2010 годы [5], 2 -- проекция на поверхность высокоскоростной области в районе Вранча, сформированная наклонным слоем на глубине 75-225 км*

Отмечается следующая закономерность: если в области Эгейской микроплиты наблюдается в течение суток большое количество землетрясений, то на следующие сутки происходит среднеглубинное землетрясение в области Вранча. Данная взаимосвязь может быть объяснена, если рассматривать Альпийско-Гималайский подвижный пояс как единую структуру, в которой все взаимосвязано. На рис. 3 представлена глубина залегания низкоскоростного слоя верхней мантии под Альпийскими структурами. Область Вранча приурочена к резкому перепаду глубин. На рисунке видно сопряженность Афро-Аравийской платформы и ВЕП в области Вранча, которая проявляется в существовании менее глубокого залегания подошвы низкоскоростного слоя между ними, связанного с вышеописанными встречными наклонными слоями. В этой области, связанной с Вранча, наблюдается и самая узкая ширина низкоскоростного слоя верхней мантии. На рис. 4 представлено долготное сечение трехмерной Р-скоростной модели верхней мантии, демонстрирующее сопряженность Афро-Аравийской и Восточно-Европейской платформ.

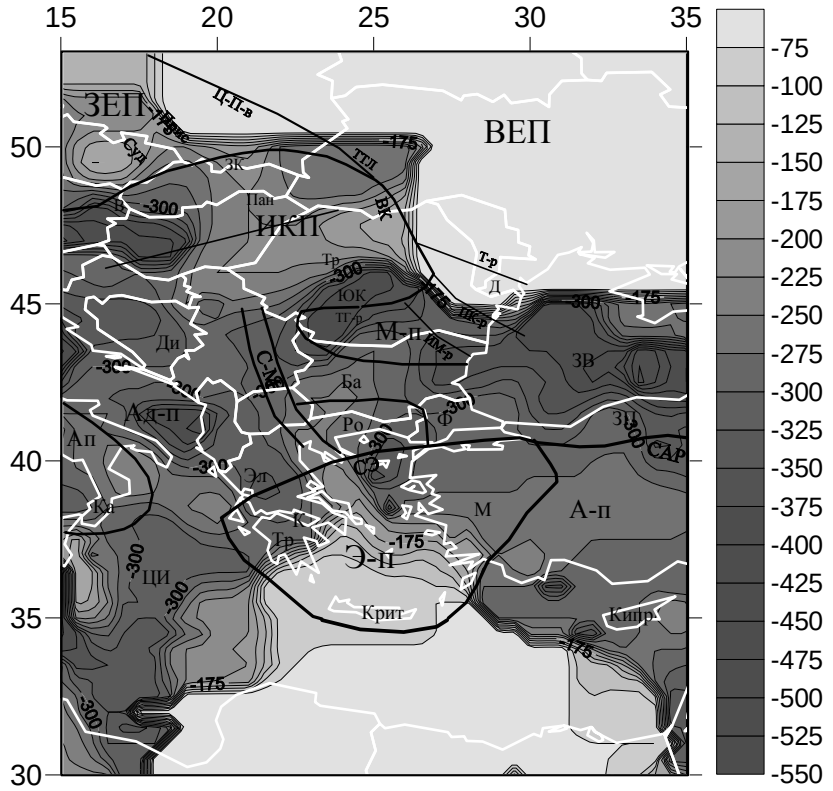


Рис. 3. Глубина залегания низкоскоростного слоя верхней мантии

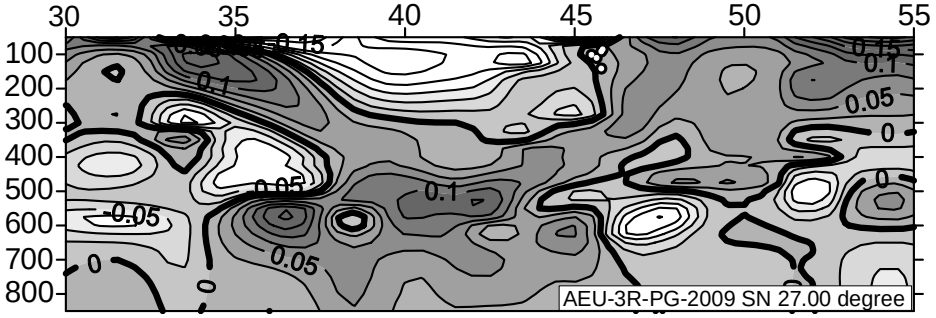


Рис. 4. Долготное сечение 27° в.д. трехмерной Р-скоростной модели верхней мантии исследуемой территории с вынесенными гипоцентрами землетрясений с магнитудой более 4,5 за период с 1973 по 2010 гг. [5]

Еще одним высокоскоростным слоем в мантии, который может оказывать влияние на сейсмическую обстановку в области Вранча, является слой, распространяющийся со стороны Скифско-Туранской плиты в западном направлении. Он распространяется до Центрально-Черноморского поднятия, и далее погружается в высокоскоростную переходную зону верхней мантии под Западно-Черноморской впадиной, где трассируется до области Вранча.

Учитывая принадлежность мантийной области под Вранча к мантийной скоростной пограничной области ВЕП и системе окаймляющих ее наклонных высокоскоростных слоев выделим еще один наклонный высокоскоростной слой в мантии, который может оказывать влияние на сейсмическую обстановку в области Вранча. Это слой, распространяющийся со стороны Скифско-Туранской плиты в западном направлении. Он следится до Центрально-Черноморского поднятия, далее погружается в высокоскоростную переходную зону верхней мантии под Западно-Черноморской впадиной, откуда проходит до переходной зоны под областью Вранча. Подвижки этого слоя также могут служить причиной землетрясений области Вранчи, что также подтверждается системой наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Wortel M. & Spakman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. // Science, 290. – 2000. – P. 1910-1917.
2. Piromallo C. & Morelli A. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area // J.geophys. Res. – 108 (B2), 2065, doi: 10.1029/2002JB001757. – 2003 – P. 1-23.
3. Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S. and Zschau J. Delamination or slab detachment beneath Vrancea New arguments from local earthquake tomography // Geochemistry Geophysics Geosistems. 11. – № 3. – 2010. – Q03002, doi: 10.1029/g///c002811.
4. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофизический журнал. 26. – № 2. – 2004. – С. 3-32.
5. Restangular Area Earthquake Search // USGS/NEIC: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/egarchives/epic/epic_rect/php.

УДК 550.348.436

СПОСОБ ОБНАРУЖЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ «ЖИВУЩИХ» РАЗРЫВОВ НА ОПОЛЗНЕ ПО ОБРАЗОВАВШИМСЯ ПРИ СМЕЩЕНИИ БЛОКОВ ПОРОД ПУСТОТ-РЕЗОНАТОРОВ

Е.В. Бурдакова

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Доклад относится к области сейсмологии, инженерной геологии, а более конкретно, к способам обнаружения естественных и искусственных пустот, полупустот (например, заполненных водой) или неоднородностей с любой пониженной плотностью относительно вмещающих пород, образовавшихся в зонах разрывов тела оползня и еще не успевших заполниться вмещающими породами.

Постановка задачи обусловлена необходимостью разработки современного подходя к решению задач оперативного прогноза активизации оползней и выявления в теле оползня современных разрывов.

Известны способы радиоволнового акустического и других просвечивания, которые используют разведочные и эксплуатационные горные выработки и разведочные скважины, когда требуется найти пустоты в пространстве между пройденными горными выработками и скважинами [1]. Известны также ультразвуковые методы изучения акустических свойств пород. Их сущность заключается в прозвучивании, которое производится в межскважинном (межшпуровом) пространстве или методом поверхностного профилирования.

Однако для просвечивания пространства между горными выработками требуется бурение и/или проходка горных выработок, а поверхностное профилирование изучает только верхний тонкий слой. В этом случае акустические свойства пород отличаются от таковых, которые определены в глубине массива [2].

Недостаток известных способов просвечивания является то, что, для использования этих методов требуется наличие горных выработок, скважин, штолен, что требует больших затрат. Кроме того, в таких модификациях всегда существуют волноводные эффекты-помехи за счет горных выработок, в которых устанавливаются источники излучения.

Целью настоящего способа является обнаружение пустот с поверхности земли, образовавшихся в результате смещение бортов разлома по неровным сместителям, для идентификации разрывов на оползне в качестве «живущих».

Пустоты – это объемные резонаторы или колебательные системы, которые при воздействии внешней силы определенной частоты способны совершать колебания с максимальной амплитудой на частотах, близких к их собственной частоте. Собственные частоты резонатора находятся в зависимости от его величины и формы. Связь резонатора с окружающей средой осуществляется с помощью выходящих из него квазискользящих волн (Волны Калои), которые позволяют на поверхности земли судить о состоянии резонатора [2].

При смещении бортов трещины сместитель раскрывается, и образуются полости, которые заполняются рыхлым материалом, водой, минерализованными растворами. Глубинные трещины (разломы) заполняются гидротермальными растворами, брекчиями, глинкой трения и магматическими телами, и могут быть временно или постоянно залечены. Кроме того, некоторые части разлома (пласты) могут быть не нарушены, и создать с залеченными участками разлома очаги накопления энергии упругой отдачи. Такие очаги характеризуются обильным трещенообразованием и надежно выделяются по аномалиям акустической эмиссии. Причем интенсивность этих аномалий зависит от времени суток, т.е. трещенообразование зависит от приливных процессов.

Полости, которые образуются при смещении бортов разрыва по не идеально ровному сместителю, характеризуются происходящими в пустотах процессами. Если полость резонирует, то на поверхности земли в спектрах акустической эмиссии будут наблюдаться ее собственные частоты.

Собственные частоты пустот будут наблюдаться в течение суток. Интенсивность может изменяться в зависимости от внешних воздействий и внутренних (в массиве) процессов. Это можно использовать для поиска пустот и проведения на них мониторинга акустической эмиссии для оценки напряженного состояния оползней и других объектов.

При интерпретации полученной в зоне пустот акустической эмиссии предполагается, что максимальные интенсивности наблюдаемых акустических сигналов обусловлены резонансными явлениями, возникающими в объемном резонаторе. К примеру, пещера моделируется как сферический резонатор, штольня – как цилиндрический резонатор и т.п.

Собственные частоты сферического и цилиндрического резонаторов определяются известным выражением [3]. Собственные частоты сферического резонатора меньше собственных частот цилиндрического резонатора. Это значит, что эти два резонатора могут охватить широкий спектр резонирующих частот.

Время наблюдения на каждой точке выбирается исходя из необходимости обнаружения тех или иных частот полезного сигнала. Исходя из опыта для выделения частот 0,01 Гц достаточно выполнение наблюдения в течении двух минут на одной точке.

Для нашей задачи необходимо анализировать частоты, начиная с 1 Гц и выше. Поэтому интервал 3-10 сек. позволяет надежно оценивать спектры, осреднять их и находить наиболее типичный в измерениях на конкретной точке. Можно также найти усредненный спектр по более протяженной регистрации, например, 1 мин. По максимальным значениям на спектрах выделяется предположительно резонансные частоты, которые при разных параметрах m, где $m = 1, 2, 3$ из формулы для оценки мощности пустот [3], которые также видны на палеточных (теоретических) спектрах. Для более точной оценки формы пустот и связанных с ними резонансных частот рассматривается несколько типичных форм, каждая из которых имеет свои параметры (в т.ч. резонансные частоты), и выбирается наиболее подобная (из серии палеточных-теоретических форм) по сочетанию резонансных графиков и/или формы спектров, путем сопоставления теоретических и экспериментальных спектров, и осуществляется идентификация экспериментальных спектров.

Сопоставления теоретической кривой спектра $S(f)$ с практической $S_э(f)$ позволяют наиболее точно определять резонансные частоты аналогично тому, как это, к примеру, выполняют в электроразведке методом ВЭЗ при выборе теоретической кривой ВЭЗ (из набора палеток) подобной экспериментальной и приписать экспериментальной параметры наиболее подобной теоретической кривой ВЭЗ [1]. В каждой точке измерения снимаются значения спектров на резонансных частотах и строится график по профилю амплитуды основных

спектров (m = 1, 2, 3); на таких графиках видны аномалии (например, по превышению средних значений на 3σ, где σ – случайная флуктуация спектра на резонансных частотах вдоль профиля). По таким графикам выделяются точки перегиба аномалий (по максимальному градиенту), которые отождествляются с границами искомых объектов.

Таким образом, способ обнаружения пустот образовавшихся при смещении блоков пород заключается в выполнении съемки на профиле и/или на площади, и/или точечных измерений акустической эмиссии в частотном интервале 0,1-500 Гц. Съемка выполняется по природным акустическим шумам, созданным микроземлетрясениями, лунно-суточными приливами, и/или техническими шумами на поверхности земли. Расстояние между точками измерения выбирается в соответствии с масштабом съемки поисков. Наблюдение в каждой точке производится в течение не менее 1 минуты. После этого вычисляют спектры акустической эмиссии за 3-10 секунд и/или 60 секунд, и/или в нескольких временных интервалах этой минуты, и находят средний (преобладающий) спектр.

При постановке задачи поиска для обнаружения пустот определенной формы задаются теоретическими или экспериментальными объектами поиска, по теоретическим спектрам которых определяют резонансные частоты. Определяют также резонансные частоты экспериментальных спектров. Идентифицируют экспериментальные спектры по теоретическим. Если теоретические спектры будут обнаружены (опознаны) среди экспериментальных, то последним будут определены резонансные частоты $f_{m,}$ иначе такие частоты будут искать в ближайших точках (частотах), отличающихся от теоретических резонаторов на $\pm \Delta f_m$ (где Δf_m – средняя квадратичная погрешность f на экспериментальных спектрах). Например, вычисленная по погрешности вычисления экспериментальных спектров $S_э(f)$. На профиле строят графики экспериментального спектра $S_э(f_m)$ функции на резонансных частотах. По аномалиям интенсивности $S_э(f_m)$ (например, выделенных по превышению интенсивности спектральной функции $S_э(f_m)$ на профиле над средним ее значением на величину $+ K\sigma_S$, где $K = 1 \div 3$; σ_S – среднее квадратичная ошибка вычисления спектров), и градиентам $S_э(f_m)$, вдоль профиля по которому определяют вероятные границы искомых объектов на профиле. По этим границам и заданной форме определяют предварительные размеры искомых (заданных) объектов (пустот) вычисляют теоретический спектр, сравнивают его с экспериментальным и идентифицируют их путем вычисления разности между сравниваемыми спектрами (объектами). Это сравнение можно выполнить по набору специальных теоретических палеток – спектров различных пустот, отличающихся как по размеру, так и по форме, и сравнения с ними (путем перебора) экспериментального спектра как это, к примеру, выполняется в методе ВЭЗ [1]. Если сравниваемые спектры отличаются друг от друга на величину $\leq K\sigma_S$, то $S_э(f)$ отождествляют с пустотами заданной формы.



Рис. 1. Трещина на дороге (оползень «Приветнинский»)

В качестве примера рассмотрим трещину (систему трещин), образовавшуюся на побережье Черного моря в результате воздействия предвестников землетрясения, очаг которого расположен на акватории Черного моря.

По спектрам акустической эмиссии в зоне трещины могут быть приближенно вычислены средние размеры закрытых пустот, образовавшихся в результате раскрытия трещины на дороге (рис. 1). Для этого вдоль дороги и на обочине дороги были пройдены два профиля, на которых вы-

полнена съемка акустической эмиссии (АЭ). По измерениям АЭ вычислялись спектры (рис. 2.).

На рис. 2. В спектрах на частотах от 100 до 200 Гц видна показанная на фотографии трещина и ее оперение. Их детальные выборочные спектры показаны на рис. 3.

Как следует из рис. 3, мощность трещины и ее оперений изменяются в пределах от 0,5 м до 1,3 м. Это «суточные» трещины. В теле оползня они еще не залечены. В целом это система параллельных наклонных разрывов изменяющейся мощности.

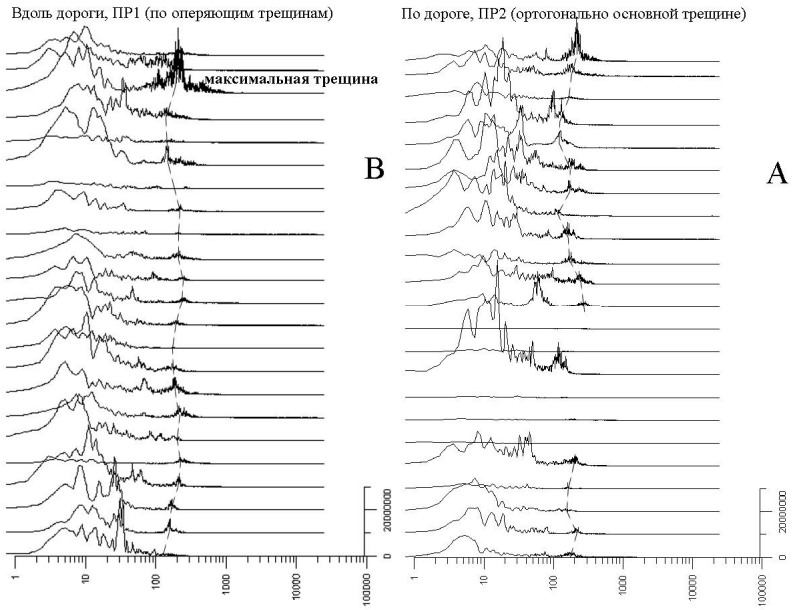


Рис. 2. Изучение трещины на дороге (А) и опирающих трещин (В) на двух параллельных маршрутах по спектрам акустической эмиссии (оползень Приветнинский). *Пунктиром показаны спектры резонаторов (пустот), образовавшихся в результате разрыва*

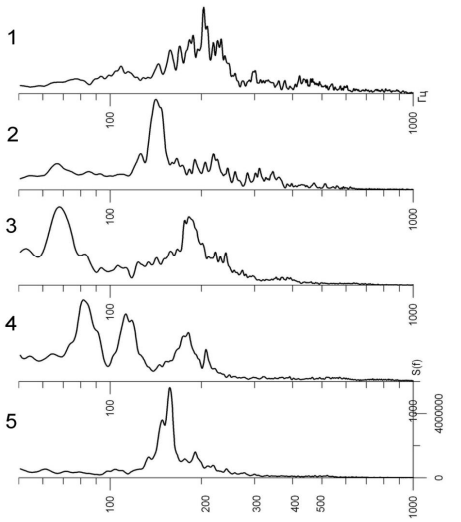


Рис**. 3. Спектры акустической эмиссии в зоне трещины (оползень Приветнинский, наблюдения выполнены на склоне вдоль дороги).** *На поверхности Земли максимальные раскрытия трещины наблюдаются на дороге (см. рис. 1). На глубине в соответствии с собственными частотами (см. S(f): 0,8-0,5 м; 1,3 м; 0,9 м; 0,9 м; 1,2*

ЛИТЕРАТУРА

1. Якубовский Ю.В. Ляхов Л.Л. Электроразведка. – М.: Недра, 1964.
2. Ямщиков В.С. Волновые процессы в массиве горных пород. – М.: Недра, 1984.
3. Ламб Г. Гидродинамика. – М.: ОГИЗ, Гостехиздат, 1947. – 913 с.
4. Бабич В.М., Канилевич М.Б. и др. Линейные дифференциальные уравнения математической физики. – М.: Наука, 1964. – 368 с.
5. Исаакович М.И. Общая акустика. – М.: Наука, 1973. – 350 с.
6. Бурдакова Е.В., Глинская Н.В., Морозов В.Н., Паламарчук В.К., Прялухина Л.А. Роль природных резонаторов в прогнозе землетрясений // Известия высших учебных заведений Северо-Кавказкий регион. Естественные науки, 24.04.09. – Вып. 2. – 2009.

УДК 550.3

ПОСТРОЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ ВЫСОКОГО РАНГА ДЛЯ СОЗДАНИЯ МОНИТОРИНГА ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Е.Н. Быцань

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

Безопасность эксплуатации больших промышленных и природных объектов требует создания геодинамического мониторинга этих объектов. Под мониторингом понимается не только наблюдение и обработка информации, нужной для обеспечения безопасной эксплуатации этих объектов, но и прогнозирование их безопасности и выдача надежных рекомендаций относительно режима функционирования этих объектов и принятия решений. Для природных и промышленно-технологических объектов большое значение имеет визуальный контроль, что является одним из основных элементов мониторинга. Мониторинг составляется из нескольких блоков. Важным блоком является мониторинг физического состояния грунтов – исследования их ползучести. Процесс ползучести описывается с помощью реологических тел (РТ), построенных определенным образом в зависимости от механических параметров среды. РТ аппроксимируют процесс деформации, происходящий в исследуемых средах, и позволяют описать процесс ползучести. В реологии на данное время используются реологические тела, ранг которых не превышает четыре, и которые позволяют использовать не больше двух времен последействия (времен ползучести) [1, 2]. Расширение спектра времен последействия требует использования РТ более высокого порядка, алгоритм построения которых предлагается в докладе.

В сообщении рассматриваются реологические тела, которые составляются из упругих (УЭ) и вязких (ВЭ) элементов, соединенных между собою параллельно или последовательно в различных комбинациях. Связь между напряжением и деформацией определяется с помощью реологического уравнения (РУ), которое является определенным обобщением закона Гука и записывается в обобщенном виде таким образом:

$$P\sigma = Q\varepsilon, \tag{1}$$

где $P = \sum_{i=0}^{m} a_i D^i$ и $Q = \sum_{i=0}^{n} b_i D^i$ – линейные дифференциальные выражения (ЛДВ) с постоянными коэффициентами, $D = \partial / \partial t$, n – ранг РТ.

Рассмотрим соединение двух РТ, реологические уравнения (РУ) которых имеют такой вид:

$$P_1\sigma_1 = Q_1\varepsilon_1,\ P\sigma = Q_2\varepsilon_2, \tag{2}$$

При параллельном соединении этих РТ их РУ запишутся таким образом:

$$P_1P_2\sigma = (P_1Q_2 + P_2Q_1)\varepsilon, \tag{3}$$

а при последовательном будут такими:

$$(P_1Q_2 + P_2Q_1)\sigma = Q_1Q_2\varepsilon, \tag{4}$$

Уравнения (3), (4) являются основой для исследования свойств РТ с произвольным числом элементов. РТ можно образовывать рекуррентным путем, присоединяя к определенному РТ отдельные элементы или РТ. С помощью уравнений (3), (4) можно проанализировать процесс образования новых РТ и выявить их особенности.

Структура РТ определяется характером их РУ: порядками ЛДВ P и Q и особенностями ЛДВ P и Q. Эти характеристики зависят от количества элементов и соединений оп-

ределенных типов и от соотношения между ними. Особенности РТ можно установить, анализируя процесс его образования с помощью соотношений (3), (4).

Заметим, что РТ ранга n отвечают четыре различных типа их РУ, которые делят РТ в зависимости от порядка коэффициентов РР на два типа – квазиупругие (порядки коэффициентов при напряжении и деформации одинаковые) и квазивязкие (порядки коэффициентов при напряжении на единицу меньше порядка коэффициента при деформации), каждый из которых разделяется на два рода, в зависимости от того, имеет ЛДВ Q в РУ аддитивную константу (АК) или нет. Их РУ запишутся таким образом:

$$\begin{aligned}
&\left(1+a_1D+\cdots a_{n-1}D^{n-1}\right)\sigma = \mathrm{H}_n^R D\left(1+b_1D+\cdots b_{n-1}D^{n-1}\right)\varepsilon, && \left(N_{2n-1}\right)\\
&\left(1+a_1D+\cdots a_nD^{n}\right)\sigma = \mathrm{H}_n^R D\left(1+b_1D+\cdots b_{n-1}D^{n-1}\right)\varepsilon, && \left(H_{2n}\right)\\
&\left(1+a_1D+\cdots a_{n-1}D^{n-1}\right)\sigma = E_n^R\left(1+b_1D+\cdots b_nD^{n}\right)\varepsilon, && \left(N_{2n}\right)\\
&\left(1+a_1D+\cdots a_nD^{n}\right)\sigma = E_n^R\left(1+b_1D+\cdots b_nD^{n}\right)\varepsilon, && \left(H_{2n+1}\right)
\end{aligned} \qquad (5)$$

где N – квазивязкие, а H – квазиупругие РТ; нижний индекс при них показывает число элементов в этих РТ, а n – их ранг. Такую форму записи будем называть стандартной, а РТ, которые удовлетворяют условию (5), назовем базовыми. Система (5) устанавливает связь между количеством элементов в РТ в зависимости от ранга, типа и рода. РТ, число элементов в которых будет отличаться от числа элементов в соответствующих базовых РТ, назовем вырожденными. Вырожденными будут также РТ, которые имеют общие корни в характеристических полиномах.

Чтобы образованное РТ было невырожденным, необходимо, чтобы РТ – слагаемые были невырожденными (полиномы P_i и Q_i не имеют общих корней), и ЛДВ обоих слагаемых P при параллельном и Q при последовательном объединении не имели общих корней. Кроме того, нужно, чтобы сумма разностей между числом упругих и вязких элементов $\delta_e = \left|n_N - n_H\right|$ и между количеством параллельных и последовательных включений $\delta_c = \left|n_I - n_{_}\right|$, где n_H и n_N – число упругих и вязких элементов, а n_I и $n_$ – число параллельных и последовательных присоединений в РТ соответственно, равнялась единице:

$$\delta_e + \delta_c = 1.$$

Такие тела назовем сбалансированными. Рассмотрим дальше объединение отдельных РТ. Результаты объединения двух сбалансированных РТ выпишем в отдельную табличку:

$$\begin{aligned}
&N_{2k-1}\left|N_{2k-1}=N_{2(k+l)-1}, N_{2k-1}-N_{2l-1}=N_{2(k+l-1)-1}, N_{2k-1}\right|H_{2l}=N_{2(k+l)-1},\\
&N_{2k-1}-H_{2l}=N_{2(k+l-1)}, N_{2k-1}\left|N_{2l}=N_{2(k+l-1)}, N_{2k-1}-N_{2l}=N_{2(k+l)-1},\right.
\end{aligned}$$

$$N_{2k-1}\left|H_{2l+1}=N_{2(k+1)}, N_{2k-1}-H_{2l+1}=H_{2(k+l)},\ H_{2k}\right|H_{2l}=H_{2(k+l)},$$

$$H_{2k}\left|H_{2l}=H_{2(k+l)}, H_{2k}-H_{2l}=H_{2(k+l-1)}, H_{2k}\right|N_{2l}=N_{2(k+l)}, H_{2k}-N_{2l}=H_{2(k+l)},$$

$$\begin{aligned}
&H_{2k}\left|H_{2l+1}=H_{2(k+l)+1}, H_{2k}-H_{2l+1}=H_{2(k+l)}, N_{2k}\right|N_{2l}=N_{2(k+l-1)}, N_{2k}-N_{2l}=N_{2(k+l)},\\
&N_{2k}\left|H_{2l+1}=N_{2(k+l)}, N_{2k}-H_{2l+1}=N_{2(k+l)+1}, H_{2k+1}\right|H_{2l+1}=H_{2(k+l)+1}, H_{2k+1}-H_{2l+1}=H_{2(k+l)+1}.
\end{aligned}$$

Всего насчитывается двадцать различных вариантов. Половина из них будет вырожденными, и половина – невырожденными. Выпишем в отдельности невырожденные случаи:

$$N_{2k-1}\left|H_{2l}=H_{2(k+l)-1}, N_{2k-1}-N_{2l}=N_{2(k+l)-1}, N_{2k-1}\right|H_{2l+1}=N_{2(k+l)},$$

$$N_{2k-1} - H_{2l+1} = H_{2(k+l)}, H_{2k} \big| H_{2l} = H_{2(k+l)}, N_{2k} \big| H_{2l} = N_{2(k+l)},$$
$$H_{2k} - N_{2l} = H_{2(k+l)}, H_{2k} \big| H_{2l+1} = H_{2(k+l)+1}, N_{2k} - N_{2l} = N_{2(k+l)}, N_{2k} - H_{2l+1} = H_{2(k+l)+1}.$$

Характерной особенностью невырожденных объединений есть то, что они выполняется с соблюдением условия баланса, так что имеет место теорема: Объединение двух невырожденных РТ будет невырожденным в случае, когда оно выполняется с соблюдением условия баланса.

От РУ (1), учитывая, что $\varepsilon = u'$, а $\sigma' = \rho\ddot{u}$, где ρ – удельная плотность, u – смещение точки с координатой x, а штрихом обозначено дифференцирование по координате x, перейдем к уравнению движения в перемещениях:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} Pu = \frac{\partial^2}{\partial x^2} Qu. \tag{6}$$

Его частное решение ищем в виде

$$u = u_o e^{i(kx+\omega t)}, \tag{7}$$

где u_0 – постоянная интегрирования, ω – круговая частота, $i = \sqrt{-1}$, $k = \frac{\omega}{c} + i\alpha$ – волновое число, c – фазовая скорость, а α – коэффициент затухания плоской гармонической бегущей волны.

Подставим u в форме (7) в уравнение (6), и получим из условия нетривиальности решения уравнения (6) такое выражение для волнового числа k:

$$k^2 = \frac{\rho\omega^2 M_1(\omega)}{M_2(\omega)} = \frac{\omega^2}{c_0^2}, \tag{8}$$

где $M_1 = P(i\omega) = \sum_{J=0}^{m} p_J (i\omega)^J; M_2 = Q(i\omega) = \sum_{J=0}^{n} q_J (i\omega)^J$; n – ранг реологического тела, $c_0^2 = E_0 / \rho$, $E_0 = M_2 / M_1 = E(1 + i\beta)$ – комплексный, а E – динамический модуль, β – его фазовая характеристика.

Рассмотрим поведение обобщенного реологического тела в случае, когда в нем поддерживается постоянное напряжение $\sigma = \sigma_0$. В этом случае в теле происходит ползучесть, а уравнение (1) сводится к следующему дифференциальному уравнению относительно деформации ε:

$$Q\varepsilon = p_0\sigma_0, \tag{9}$$

Заметим, что из системы (5) следует, что ЛДВ Q может иметь две различные формы записи – с АК и без. В первом случае общее решение уравнения (9) (функция ползучести) записывается таким образом:

$$\varepsilon_i = \sum_{i=1}^{n} c_i e^{\lambda_i t} + \hat{\varepsilon},$$

где c_i – постоянные интегрирования, которые определяются с помощью начальных условий, $\hat{\varepsilon} = \sigma_0 / E$ – частное решение дифференциального уравнения (9), E – релаксирующий упругий модуль, $\lambda_i = -1/\tau_i$ – корни характеристического уравнения

$$1 + b_1\lambda + \ldots b_n\lambda^n = 0,$$

а τ_i – времена последействия (ползучести), которые описывают процесс ползучести.

В случае, когда ЛДВ Q не имеет аддитивной константы, функция ползучести будет иметь такой вид:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^{n-1} d_i \left(e^{\lambda_i t} - 1 \right) / \lambda_i + \hat{\dot{\varepsilon}} t,$$

где d_i – постоянные интегрирования, которые определяются с помощью начальных условий, $\hat{\dot{\varepsilon}} = \sigma_0 / \eta$ – частное решение дифференциального уравнения (9), η – релаксирующий вязкий модуль, $\lambda_i = -1/\tau_i$ – корни характеристического уравнения

$$1 + b_1 \lambda + \ldots b_{n-1} \lambda^{n-1} = 0,$$

а τ_i – времена последействия (ползучести), которые описывают процесс ползучести.

Предложен алгоритм построения РТ произвольного ранга. Получены формулы для функции ползучести, описывающей процесс ползучести в окружающей среде. Количество слагаемых в выражении для деформации равно рангу РТ, откуда следует, что для лучшей аппроксимации деформации целесообразно брать РТ как можно большего ранга. Критерием повышенной опасности есть отклонение полученных мониторинговых результатов от расчетных, которые получаются с помощью априорной информации о параметрах контролируемых грунтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинер К.М. Упругость и неупругость металлов. – М.: ИЛ, 1954. – 396 с.
2. Ржаницын А. Р. Теория ползучести. – М.: Госстройиздат, 1968. – 416 с.

УДК 550.34+551.21

БЛОКОВАЯ СЕЙСМОТЕКТОНИКА, МЕЗОМЕХАНИКА И СВЕРХПЛАСТИЧНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОСРЕДЫ

А.В. Викулин[1], Т.Ю. Тверитинова[2], А.Г. Иванчин[3]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] Московский государственный университет, г. Москва, Россия
[3] Торговый дом «Музыка», г. Томск, Россия

Введение. *Симметричность тензора напряжений*: согласно самым общим физическим представлениям тензор упругих напряжений в твердом теле должен быть симметричным [13]. Этот основополагающий принцип классической теории упругости подтверждается уже более чем 300-летним периодом экспериментального определения констант твердого тела.

Реальные твердые тела состоят из большого количества дефектов и мезоструктур [17]. При деформировании тела, слагающие его мезоструктуры, как целые, поворачиваются; углы поворота достигают 10 и более градусов [7]. «Элементарным актом пластической деформации оказывается не сдвиг, а трансляционно–ротационный вихрь» [17].

Геосреда является «кусковатой» и состоит из блоков и плит [11, 18, 22]. Разработаны модели геосреды, показана ее энергонасыщенность [19]. Повороты геофизических блоков и тектонических плит и вихревые геологические структуры, продолжая ряд «трансляционно-ротационных вихрей» [17] в область больших масштабов, инструментально зарегистрированы в различных полях и описаны многими исследователями [6, 11, 21]. Бурный рост испытывает и теоретическая и инструментальная ротационная сейсмология [6, 21, 26, 27].

Структура среды и ее вращение: моментные напряжения. Блоковое строение геосреды определяет и характер протекающего в ней упругого геодинамического процесса, как моментный. Действительно, угловая скорость, с которой вращается жестко связанная с телом (Землей) система координат, не зависит от этой системы и все такие системы вращаются вокруг параллельных друг другу осей с одинаковой по абсолютной величине скоростью [12, с. 125]. Поэтому любой геоблок обладает вполне определенным механическим моментом. Земная кора и литосфера находятся в движении, что приводит к изменению направления момента блока в пространстве и во времени. В соответствии с законами сохранения такое изменение механического момента должно компенсироваться, например, моментом упругих сил, приложенных к блоку со стороны окружающей его геосреды.

Инерционные силы, приводящие к повороту блока, относятся к объемным силам. Возникающие в результате поворота блока упругие напряжения нельзя скомпенсировать за счет пластической деформации. Скомпенсировать такие напряжения можно лишь за счет поворота блока в обратную сторону при тех же ротационных условиях, что в системе вращающихся планет просто невозможно. Поэтому упругие моментные напряжения, возникающие во вращающейся блоковой среде, будут накапливаться, а геосреда находиться в состоянии, которое известно как энергонасыщенное [19].

Поворот блока может возникнуть в результате каких-либо случайных причин, не за счет движения всей коры, а, например, в результате других явлений, протекающих внутри Земли. Поэтому первопричиной «поворотных» упругих напряжений в геосреде или ее энергонасыщенность являются следствием существования у геоблока механического момента, а не движение вещества Земли. Накопление таких напряжений со временем формирует планетарное моментное упругое поле, взаимодействие которого с ротацией Земли и других планет солнечной системы в течение геологического времени приводит к трансляционному движению (течению) среды [5]. Видимо, примерно такими соображениями руководствовался геолог А.В. Пейве [18], формулируя вывод о существовании «собственного потенциала движения» геосреды.

Вращательные движения и их специфика. В последнее время изучение поворотных движений представляет большой интерес и для наук о Земле [6, 21] и для мезомеханики [17]. Познание специфики таких движений связано с решением двух глобальных задач физики: проблемы сил инерции и принципа относительности. Вращение является ускоренным движением, в результате мы имеем пример ускоренного движения по инерции. Вращательная инерция принципиально отлична от поступательной по той причине, что вращение представляет собой движение в углах Эйлера. Такие координаты, как известно, не образуют вектора. Поэтому кроме поступательной относительности (принципы Галилея и Эйнштейна) необходимо сформулировать принцип вращательной относительности, согласно которого *существует прямая зависимость между кручением пространства и временем*, в нем протекающем. Именно кручение пространства и порождает и поля инерции и спиновые свойства материи [25, с. 29-39].

«Вращающаяся система – *не* инерциальная система, и законы физики в ней другие» [24, с. 287]. Поэтому правильный подход при объяснении эффектов, связанных с вращением, возможен только с самых общих позиций, например, всеобщего принципа относительности, позволяющего расширить общерелятивистскую механику Эйнштейна и связать поля инерции с кручением пространства [9, с. 40]. В таком случае принцип предельной скорости распространения взаимодействий – один из двух постулатов теории относительности Эйнштейна – имеет универсальный характер и связан непосредственно со свойствами пространства и времени, а не с физической природой взаимодействия [14, с. 212]. Универсальность этого принципа позволяет, в том числе, и предельные скорости геодинамического процесса связывать со свойствами всей Земли, в целом, а не только с природой взаимодействия слагающих ее блоков, плит и структур.

Волновая природа сейсмического процесса: физика и геодинамика. В рамках ротационного подхода, моделирующего сейсмический процесс, протекающий в пределах тихо-

океанского пояса, было построено уравнение движения в виде уравнения синус-Гордона [1-4], решением которого, как известно, являются солитоны и экситоны [8], представленные на рис. 1. Выражение для характерной скорости V_{01} имеет вид:

$$V_{01}^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2}\Omega \cdot R_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}} \approx V_R \cdot V_S , \qquad (1)$$

где $V_S = (G/\rho)^{1/2}$ и $V_R = \Omega \cdot R_0$ – поперечная сейсмическая и центробежная скорости соответственно. Или при принятых параметрах модели:

$$V_{01} \approx (1\text{-}10) \text{ см/с} \approx 10^{2,5\text{-}3,5} \text{ км/год}. \qquad (2)$$

Все опубликованные и полученные нами скорости миграции очагов тихоокеанских землетрясений [1-3] представлены на рис. 2.

Сравнение данных, представленных на рис. 1 и 2, на которых магнитуда землетрясения M и сбрасываемая упругая энергия E связаны соотношением: $M \approx LgE$, показывает, что теоретические модельные геодинамические скорости V_{01} (1-2) и V_{02} ($\approx V_S \div V_P \approx 4 \div 8$ км/с) являются, по сути, скоростями миграции землетрясений, характеризующих соответственно глобальный волновой (солитонный, в основном, энергетический) и локальный (экситонный, в основном, моментный) механизмы взаимодействия их очагов.

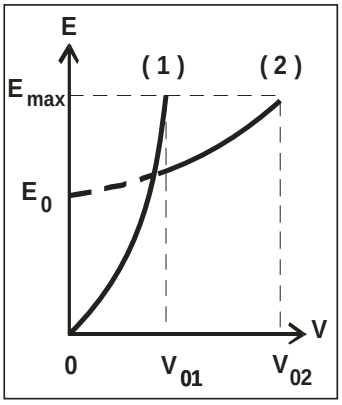


Рис. 1. Волновые решения *E(V)* уравнения синус-Гордона [8]: *(1) – солитоны, (2) – экситоны. V_{01} и V_{02} – характерные скорости процесса, соответствующие «предельным» при $E = E_{max}$ солитонному ($0 \le E \le E_{max}$; $0 \le V \le V_{01}$) и экситонному ($0 \le E_0 \le E \le E_{max}$; $V_{01} \le V \le V_{02}$) решениям соответственно. E_{max} – максимальное значение энергии, соответствующее коллективному возбуждению совокупности очагов землетрясений*

Показано, что «предельное» моментное взаимодействие между двумя блоками (очагами землетрясений), по сути, является *близкодействующим*. Примеры таких близко происходящих событий в сейсмологии известны, это землетрясения-дуплеты и землетрясения–мультиплеты [2], после которых регистрировались интенсивные собственные колебания Земли, возбудить которые с помощью «земных» источников можно лишь за счет достаточно быстрого перераспределения момента количества движения между разными «внутренними» объемами планеты.

Показано, что ротационное упругое поле, ответственное за «энергетическое» взаимодействие является, по сути, *дальнодействующим*. Примеры таких взаимосвязанных на больших расстояниях событиях в сейсмологии известны – это пары землетрясений, расстояния между очагами которых отражают «периодическую» структуру всего тихоокеанского сейсмического пояса [2].

Как видим, геодинамика взаимодействия блоков в ротационной модели, по сути, является отражением общего физического принципа – корпускулярно–волнового дуализма.

В основу ротационной модели сейсмического процесса заложено вращение блоков, что и определяет поляризацию ротационных упругих волн – циркулярную.

Новый тип ротационных возмущений. Сопоставление модельных теоретических данных (рис. 1) и данных по миграции очагов землетрясений (рис. 2) позволяет сделать следующие взаимосвязанные выводы.

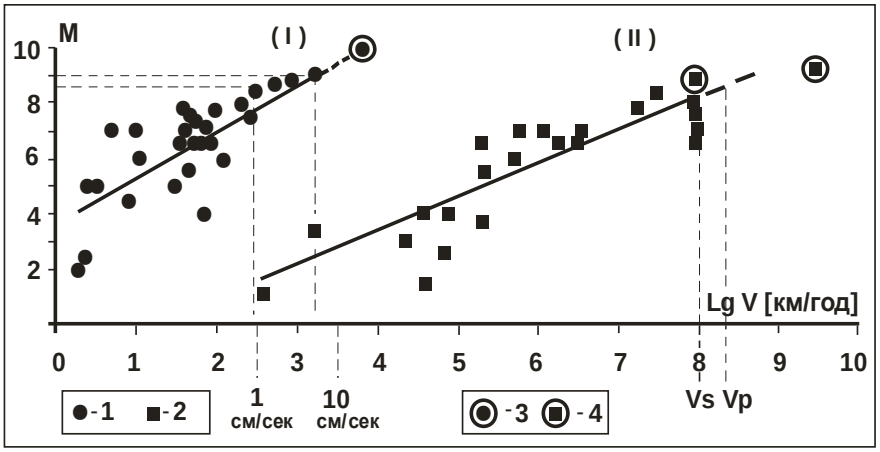


Рис. 2. Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений и определенные по ним зависимости *M(LgV)* в соответствии с [2, с 296]. *1, 2 – данные о миграции очагов землетрясений вдоль окраины Тихого океана (глобальная миграция) и миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений (локальная миграция), соответственно; 3 – скорости миграции сильнейших землетрясений–дуплетов с M = 8,1-8,7 в 1897-1901 гг. вдоль окраины Тихого океана; 4 – скорости, соответствующие миграции главных толчков в дуплетах 4.11.1952 г., Камчатка, M_W = 9,0 и 13.10.1963 г., Курилы, M_W = 8,7. (I) и (II) – зависимости магнитуды землетрясения от скорости «глобальной миграции» их очагов вдоль окраины Тихого океана и от скорости «локальной» миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений, соответственно, определенные методом наименьших квадратов. Наибольшее значение магнитуды фор-афтершоков M_{max} = 8,3, которое было инструментально зарегистрировано в XX в., соответствует форшоку за 40 с предварявшего Чилийское 1960 г. землетрясение с M_W = 9,5. $V_p \approx$ 8 км/сек и $V_S \approx$ 4 км/сек – продольная и поперечная сейсмические скорости, соответственно*

1. Волновые теоретические модельные солитонные и экситонные (рис. 1 (1) и (2) соответственно) решения описывают природный процесс миграции очагов землетрясений в пределах всего сейсмического пояса и в очагах сильных землетрясений (рис. 2, (I) и (II) соответственно).

2. Солитонные V_{01} и экситонные V_{02} скорости являются, по сути, предельными скоростями, определяющими максимально возможные скорости передачи возмущений в геодинамических процессах глобальной и локальной миграции.

3. Предельные скорости V_{01} и V_{02} определяются параметрами Ω, R_0, V_P и V_S, характерными *для всей планеты*. Поэтому можно считать, что скорости V_{01} и V_{02} связаны не с физической природой взаимодействия сейсмофокальных блоков, а непосредственно со свойствами пространства–времени вмещающих их сейсмического пояса, в целом.

4. Возможность представления сейсмических упругих волн V_{01} (V_S и V_P), как *предельных*, позволяет сейсмологию и геодинамику вообще считать в своей основе «самодостаточными» науками, что позволяет выводам, вытекающим *из геодинамических построений*, основанных на блоковой ротационной модели, *придавать достаточно общий смысл*, без дополнительной их интерпретации с позиции мезомеханики и физики вообще.

Полученные данные показывают, что установленные авторами ротационное упругое волновое взаимодействие между блоками геосреды является принципиально новым видом взаимодействия, характерным для блоковых вращающихся сред [1, 3, 5].

О свойствах геосреды [6]. В геодинамике известно много наблюденных фактов, которые указывают на реидное (сверхпластичное) движение геосреды [14]. Согласно обзору развития представлений о реологических свойствах геосреды [2, с. 243-246], температура Дебая θ_d для вещества Земли может быть записана в виде [10, с. 199]:

$$\theta_d \approx 10^{-3} \overline{V}(H) \sqrt[3]{\rho(H)}\,, \qquad (3)$$

где $\overline{V}$ – средняя скорость возбуждений в геосреде, измеряемая в *см/с*, ρ – плотность среды, измеряемая в *г/см*^{3}, H – глубина. При средней скорости, определяемой продольной и поперечной сейсмическими скоростями (для литосферы и верхней мантии изменяющимися пределах 1-10 *км/с*) температура Дебая достаточно высока. Для глубины H = 100 *км* она составляет $\theta_d \approx 660^\circ K \approx 1000^\circ C$ и хорошо соответствует широко распространенной физической модели Земли [10, с. 199-207].

Ситуация кардинальным образом меняется при переходе к ротационной моде, определяемой коллективным движением совокупности геофизических блоков, тектонических плит и геологических структур. Предельное значение скорости V_{01} = (1-10) *см/с* такой моды (см. соотношения (9) и (10)) значительно меньше скоростей сейсмических волн V_P и V_S . Скорость V_{01} определена в рамках классической теории упругости с симметричным тензором напряжений [1-4]. Результаты, полученные в последние годы ротационной геологией и геофизикой [6, 11, 21], ротационной сейсмологией [26, 27] и нелинейной механикой [20] инструментально подтверждают существование в геосреде волн крутильной (поворотной) поляризации. Потому ротационные волны для блоковых вращающихся геосред являются такими же физически обоснованными, как и сейсмические волны V_P и V_S. Температура Дебая, соответствующая ротационной моде, на основании (3) составляет ничтожно малую величину $\theta_d = 10^{-2} K \approx 0$, которая и определяет возможность реидного, сверхпластичного [15] движения геосреды, по физической сути – *сверхтекучего* квантового (без трения).

Обсуждение результатов: ротационные и гравитационные волны. Геофизическая и геологическая среда является блоковой [11, 18, 22], что позволяет временные вариации геодинамических полей интерпретировать как нелинейный отклик дискретной фрактальной среды. Фрактальное описание равносильно введению формализма дробной размерности пространства, в котором реализуется геофизические и геологические процессы. В свою очередь, инструментальнае наблюдения и их интерпретация приводят к выводу об изменении со временем величины дробной фрактальной размерности – фактически *размерности пространства*, в котором происходят геодинамические процессы, связанные, в том числе, и с глобальными гравитационными аномалиями в виде волн геоида.

Таким образом, приходим к выводу о существовании физически обоснованной взаимосвязи между моментными геодинамическими движениями и гравитационными волнами. Аналитически такая взаимосвязь между гравитационными и упругими ротационными волнами может быть установлена, например, в рамках неевклидовой модели деформирования среды [16].

ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. – Т. 49. – № 6. – 2008. – С. 559-570.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. – Петропавловск-Камч.: КамГУ, 2009. – 463 с.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. – Т. 1. – № 2. – 2010. – С. 119-141.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Ротация и упругость // Вопросы материаловедения. – № 1 (29). – 2002. – С. 435-441.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г., Тверитинова Т.Ю. Моментная вихревая геодинамика // Вестник МГУ. Серия геологическая. – Т. 66. – № 1. – 2011. – С. 29-36.
6. Вихри в геологических процессах. – Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2004. 263 с.
7. Владимиров В.И., Романов А.Е. Дисклинации в кристаллах. – Ленинград: Наука, 1986. – 223 с.
8. Давыдов А.С. Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах // Успехи физических наук. – Вып. 4. – Т. 138. – 1982. – С. 603-643.

9. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. – М.: Наука, 1993. – 154 с.
10. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
11. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS-сети // Физика Земли. – № 7. – 2010. – С. 33-51.
12. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика. – М.: Наука, 1973. – 208 с.
13. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. – М.: Наука, 2003. – 246 с.
14. Левич В.Г. Курс теоретической физики. – Т. 1. – М.: Наука, 1969. – 910 с.
15. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.
16. Мясников В.П., Гузев М.А. Неевклидова модель деформирования материалов на различных структурных уровнях // Физическая мезомеханика. – № 3. – 2000. – С. 5-16.
17. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. – № 1. – 1998. – С. 5-22.
18. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геолог. – № 3. – 1961. – С. 36-54.
19. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. – М.: Наука, 2008. – 379 с.
20. Порубов А.В. Локализация нелинейных волн деформации. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. – 208 с.
21. Ротационные процессы в геологии и физике. – М.: ДомКнига, 2007. – 528 с.
22. Садовский М.А. Геофизика и физика взрыва. Избранные труды. – М.: Наука, 2004. – 440 с.
23. Седов Л.И. Механика сплошной среды. – Т. 1. – М.: Наука, 1973. – 536 с.
24. Фейман Р., Лейтон Р., Сэндс М. Феймановские лекции по физике. – Т. 5. – М.: Мир, 1966. – 296 с.
25. Шипов Г.И. Теория физического вакуума. – М.: Изд–во ООО «Кириллица-1», 2002. – 128 с.
26. Bulletin of Seismological Society of America. Special Issue: «Supplement. Rotational seismology and engineering applications». – Vol. 99. – № 2B. – 2009. – P. 945-1486.
27. Teisseyre R., Takeo M., Majewski E. (Eds.). Earthquake source asymmetry, structural media and rotation effects. Berlin – Heidelberg. – New York: Springer, 2006. – 582 p.

УДК 53.082.2 532.546 551.491.5

РЕАКЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА УДАЛЕННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова, Н.В. Кабыченко, Г.Г. Кочарян, И.С. Свинцов

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

В регионах мира, характеризующихся повышенной сейсмичностью, особое внимание уделяется изучению гидрогеологических откликов на землетрясения. В платформенных условиях подобные наблюдения не имеют широкого распространения, так как считаются малоперспективными и неинформативными. Результаты комплексных исследований, проводимых на протяжении последних трех лет на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево»), свидетельствуют об обратном. Впервые в пределах Восточно-Европейской платформы получены представительные ряды высокоточных вариаций уровня подземных вод, в составе которых прослежена серия гидрогеологических откликов на сейсмические события с магнитудой свыше 7,2.

С февраля 2008 г. в измерительной скважине, пробуренной на территории ГФО «Михнево», выполняется прецизионный мониторинг уровня подземных вод с использованием датчика LMP308i (Германия) синхронно с измерениями атмосферного давления [1]. Интервал опроса параметров составляет 1 с, точность регистрации уровня – 0,1 мм, атмосферного давления – 0,1 гПа. Для обработки рядов применен стандартный пакет программ MatLab 6, адаптированный к фильтрации данных прецизионных измерений от влияния внешних

факторов (длиннопериодной составляющей, атмосферного давления, лунно-солнечных приливов).

Для сравнительного анализа рядов вариаций уровня с результатами регистрации землетрясений дополнительно привлечены данные сейсмических наблюдений, полученные датчиком STS 2, расположенным в шахте на глубине 20 м на территории ГФО «Михнево». Предварительно был выполнен визуальный синхронный просмотр изменений уровня и сейсмоколебаний по вертикальной компоненте за период февраль 2008 г. – март 2011 г. Выделены фрагменты гидрогеологических измерений, на которых в период крупномасштабных сейсмических событий фиксировались вариации уровня, в 2 и более раз превышающие фоновые значения. Отобранные временные ряды ежесекундных измерений, соответствующие времени прохождения сейсмических волн от землетрясений, очищены от высокочастотного шума, ограничены диапазоном периодов 5-200 с и сопоставлены с параметрами сейсмических волн.

В данных прецизионных измерений уровня воды установлено 8 откликов на землетрясения с магнитудами от 7,2 до 8,8 (табл. 1). В целом, выдерживается зависимость между интенсивностью нарушения режима подземных вод, эпицентральным расстоянием и магнитудой сейсмического события. Эпицентры землетрясений, зафиксированных восточнее Курильских островов, вблизи побережий острова Хонсю и Центрального Чили, приурочены к активным окраинам континентов и сопряжены с зонами субдукции плит. Очаги землетрясений, зарегистрированных вблизи островов Рюкю, Северная Суматра, Вануату и Самоа, расположены в пределах сейсмически активных островных дуг.

Таблица 1

Землетрясение			**Данные сейсмической регистрации**						**Гидрогеологический отклик**		
			ГС «Обнинск»		**ГФО «Михнево»**				**ГФО «Михнево»**		
Район	Дата Время	Глубина, км / Магнитуда	Тип волны	Время регис-трации (время пробега, сек)	Тип волны	Время регистрации	Период, сек	Скорость смещения грунта, мм/с (удвоенная)	Время регистрации	Период, сек	Амплитуда, мм (удвоенная)
Восточнее Курильских о-в	15.01.2009 17:49:36.8	33 / 7,6	P	18:00:20.9 **(00:10:44.1)**	L_R	~18:23	20	0,3	~18:26	20	0,6
Вблизи вост. побережья о-ва Хонсю	09.03.2011 02:45:19.7	33 / 7,7	P	02:56:13.6 **(00:10:53.9)**	L_R	~03:20	20	0,45	~03:12	3	0,22
	11.03.2011 05:46:22.2	33 / 8,8	P	05:57:17.2 **(00:10:55.0)**	L_R	~06:12	15	13,0	~06:06	15	23,0
Острова Рюкю	26.02.2010 20:31:23.8	15 / 7,2	P	20:42:37.0 **(00:11:13.2)**	L_R	~21:00	20	0,35	~21:11	25	0,23
Сев.Суматра	06.04.2010 22:15:00.0	33 / 7,8	P	22:26:19.6 **(00:11:19.6)**	L_R	~22:46	24	0,31	~23:29	3	0,09
Острова Вануату	07.10.2009 22:03:13.5	33 / 7,8	PKIKP	22:22:07.1 **(00:18:53.6)**	L_R	~23:03	25	0,36	~23:10	30	0,32
Вблизи побережья Центр. Чили	27.02.2010 06:34:13.0	33 / 8,7	PKIKP	06:53:19.7 **(00:19:06.7)**	SS-?	07:13:27.7	~20	0,46	~07:13	~20	5,0
					L_R	07:36:26.7	43.8	0,80	~07:36	43.8	10,2
					L_R	07:39:00.6	48.5	0.98	~07:39	48.5	15,8
					L_R	07:45:42.9	43.1	1,42	~07:45	43.1	10,4
					SSS-?	~08:56	24.7	0,15	~08:56	24.7	4,0
Острова Самоа	29.09.2009 17:48:11.0	20 / 8.2	PKIKP	18:07:29.1 **(00:19:18.1)**	L_R	~18:55	23	0.32	~18:46	40	0.16

Реакция подземных вод на катастрофические землетрясения, произошедшие вблизи побережий Центрального Чили и острова Хонсю, видна в неотфильтрованных рядах данных, однотипна и отличается по интенсивности выраженности сейсмического события в ритме колебаний уровня (рис. 1). Значимые гармонические колебания уровня воды сопряжены со временем вступления поперечных (SKKS-? и SS-?) и поверхностных волн, характеризующихся преобладанием вертикальной компоненты смещения (рис. 1, 2, 3).

Первые гидрогеологические отклики зафиксированы при прохождении поперечной волны через 28 минут после землетрясения вблизи острова Хонсю и через 39 минут после землетрясения вблизи Центрального Чили с относительно слабо выраженной амплитудой 0,2 мм и 5 мм соответственно. Прохождение цуга поверхностных волн, представленных на записи вертикальной компоненты, вызывает синхронные изменения уровня водоносного горизонта, различающие по амплитуде и периодам (табл. 1, рис. 2, 3).

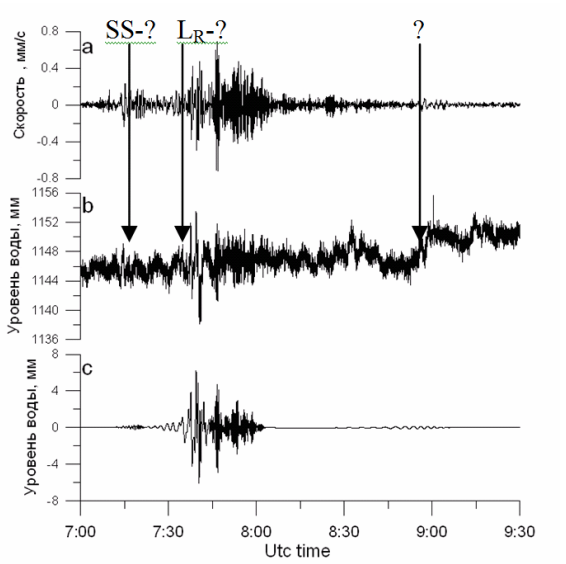


Рис. 1. Регистрация землетрясения вблизи побережья Центрального Чили, 27.02.2010 г. *a-b – нефильтрованные данные: a - скорость смещения грунта по компоненте E-W, мм/с; b – уровень воды над датчиком, мм; c – уровень воды, отфильтрованный от давления и шума в диапазоне 5-200 с, мм)*

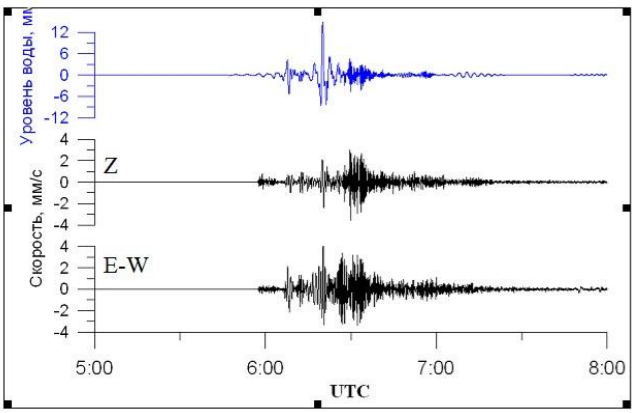


Рис. 2. Диаграммы уровня подземных вод и скорости смещения грунта по компонентам *Z* и *E-W* при землетрясении вблизи восточного побережья острова Хонсю, 11.03.2011 г. (отфильтрованы в диапазоне 5-200 с)

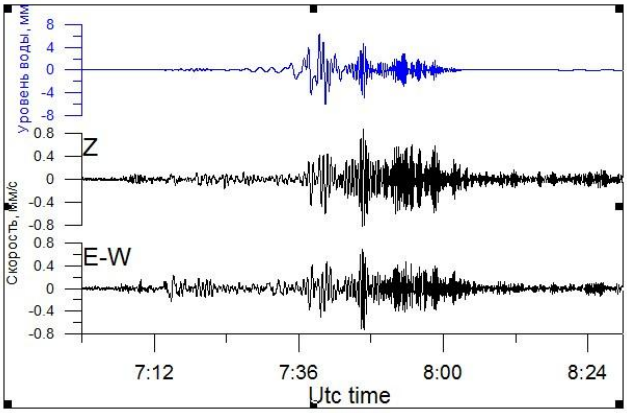


Рис. 3. Диаграммы уровня подземных вод и скорости смещения грунта по компонентам *Z* и *E-W* при землетрясении вблизи побережья Центрального Чили, 27.02.2010 г. (отфильтрованы в диапазоне 5-200 с)

В обоих случаях максимальная амплитуда изменения уровня приурочена к 2-ой группе поверхностных волн и достигает 23 мм и 15,8 мм соответственно. В рассматриваемой группе поверхностных волн после краткого переходного процесса колебания уровня в скважине «отслеживают» вертикальную составляющую колебаний грунта.

Общая продолжительность нарушения режима водоносного горизонта после землетрясения Хонсю составила 6 часов. Через 2,5 часа после землетрясения Центрального Чили в вариациях уровня зафиксирован «ступенчатый» подъем уровня с амплитудой до 4 мм, связанный с вступлением следующего цуга сейсмических волн (рис. 1).

Гидрогеологические отклики на удаленные сейсмические события, зарегистрированные для группы волн, преломленных от поверхности ядра (PKIKP, табл. 1), характеризуются периодами от 30″ и более при прохождении поверхностных волн. Продолжительность возмущения водоносного горизонта при землетрясениях вблизи островов Вануату и Самоа составила 19′ и 13′ соответственно (рис. 4).

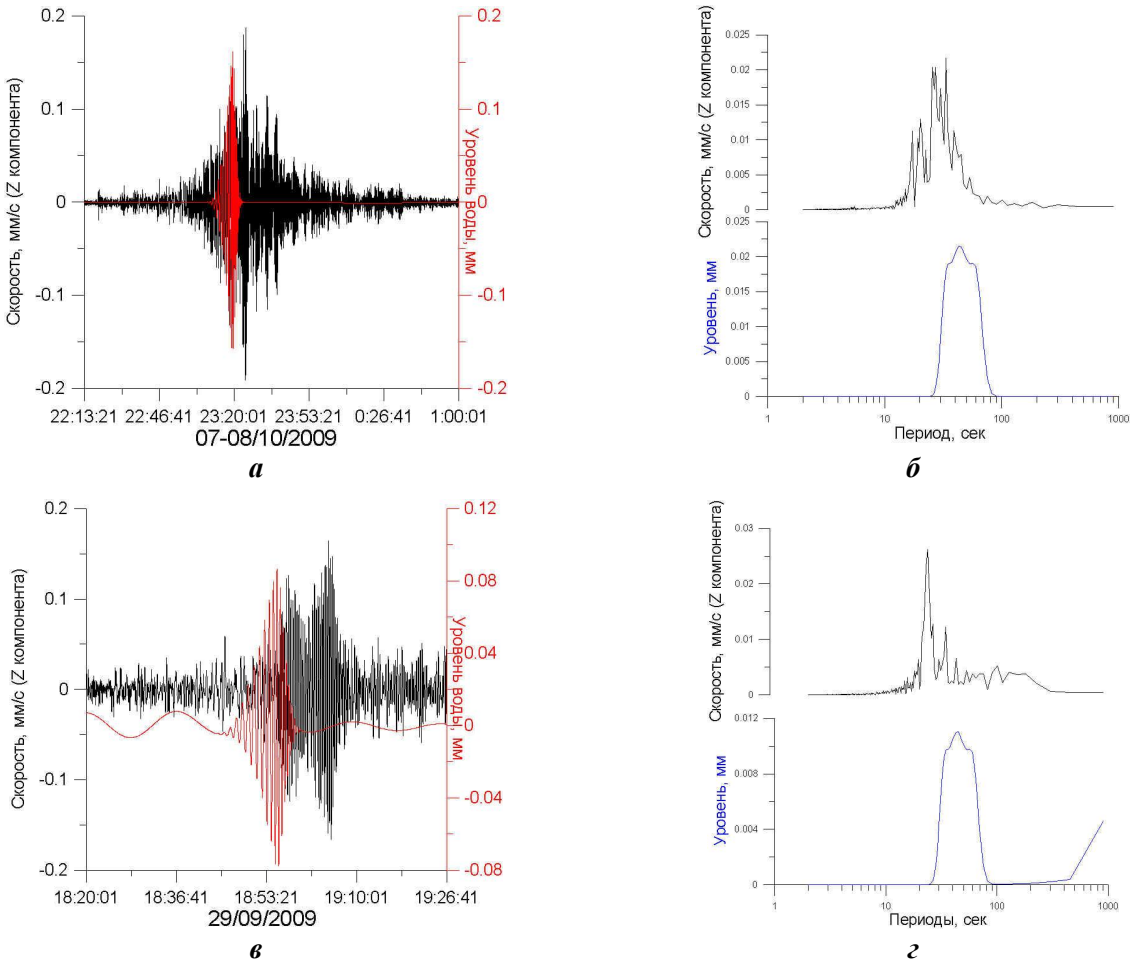


Рис. 4. Диаграммы регистрации землетрясений вблизи островов Вануату (*а*, б) и Самоа (*в*, *г*). *а, в – вариации уровня и скорости смещения грунта, б, г – спектры уровня и скорости смещения грунта)*

Для рассматриваемых событий выдерживается прямая зависимость между максимальными значениями скорости смещения грунта и амплитуд уровня: для катастрофических сейсмических событий вблизи острова Хонсю и побережья Центрального Чили четко выражена, для землетрясений с магнитудой 7,2-7,8 – прослежены отклонения (рис. 5). Данные, представленные на рис. 5, *а*, соответствуют зависимости, полученной нами ранее – величина постсейсмического изменения уровня пропорциональна корню квадратному из скорости смещения грунта [2].

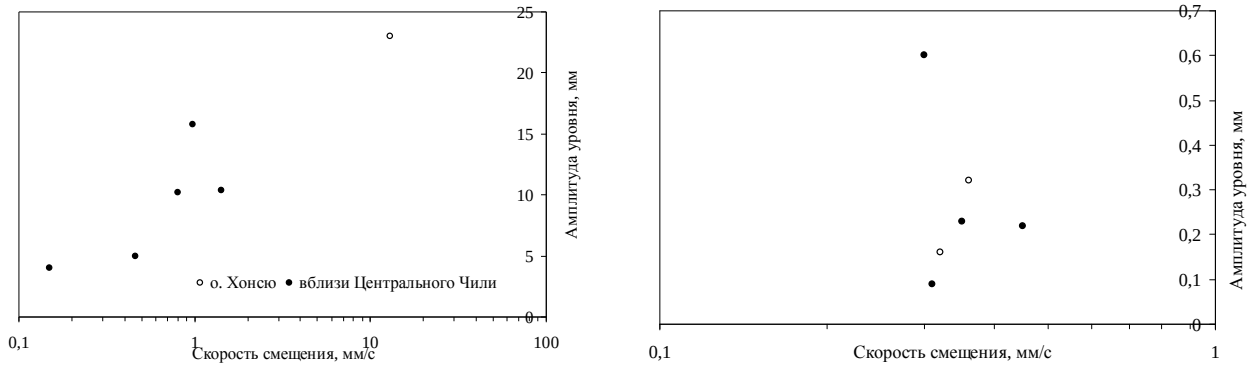


Рис. 5. Диаграммы изменений значений скорости смещения грунта и амплитуд уровня при землетрясениях, зафиксированных на территории ГФО «Михнево». *а – с магнитудой 8,7-8,8; б – с магнитудой 7,2-7,8*

Следует отметить, что значимый гидрогеологический отклик на землетрясение, произошедшее восточнее Курильских островов, достигающий 0,6 мм, прослежен при стабильно высоком значении напора водоносного горизонта (до 23,9 м). Реакция подземных вод на землетрясение, произошедшее 9 марта 2011 г. вблизи острова Хонсю, небольшая для относительно повышенного значения скорости смещения грунта (табл. 1) и зафиксирована при минимальной величине напора, составляющей 20,2 м в условиях регионального тренда снижения уровня пьезометрической поверхности. Для рассматриваемого события период возмущения водоносного горизонта составил 3″, общая продолжительность – не превысила 30″. Подобный гидрогеологический отклик зафиксирован и при землетрясении, произошедшем вблизи Северной Суматры.

Вариации уровня подземных вод, вызванные прохождением серии поперечных и поверхностных волн от землетрясений, косвенно свидетельствуют о неоднозначном изменении эффективного напряжения в водовмещающих породах. Вероятно, при малых возмущениях, незначительно превышающих фоновые колебания уровня, гидрогеологический отклик на эпизодическое воздействие зависит от величины напора. Подобные закономерности ранее были выделены при анализе реакции подземных вод на стационарное внешнее воздействие – лунно-солнечные приливы [3].

Для установления количественных зависимостей необходимо последующее расширение базы данных о реакции подземных вод на крупномасштабные сейсмические события – землетрясения.

Авторы статьи выражают благодарность д.ф.-м.н. В.М. Овчинникову за предоставленные данные сейсмических наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 10-05-00917-а, проект № 10-05-01064-а, НШ-341.2008.2005 и ОНЗ РАН программа № 6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочарян Г.Г., Горбунова Э.М., Копылова Г.Н., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Предварительные результаты прецизионных наблюдений за режимом подземных вод на территории геофизической обсерватории «Михнево» // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. Сборник научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 52-62.
2. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. Изменение флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюдений // Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 70-79.
3. Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Гидрогеологический отклик на изменение эффективного напряжения водовмещающих пород //Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 88-96.

УДК 551.24.035(477.75)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ КРЫМСКОГО РЕГИОНА

Ю.М. Вольфман, О.Б. Гинтов, А.А. Пустовитенко, Е.Я. Колесникова, А.В. Муровская

Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Симферополь-Киев, Украина

К числу основных задач сейсмотектоники относятся параметризация, ранжирование и структурно-кинематическая идентификация сейсмогенерирующих зон. Эти факторы, положенные в основу моделей зон возможного возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ),

во многом определяют уровни прогнозных оценок сейсмической опасности территорий. Задача усложняется тем, что сейсмогенерирующие структуры, представляющие основную угрозу для Крымского полуострова, локализованы, в основном, в пределах континентального склона Черного моря и недоступны для непосредственного геолого-структурного обследования. Поэтому деформационные процессы в очаговых зонах изучаются, в основном, сейсмологическими методами. Однако имеется возможность тектонофизического обследования системных структурных аналогов зон ВОЗ – тектонических нарушений южного склона Крымских гор, активных на новейшем этапе и сформированных в единых с зонами ВОЗ геодинамических условиях. При этом основными индикаторами обстановок тектонического разрывообразования являются зеркала скольжения – прямые признаки относительно недавних перемещений горных массивов с однозначно определяемым направлением этих перемещений, и их структурно-кинематические парагенезисы. Сопоставление результатов сейсмологических и тектонофизических исследований позволило обосновать комплексный подход к изучению тектонического разрывообразования и сейсмичности Крымско-Северочерноморского региона.

При наличии репрезентативной выборки тектонофизических данных, даже количественное соотношение тектонических нарушений различных структурно-кинематических типов, сформировавшихся в условиях тех или иных деформационных режимов, уже само по себе носит концептуальный характер. Это подтверждают результаты тектонофизических исследований (около 1100 зеркал скольжения) в пунктах наблюдений (п.н.), расположенных от м. Фиолент у г. Севастополь на западе (п.н. Mram_1), вдоль подножья Главной гряды Крымских гор до м. Киик-Атлама в районе г. Феодосия на востоке (п.н. Ordg_5, рис. 1, 2). Установлено, что максимальное (61 % от общего количества) распространение имеют сдвиги (с наклоном борозд $\leq 15°$ при углах падения плоскостей зеркал $\geq 45°$) и разрывы с наиболее значимой сдвиговой составляющей – сбросо- и взбросо-сдвиги. Количество сбросовых подвижек (сбросов и сдвиго-сбросов) в среднем составляет около 21 %; взбросов и надвигов – около 18 % (рис. 1, колонка «среднее»). При этом смещения надвигового (поддвигового) типа проявлены весьма слабо (около 5 %) за исключением отдельных пунктов, например, п.н. Balakl_1, который представлен Балаклавским внутриформационным надвигом.

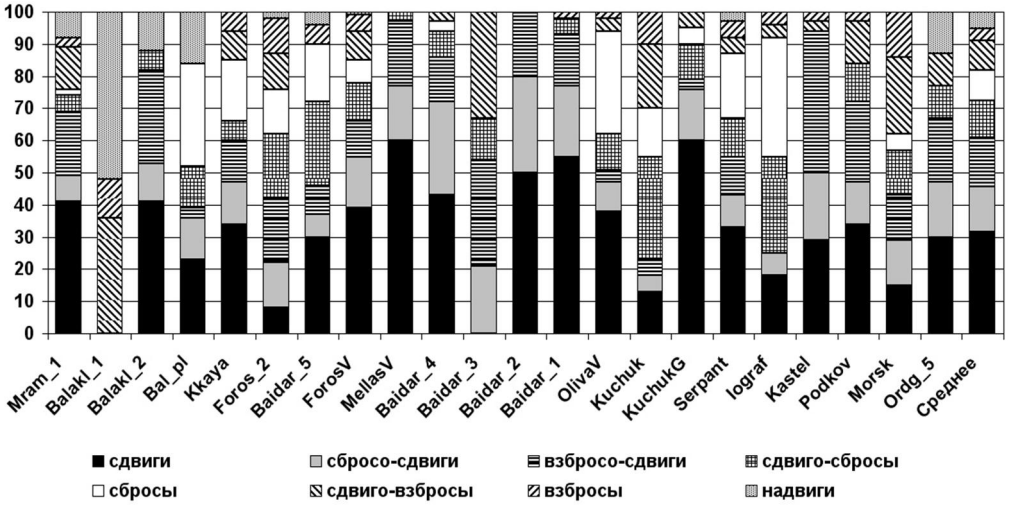


Рис. 1. Сравнительная диаграмма распространения тектонических разрывов различных структурно-кинематических типов (в %) в пределах южного склона Главной гряды Крымских гор *(по оси абсцисс – названия пунктов тектонофизических наблюдений)*

Близкие результаты дает и анализ соотношения количества подвижек, составляющих структурно-кинематические парагенезисы тектонических разрывов, сформированных в условиях разных деформационных режимов. В основу классификации деформационных режимов положены углы наклона главных осей нормальных напряжений к горизонту (сжатие принято положительным – $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) [1]. Из диаграммы (рис. 2) видно, что в регионе доминировали обстановки тектонического разрывообразования, обусловленные сдвиговыми де-

формационными режимами: в состав соответствующих парагенезисов входит более 51 % зеркал скольжения, а с учетом сбросо- и взбросо-сдвиговых режимов – 60 %. Парагенезисы взбросового типа объединяют всего 11 % структур (в том числе, единичные надвиги и надвиги с существенной сдвиговой составляющей). Часть взбросовых подвижек отнесена к парагенезисам одноосного сжатия, но это не меняет картины в целом (рис. 2, колонка «среднее»). Соотношение зеркал скольжения различных структурно-кинематических типов и обусловивших их возникновение (активизацию) деформационных режимов вполне адекватно отражает как особенности строения, так и сейсмотектонические условия региона.

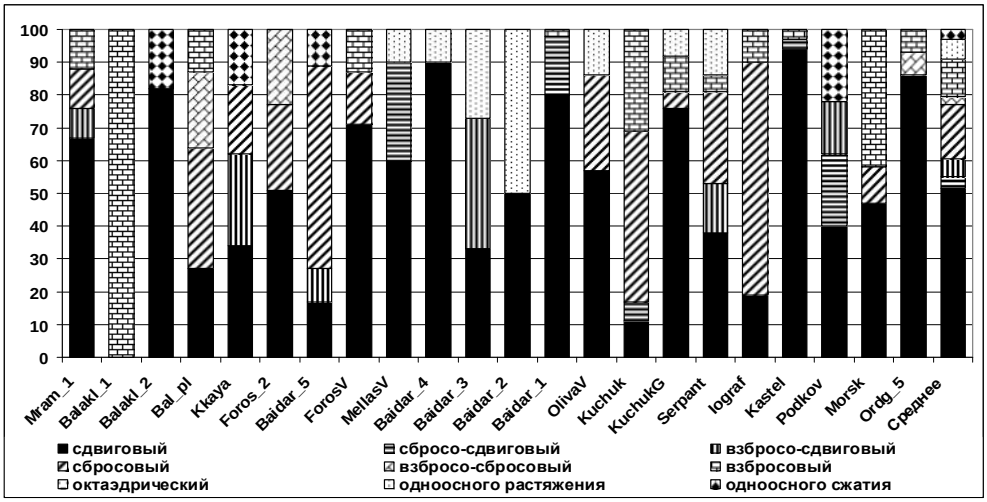


Рис. 2. Количество зеркал скольжения в составе структурно-кинематических парагенезисов, сформированных в условиях различных деформационных режимов

Результаты решений механизмов очагов землетрясений показывают, что ориентировки и структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов отвечают разным деформационным режимам, но при этом структуры сдвигового и взбросо-сдвигового типов занимают в процессе сейсмогенеза видное место (табл. 1).

Таблица 1

Результаты решений механизмов очагов землетрясений (в пересчете на верхнюю полусферу), произошедших в Черном море вблизи Крымского побережья (по [2, 3 и др.])

№	Дата	Координаты гипоцентра		Ориентировки осей напряжений			Деформац. режим	Ориентировки и кинематические типы нодальных плоскостей			
		φ (°)	λ (°)	σ_1 (P)	σ_2 (N)	σ_3 (T)					
1.	11.09.27	44,3	34,3	83/62	208/17	305/22	сбросовый	111/69	правый сдвиго-сброс	**334/28**	**левый сдвиго-сброс**
2.	06.08.72	44,6	32,7	270/28	85/62	179/02	сдвиговый	**318/72**	**правый сбросо-сдвиг**	221/69	левый сбросо-сдвиг
3.	17.04.75	43,83	32,44	327/27	237/01	145/63	взбросовый	330/18	надвиг	**146/72**	**взброс**
4.	16.08.90	44,70	35,06	261/67	137/14	53/19	сбросовый	**234/65**	**сброс**	22/29	правый сдвиго-сброс
5.	22.11.96	44,51	34,10	241/16	353/52	140/34	взбросо-сдвиговый	97/79	правый взбросо-сдвиг	**195/54**	**левый сдвиг**
6.	18.10.98	44,05	33,68	124/29	233/32	01/45	взбросо-сдвиговый	**329/81**	**правый сдвиго-взброс**	73/33	левый взбросо-сдвиг
7.	04.03.01	43,06	35,37	251/09	162/17	12/71	взбросовый	274/39	правый сдвиго-надвиг	**60/56**	**левый сдвиго-взброс**

***Примечание*:** *жирным шрифтом выделены нодальные плоскости, предположительно соответствующие положению сейсмогенного разрыва в очаге землетрясения; в числителе – азимут, в знаменателе – угол падения плоскости*

Общее представление об условиях тектонического разрывообразования и сейсмичности Крымского региона и прилегающих территорий дают ориентировки осей сжатия и растяжения структурообразующих полей напряжений (рис. 3, 4), полученные по данным тектонофизических и сейсмологических исследований. Главный вывод, который вытекает из сравнения диаграмм (*а*) на обоих рисунках: основными факторами, обусловившими современную тектоническую и сейсмическую активность в регионе, являются субширотное сжатие – субмеридиональное растяжение. Об этом свидетельствует полное совпадение максимума σ_1 (рис. 3, *а*) и секторального распределения осей сжатия в очагах землетрясений (рис. 4, *а*), а также субмеридиональные ориентировки осей растяжения (рис. 3, *б* и 4, *б*). В таких обстановках формируются (активизируются) преимущественно сдвиги и разрывы с наиболее значимой сдвиговой составляющей (сбросо- и взбросо-сдвиги): левые – северо-западной ориентировки и правые – северо-восточной. Этим условиям полностью удовлетворяют результаты решения механизма очага землетрясения, произошедшего 06.08.1972 г. к западу от г. Севастополь (рис. 5, позиция 4). В структуре региона нарушения этого типа представлены зонами разломов разных рангов: Одесско-Синопской, Салгиро-Октябрьской, Бельбекской, Качинской, Молбайской и др. (северо-западного простирания), Южнобережной, Демерджинской и др. (северо-восточного). Поэтому диагональные системы сдвиговых разрывов (смещений) во многих пунктах наблюдений являются доминирующими и относительно легко идентифицируются. Можно отметить, что при субширотном сжатии в условиях взбросо-сдвигового режима реализовалось и Криворожское землетрясение 25.12.2007 г., эпицентр которого располагался в пределах Украинского щита к северу от изучаемой территории [4].

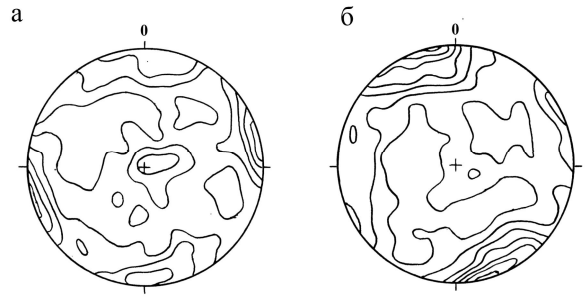


Рис. 3. Сводные стереограммы расчетных положений осей σ_1 (*а*) и σ_3 (*б*) для зеркал скольжения в пунктах тектонофизических наблюдений на территории Горного Крыма. Максимумы: $\sigma_1 = 81°/3°$; $\sigma_3 = 350°/0°$. *Изолинии: 0,5, 1,0, 1,5… %. Здесь и далее - стереограммы на верхней полусфере*

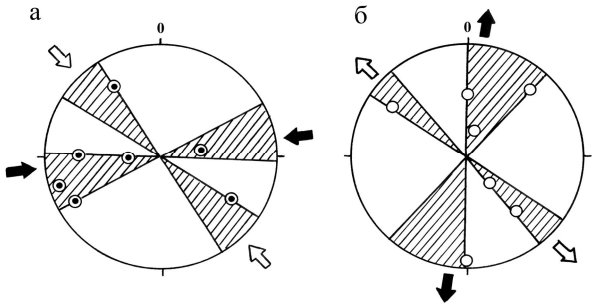


Рис. 4. Положение осей сжатия (*а*) и растяжения (*б*) в очагах землетрясений региона и сектора их повышенной концентрации (заштриховано). *Стрелки – более (залитые) и менее (незалитые) проявленные направления сжатия и растяжения*

Максимум σ_1 с параметрами ≈ 175°/5° в южном сегменте стереограммы (рис. 3, *а*), по-видимому, отражает обстановки субмеридионального сжатия, существовавшие в регионе в доплейстоценовое время.

Диагонально ориентированным осям напряжений отвечает вторая по значимости система сдвиговых нарушений субмеридиональной или субширотной ориентировки, совпадающая с направлениями осей сжатия-растяжения доминирующего поля тектонических напряжений. Эта система сдвиговых разрывов легко идентифицируется с применением тектонофизических методов, хотя нередко наблюдается усложнение полей напряжений путем некоторого разворота тензора напряжений вокруг одной из главных осей (σ_1 или σ_3).

Системы сбросовых нарушений, образовавшиеся в обстановках субгоризонтального растяжения, характеризуются разнообразием ориентировок простираний, определяя морфоструктурные особенности южных обрывов Главной гряды Крымских гор. При этом широкое

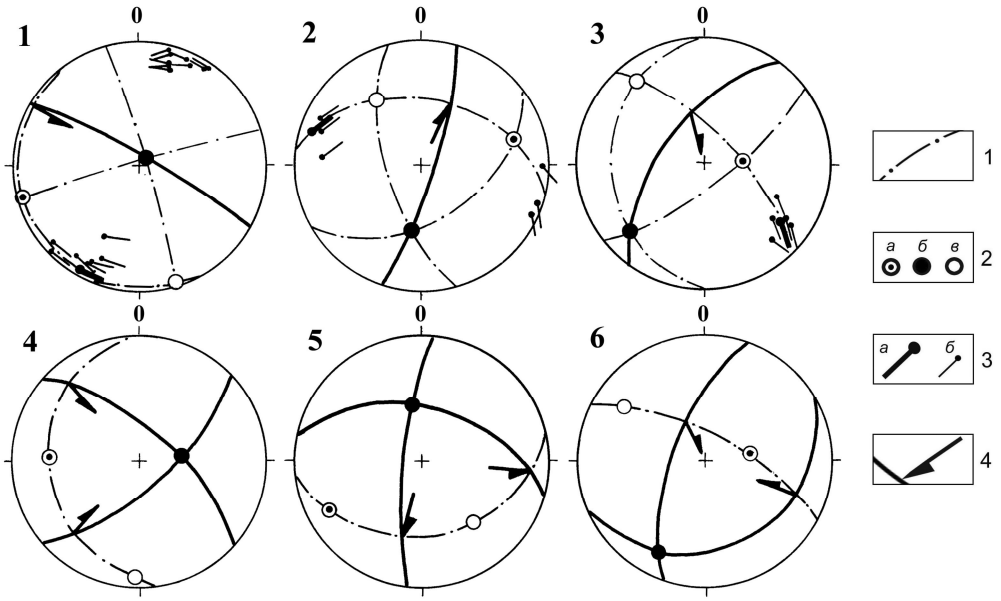


Рис. 5. Стереограммы структурно-кинематических парагенезисов зеркал скольжения (верхний ряд) и механизмов очагов землетрясений (нижний ряд), сформировавшихся в условиях разных деформационных режимов: сдвигового (слева), взбросо-сдвигового (в центре), сбросового (справа). *Пункты наблюдений и структурно-кинематические парагенезисы (Pg): 1 – Baidar_1 (Pg_2); 2 - Baidar_3 (Pg_1); 3 - Bal_pl (Pg_3). Механизмы очагов землетрясений: 4 – 06.08.1972 г.; 5 – 22.11.1996 г.; 6 – 11.09.1927 г. Условные обозначения: 1-2 – проекции плоскостей (1) и главных осей (2) нормальных напряжений а – σ_1 (P – для механизмов очагов), б – σ_2 (N), в – σ_3 (T); 3 – полюса разрывов и траектории подвижек (а – усредненные, б – по отдельным зеркалам); 4 – усредненные положения разрывов (для механизмов очагов – нодальные плоскости) и векторов смещений*

развитие имеют сбросы не только с падением сместителей в южных, но и в северных румбах. Есть основания полагать, что в качестве сбросов зачастую активизировались разрывы, изначально представлявшие собой сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги субширотного и диагональных простираний, сформировавшиеся в иных кинематических обстановках. С высокой долей вероятности к такому типу сбросов можно отнести сейсмогенный разрыв с элементами залегания 234°/65° в очаге землетрясения, произошедшего 16.08.1990 г. (табл. 1, № 4) к югу от г. Судак. Сбросовые структуры могут иметь более широкое развитие, чем это показано на диаграмме (рис. 1). Таковыми, по-видимому, являются огромные открытые поверхности южных обрывов Главной гряды, следы перемещений вдоль которых уничтожены процессами физико-химического выветривания. Однако фрагменты этих систем сохранились и даже доминируют в некоторых местах, например, на поперечном, вытянутом в сторону моря хребте Иограф над Ялтой (п.н. Iograf, рис. 1, 2). Существенную роль играют сбросы гравигенного и гравигенно-тектонического происхождения, нередко образующиеся в крыльях сдвиговых зон, обращенных в сторону моря (в Балаклаве, п.н. Bal_pl, в пределах Кучук-Койского обвально-оползневого массива, п.н. Kuchuk, рис. 1, 2). Поэтому нельзя исключать возможности возникновения землетрясений сбросового типа, в том числе, обусловленных активизацией олистостромовых комплексов на континентальном склоне.

Незначительное количество идентифицированных структур надвигового типа (рис. 1) является следствием их весьма ограниченного распространения. Надвиги имеют, в основном, субширотное простирание, как с северным, так и с южным падением сместителей. Их формирование происходило в условиях субгоризонтального меридионального сжатия, что позволяет, учитывая современную сейсмотектоническую обстановку и особенности разрывообразования в пределах верхних структурных этажей Горного Крыма, ограничить возрастной диапазон возникновения надвигов доплейстоценовым временем. По-видимому, роль надвиговых нарушений в формировании сейсмотектонической структуры региона весьма незначительна и не может рассматриваться в качестве определяющего фактора.

Таким образом, основными структурными элементами, адекватно отражающими строение зон ВОЗ Крымского региона и прилегающих территорий, являются системы субвертикальных сдвиговых нарушений, сформированных в условиях субширотного сжатия – субмеридионального растяжения, а также близкие к ним по кинематическому типу разрывы, обусловленные разворотом тензора напряжений вокруг одной из главных осей. Существенную роль в процессе сейсмогенеза играют сбросовые смещения различного (тектонического, гравигенно-тектонического, гравигенного) генезиса. Надвигообразование, в значительной мере определяющее морфологию сейсмогенных зон в сопредельных регионах (например, в Анапско-Туапсинской зоне), в пределах сегмента Черноморской впадины, прилегающего к Крымскому полуострову, оказывает ограниченное влияние на процессы сейсмогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К.: Феникс, 2005. – С. 572.
2. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. – Киев: Наук. думка, 1989. – 192 с.
3. Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.А, Капитанова С.А. Экспериментальные данные о процессах в очагах черноморских землетрясений // Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007. – С. 152-163.
4. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А., Скляр А.М. Инструментальные и макросейсмические данные о процессах в очаговой зоне Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 г. // Геофиз. журн. – 32. – № 2. – 2010. – С. 75-97.

УДК 537.322.2

ИЗУЧЕНИЕ ТРИГГЕРНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ МЕТОДАМИ НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ

С.В. Ворохобина

Учреждение Российской Академии наук Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Данная работа посвящена выявлению изменений сейсмического режима в районе мощного техногенного воздействия, что позволило бы в дальнейшем разработать физические модели и технологии для снижения сейсмической опасности путем искусственной частичной разрядки тектонических напряжений.

Сейсмический режим формируется в результате развития неустойчивой нелинейной многопараметрической блочной системы, каковой является геофизическая среда. Именно поэтому целесообразным выглядит использовать для описания деформационных процессов в среде методы нелинейной динамики [1, 2].

В работе рассматривается алгоритм, предложенный Грассбергером и Прокаччиа [3]. Алгоритм основан на подсчете для временного ряда вида

$$\left\{x_i,\ \ i=\overline{1,N};\ \ x_i \in R\right\}$$

корреляционного интеграла

$$C(l)=\lim_{N\to\infty}\frac{1}{N}\sum_{i,j=1}^{N}\theta\ \left(l-\left\|\varepsilon_i-\varepsilon_j\right\|\right),$$

Здесь $\theta(x)$ – это функция Хевисайда, $\theta(x)=\begin{cases}1, x \geq 0\\ 0, x < 0\end{cases}$, N – количество элементов временного ряда, l – переменная, задающая критерий близости точек. $\{\varepsilon_i\}$ – это система векторов размерности d, $\varepsilon_i = (x(t_i), x(t_i + \tau), \ldots, x(t_i + (m-1)\tau)$, где τ – временная задержка. Метод позволяет, в частности, оценить поведение системы путем анализа временных рядов, полученных в результате регистрации одной переменной.

В качестве исходных данных использовались каталоги землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, произошедших с 1967 по 2008 гг., и каталоги мощных электрических воздействий, полученные от Научной станции РАН в г. Бишкеке, Республика Кыргызстан. На Бишкекском геодинамическом полигоне с 1983 г. по 1990 г. на геофизическую среду осуществлялось воздействие с помощью МГД-генератора, а с 2000 г. по 2005 г. – с помощью электроразведочной генераторной установки ЭРГУ-600-2. Рассматриваемые каталоги включают сейсмические события, произошедшие как до начала взаимодействия, так и после его завершения, что позволяет оценить изменение сейсмического режима в результате техногенного воздействия. В качестве характеристики сейсмического режима использовалась величина сейсмической активности – сумма корней кубических из энергий событий, произошедших на заданной территории за некоторый заданный промежуток времени.

Выполненные расчеты подтвердили факт влияния мощных электромагнитных возмущений на сейсмический режим исследуемых регионов и выявили, что вследствие воздействия формируются устойчивые состояния системы, которые характеризуются конечным значением фрактальной размерности аттрактора и невысокой размерностью пространства вложения (рис. 1).

Полученные результаты были также подтверждены анализом каталогов событий, произошедших в долинах рек Бурлыкия и Уч-Терек за 1973-1976 гг. и 1987-1990 гг. [4, 5]. Данные позволяют оценить изменение сейсмического режима, возникшее в результате проведения крупномасштабных химических взрывов в 1975 г. и 1989 г. соответственно. Несмотря на сравнительно небольшие размеры выборки, на графиках видно возникновение устойчивого состояния в период после взрыва (рис. 2).

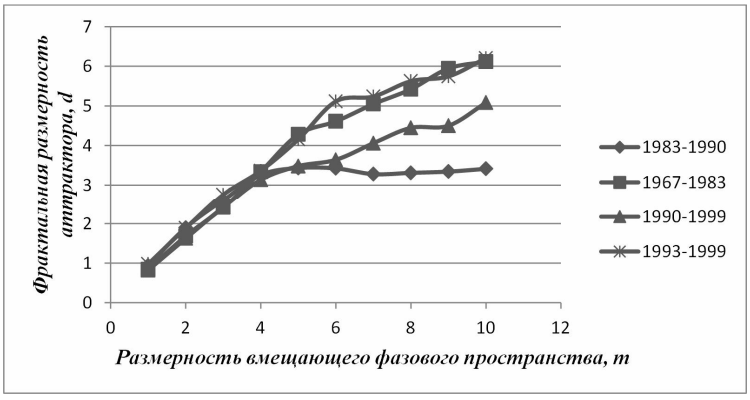


Рис. 1. Зависимость фрактальной размерности аттрактора от размерности вмещающего фазового пространства для каталога, полученного на Бишкекском геодинамическом полигоне с 1967 г. по 2000 г.

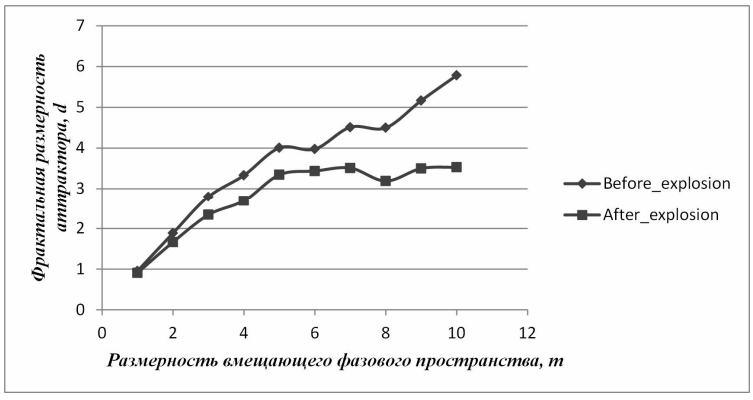


Рис. 2. Зависимость фрактальной размерности аттрактора от размерности вмещающего фазового пространства для каталога, полученного в районе р. Бурлыкия в 1973-1976 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. – М.: Эдиториал УРСС, 2000. – 336 с.
2. Магницкий Н.А., Сидоров С.В. Новые методы хаотической динамики. – М.: Едиториал УРСС, 2004. – 320 с.
3. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D. – Vol. 9. – № 1, 2. – 1983. – P. 189-208.
4. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). – М.: ИНЭК, 2005.
5. Турунтаев С. Б., Петрович И. А. Влияние сильных взрывов на сейсмичность региона их проведения // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер (сборник научных трудов ИДГ РАН). – М.: ГЕОС, 2007.
6. Китов И.О., Рузайкин А.И., Султанов Д.Д. Исследование возбужденной сейсмичности на р. Уч-Терек // Энергетическое строительство. – 1990.

УДК 528

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О.Н. Галаганов[1], Т.В. Гусева[1], Г.В. Демьянов[2]

[1] Учреждение Российской академии наук институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Центральный научно- исследовательский институт геодезии,аэрофотосъемки и картографии им. Ф.Н.Красовского, г. Москва, Россия

Введение

Внедрение спутниковых технологий (GPS/ГЛОНАСС измерений) значительно увеличило возможности исследования особенностей развития разномасштабных геологических структур, обусловленных глобальными, региональными и местными деформационными процессами. Развитию геодинамических исследований глобального и регионального масштаба способствует Международная служба IGS, сеть GPS которой насчитывает около двух тысячи станций, регистрирующих спутниковые сигналы в непрерывном режиме. Эта сеть включает в себя центры сбора, анализа и обработки данных. Координаты стационарных станций GPS определяются в мировой земной референцной системе (ITRF), обеспечивающей точное определение не только координат в земной глобальной системе отчета, но и их изменение во времени [1]. Продолжающиеся наблюдения на этих пунктах позволяют периодически уточнять параметры самой системы координат ITRF. По данным SOPAC (Центр определения орбит постоянными станциями, http://sopac.ucsd.edu) измерениями GPS выявлено, что значение модуля средней скорости тектонических горизонтальных движений (ITRF2005) на планете составляет $(27,7 \pm 0,8)$ мм/год, а значение среднего модуля скорости вертикального смещения – $(2,8 \pm 1,0)$ мм/год.. Наибольшее количество постоянно действующих базовых станций расположено на Северо-Американской плите, скорости горизонтального перемещения которых составляют от 9 до 52 мм/год и дифференцированы по пространству. Наименьшие скорости зафиксированы к настоящему времени для пунктов на Антарктической и на Карибской плитах составляющими соответственно: (3-14) мм/год и (5-16) мм/год. Перемещение Евразийской плиты происходит на северо-восток со скоростью (21-39) мм/год, Аравийской – (27-42) мм/год. Наибольшие скорости горизонтальных перемещений присущи пунктам, расположенным в пределах плит: Тихоокеанской – (59-75) мм/год, и Индийской – (52-70) мм/год (рис. 1). Аномальные скорости горизонтальных движений до десятков сантиметров за год зафиксированы для пунктов на островах Индонезии, которые возможно отражают постсейсмические деформации в эпицентральной зоне Суматро-Андаманских землетрясений 2004-2006 гг.

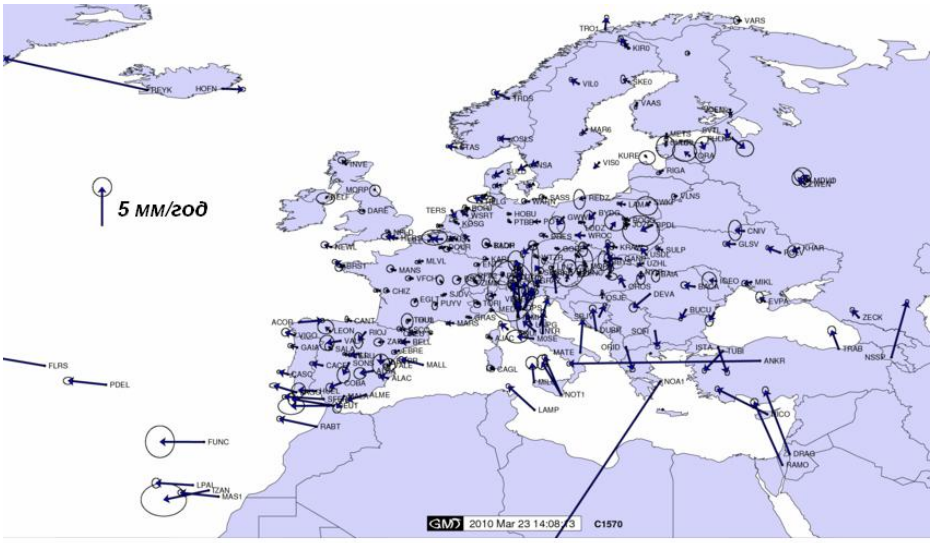


Рис. 1. ETRF2000. Скорости горизонтальных движений станций IGS с учетом исправления за счет вращения модель NUVEL1A – NNR

В Европе создана своя сеть EPN, которая состоит из хорошо определенной структуры, включая GPS станции слежения, операционные центры, местные и региональные центры обработки данных, локальные центры анализа. Цель заключается в создании и поддержании европейской системе геодезических координат EUREF. Основной вклад в значения скоростей горизонтальных движений вносит ротационная составляющая, т.е. вращение литосферной плиты или отдельного блока относительно другой плиты, блока или полюса Эйлера. Поэтому для изучения внутри плитовых движений применяется метод моделирование относительных движений, где вращательное смешение уже не влияет на скорости. Пример результата такого моделирование для Евразийской плиты в EUREF приведен на рис. 1. В 2005 г. под эгидой Международной ассоциации геодезии создана Система глобальных геодезических наблюдений (GGOS), которая должна изучать и контролировать глобальные изменения гравитационного поля, ориентировки и ротационный режим, уточнять геометрические формы Земли.

Спутниковая государственная геодезическая сеть России

С 1994 г. в России начала развиваться Российская сеть базовых пунктов с постоянной регистрацией спутниковых сигналов, включенных в систему IGS. По данным этих измерений получено, что в ITRF Европейской части России свойственны горизонтальные перемещения в северо-восточном направлении по азимуту 63° (67°) со среднегодовой скоростью (26,5 ± 0,4) мм/год. Движение пунктов на азиатской части происходит со средней скоростью 25.2 (23,9 ± 0,9) мм/год в восточном направлении с постепенным изменением на юго-восток со скоростью 23,2 мм/год, а затем – на юго-запад. Значения скоростей вертикальных движений составляют от –4,5 мм/год до 6,5 мм/год. А без скорости ротации эти значения не превышают 1-3 мм/год.

Развитие Государственной геодезической сети России на основе спутниковых технологий начато в конце прошлого века. Главным звеном общей иерархической структуры спутниковых геодезических сетей является фундаментальная астрономо-геодезическая сеть (ФАГС). Пункты ФАГС, расположенные на расстоянии 800-1000 км друг от друга, реализуют общеземную геоцентрическую систему координат на максимально достижимом уровне точности.

Пункты IGS на территории России включены в состав сети ФАГС. Кроме этого в состав государственной сети включены пункты высотной геодезической сети (ВГС), расположенные на расстоянии 300-400 км (рис. 2). Средняя квадратичная ошибка определения положения пунктов ФАГС и ВГС относительно центра масс Земли составляет 3-5 см, а взаимного положения пунктов 1-2 см в плане и 2-4 см по высоте.



Рис. 2. Схема расположение пунктов Спутниковой государственной геодезической сети России

Спутниковые измерения в ИФЗ РАН

Начиная с 1991 г., в ИФЗ РАН под руководством академика В.Н. Страхова, чл.-корр. Г.В. Соболева, проф. М.Т. Прилепина была приобретена аппаратура, и метод спутниковых геодезических технологий стал внедряться для изучения современных движений земной коры отдельных регионов территории России, эпицентральных зон сильных землетрясений или мест их предполагаемой подготовки, а также районов расположения ответственных крупных инженерных объектов. Основные регионами исследований являются Северный Кавказ, Балтийский щит, Русская платформа, Черский хребет.

Объекты детальных исследований: районы Нововоронежской, Ростовской, Калининской АЭС, область Чиркейского гидроузла в Дагестане, полигон захоронения отходов химического производства в недра земли на Прикаспийской низменности, участки оползневых проявлений в г. Москве и Московской области, а также некоторые другие. В исследуемых районах создаются геодинамические сети геодезических пунктов, выбор места закрепление и конструкция которых определяется в соответствии с решаемыми задачами. Измерения выполняются с помощью 4-10 комплектов двухчастотных приемников спутниковых сигналов. Режим измерений задается программой исследований. Обычно регистрация сигналов на пункте производится через 15-30 с в течение: 3-7 суток при расстояниях между пунктами 50-200 км, 1-3 суток при расстояниях 10-30 км, от 6 часов до 4-х суток при расстояниях 1-5 км. Обработка данных измерений GPS выполняется по программам GAMIT/GLOBK, TTC и TGO в международной системе координат ITRF с использованием пунктов IGS или пунктов локальных построений в качестве опорных (исходных). Данные обработки измерений GPS позволяют уточнить и детализировать картину горизонтальных движений на отдельных регионах. На некоторых геодезических построениях GPS измерения совмещаются по времени с точными нивелировками. Несколько исследовательских проектов осуществляются совместно с другими организациями, а также американскими, финскими, немецкими специалистами [2, 3, 4].

Измерения на Северном Кавказе

Северный Кавказ является одной из самых густонаселенных и в настоящее время быстро урбанизирующейся, особенно в курортной зоне Сочи-Анапа, сейсмоактивной (с интенсивностью землетрясений до 8-ми и 9-ти баллов) территорией Российской Федерации. Создание системы контроля за развитием деформационных процессов в этом тектонически активном регионе – требование времени. Геодинамическая сеть Северного Кавказа, является составной частью Кавказской геодинамическая сети пунктов GPS, которая начала создаваться в 1991 г. при участии американских специалистов и затем стала составной частью более крупной Средиземноморской сети [5]. Целью проводимых работ на Северном Кавказе

было уточнение качественных и количественных характеристик движений и деформаций отдельных блоков земной коры, а также изучение эволюции деформационных процессов в сейсмоактивных густонаселенных районах с крупными инженерными сооружениями. Сначала была создана сеть из 9 пунктов GPS на территории Армении, Грузии и России. В 1994 г. были заложены новые пункты и выполнены повторные измерения. Следующие повторные циклы измерений осуществлялись в 1996 г., 1997 г. и с некоторыми пропусками ежегодно на Российской части сети. Эти наблюдения по срокам достаточно близко увязаны с работами по Международному проекту Восточного Средиземноморья, которые позволяют реконструировать поле деформаций Альпийско-Гималайского подвижного пояса протяженностью 3000 км. В пределах этой части пояса проявляются процессы взаимодействия Евразийской, Аравийской и Африканской литосферных плит.

К настоящему времени накоплен большой массив данных повторных наблюдений на пунктах GPS. Наибольшее внимание уделялось в последнее время выполнению GPS измерений в Краснодарском, Ставропольском краях и в Дагестане. Определение координат пунктов и их изменений во времени производится в разных системах: ITRF, Евразийской, локальной, и относительно отдельных пунктов (рис. 3, 4).



Рис. 3. Вектора скоростей горизонтальных движений пунктов GPS для территории Северного Кавказа в ITRF2005 за 2004-2009 гг.

По последним данным [2] спутниковых наблюдений на территории и в окрестностях Аравийско-Евразийской зоны континентальной коллизии обеспечивают точные ($\pm < 1$ мм/год) оценки распределения современных движений в крест наиболее активных структур, охватывая всю зону коллизии. Сравнение геологических и геодезических оценок движений вдоль разломов и взаимного перемещения плит, а также отдельных блоков показывают, что они эквивалентны в пределах разрешения имеющихся данных.

На основе многолетних точных GPS измерений можно исследовать современную геодинамическую эволюцию зоны коллизии [4, 5]. Неожиданным является отсутствие существенного сокращения земной коры на Малом Кавказе и на Восточно-Турецком плато – это регион, вероятно, вращается как когерентная часть относительно Евразии вокруг полюса, расположенного вблизи восточной части Черного моря.

Укорочение, прежде всего, ограничивается Главным Кавказским хребтом, югом Большого Кавказа, увеличивавшись с запада (~ 3 мм/год) на восток (~ 12 мм/год) вдоль фронта хребта. Дополнительное сокращение происходит вдоль северной границы восточной части Большого Кавказа в Дагестане (~ 4 мм/год) (рис. 4).

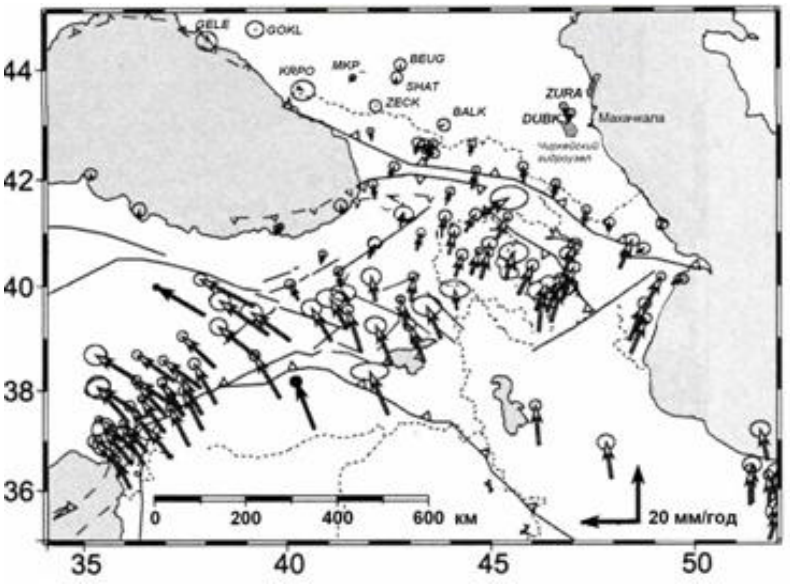


Рис. 4. Карта векторов скоростей горизонтальных движений северо-восточной части Средиземноморской геодинамической сети относительно Евразийской плиты

Современные движения земной коры Балтийско-Ладожско-Онежского региона

В последние годы вновь возрос интерес к изучению послеледникового Фенноскандинавского поднятия. Использование спутниковых GPS технологий позволяют определять скорости подъема в пунктах GPS измерений и увеличить площади изучения вертикальных движений в сочетании с методом точных повторных нивелировок. Именно на территории этого региона на острове Финского залива в городе Кронштадте расположен уровнемерный пост (Кронштадский футшток), по данным измерений на котором получен средний многолетний уровень Балтийского моря, принятый за отсчетный нуль при определении нормальных высот земной поверхности – начало Балтийской системы высот. В связи с тем, что конструкция закрепления и расположение начала отечественной системы высот перестали соответствовать современному уровню требований долговременной стабильности, в 80-х годах прошлого века начались работы по ее реконструкции. В результате был создан дублер старейшего в стране футштока и сеть реперов постов специальной конструкции [1]. Внедрении спутниковых технологий в практику высокоточных геодезических определений и геодинамических исследований началось здесь с 1993 г. На последней «Карте современных вертикальных движений земной поверхности Северо-запада России и Финляндии», составленной по данным повторного нивелирования I и II классов и уровнемерных наблюдений, уточнено распределение изолиний скоростей вертикальных движений: максимальный подъем до 8 мм/год присущ восточной части Ботнического залива, который постепенно уменьшается на восток к границам Балтийского щита. Условная граница между поднятием и опусканием проходит по Ленинградской области и Карелии.

Горизонтальные перемещения пунктов GPS на территории региона происходят с достаточно одинаковой средней скоростью, в ITRF составляющей 24 мм/год по направлению 61°-66° на северо-восток, и их отличие от скоростей ближних станций EPN составляет менее миллиметра. Значения скоростей изменения вертикального положения пунктов не постоянны, разнятся в зависимости от временного интервала между эпохами повторных измерений и алгоритма обработки. На фоне линейного тренда зафиксированы сложные вариации движений. Значения скоростей, осредненные за весь период наблюдений, ближе к значениям скоростей по данным нивелирования. Наибольшая активность в изменении вертикальных перемещений свойственна пунктам в регионе Северной Ладоги. Средняя скорость поднятия пунктов VALM (3,3 мм/год) и MELO (4,2 мм/год) и амплитуда вариаций оказались больше по сравнению с пунктами напобережье Онежского озера (1,4 мм/год на п. BOTS) и в Гирвасе (5,6 мм/год), [1, 3].

Таким образом, по данным дискретных GPS измерений скорости горизонтальных перемещений на Европейской части РФ составляют 2-3 см/год в северо-восточном направлении (в системе координат ITRF2005). Скорости движений и их направление для одних пунктов достаточно стабильны во времени, для других изменяются в зависимости от периода осреднения. Оценки показывают, что в локальной местной системе координат скорости горизонтальных движений составляют обычно несколько миллиметров в год и редко превышают 1 см/год.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодезия и гравиметрия. – М.: Научный мир, 2010.
2. Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Ergintav S., Kadirov F., Safarov R., Stepanyan R.. Kachakhidze M., Guseva T., Rosenburg N. Present-day kinematics of the Arabia-Eurasia collision zone and some possible implications for lithospheric dynamics // Sept. – 2009. AGU Meeting.
3. Galaganov O., Guseva T., N. Rosenberg N. , Gorshkov V., Scherbakova N., Poutanen M. Uplift of the Lake Ladoga and Lake Onega region // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2010. – Vol. 12. – 2010. – EGU2010-12888.
4. Reilinger R., McClusky S. et all. GPS contraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone a for the dynamics of plate interactions // JGR. – Vol. 111. – B05411. – 2006. – P. 1-26.
5. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным). Физика Земли. – № 9. – 1999. – С. 3-18.

УДК 550.394.4, 551.242.4

КАРТИРОВАНИЕ «ЖИВУЩИХ» РАЗЛОМОВ НА АКВАТОРИЯХ И НА СУШЕ ПО НАРУШЕНИЯМ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА И ВЫХОДАМ ГАЗА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, Е.В. Бурдакова

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Проводимая Минобрнауки России государственная стратегия снижения риска и уменьшения последствий чрезвычайных ситуаций предполагает решение задач комплексного мониторинга опасных геологических процессов. Важнейшим направлением деятельности в этой области стала разработка и внедрение в практику новых наукоемких технологий прогнозирования опасных геологических процессов. Поэтому разработка технологии прогноза землетрясений и других опасных геологических процессов в системе «берег-море» Севера-Запада России в районах действующих и строящихся стратегически важных и экологически опасных объектов является актуальной задачей.

При решении поставленной задачи совершенно очевидным стала необходимость изучения характера строения верхней части разреза геологической среды для принятия решения об установке единой прогностической системы для региона в целом. Требовалось найти новый подход к решению задач прогнозной сейсмологии и геоэкологии в ближней зоне на акваториях и в прибрежной зоне, характеризующихся слабой сейсмичностью, в том числе в районах действующих и строящихся стратегически важных и экологически опасных объек-

тов, хранилищах радиоактивных отходов, химических производств и других промышленных объектов, для которых слабые землетрясения, «живущие» разломы, оползни, провалы и другие геодинамические процессы представляют большую опасность.

Создание научно-технического задела включающего наукоемкие технологии мониторинга и прогнозирования состояния «живущих» разломов, оползней и других опасных геологических процессов выполнялось в системе «берег-море» Сосновоборского региона с целью выбора единого аппаратурно-методического комплекса для обнаружения и мониторинга предвестников исследуемых опасных геологических процессов.

В рамках реализации решения обозначенной выше задачи выполнялись научно-исследовательские и экспериментальные работы на акватории и прибрежных территориях Финского залива в районе Копоркой губы в период с 1998-2005 гг. В результате были разработаны методы мониторинга, прогноза и предупреждения образования экологически и геодинамически опасных зон на земной поверхности и в массиве горных пород, выбраны критерии технологических решений с целью снижения риска и уменьшения последствий природных и техногенных катастроф в системе «берег-море» Сосновоборского региона.

Исследование сейсмической активности земной коры в районах действующих и строящихся стратегически важных и экологически опасных объектов до недавнего времени относилось к малоисследованной области сейсмологии, так как слабые землетрясения, исходя из расчетной сейсмической устойчивости при строительстве зданий и сооружений таких объектов не принимались во внимание и считалось, что они не представляют значимой угрозы для безопасности их функционирования. В то же время, крайне слабые подвижки земной коры в зонах активных разломов, вспучивания, провалы и т.п. в зоне экологически опасных и промышленных объектов могут привести к катастрофе. Если промышленные объекты расположены над эпицентром слабого мелкофокусного землетрясения, то интенсивность толчка вполне достаточна для вывода его из строя или даже разрушения.

Воздействие на верхнюю часть разреза (ВЧР) геодинамических и техногенных нагрузок приводит к разрушению скелета пород и перераспределению твердых частиц грунтов ВЧР. Разрушения наступают не только от силы воздействия, но и от длительности приложенных нагрузок. Предварительные исследования показали, что разжижение грунтов ВЧР, вызванное разрушением глинистого скелета, – приводит к подъему текучих песчано-глинистых отложений по нарушениям ВЧР.

При разжижении отложений ВЧР грунт превращается в суспензию и теряет несущую способность, а возведенные на нем сооружения претерпевают усадки. К примеру, предварительные исследования на акватории Финского залива позволили выделить в зоне тектонического нарушения осадку донных отложений. Кроме того, разжижение слоев при разрушении скелета может привести к выдавливанию (выносу) на поверхность жидкости со взвешенными частицами. Подобные разрезы были обнаружены на объектах Ленинградской, Псковской, Архангельской и других областей. Поэтому при строительстве крупных промышленных и гражданских объектов необходимо предусматривать детальное исследование геодинамических характеристик среды на побережье и ближайшей зоне акватории с целью выделения, в первую очередь, «живущих» разломов.

В системе «берег-море» Копорской губы выявлены глубинные разломы в фундаменте и малоглубинные тектонические нарушения в осадочном чехле, зоны трещиноватости, мелкофокусные структуры, провалы, вспучивания и «грязевые вулканы», образовавшиеся за счет разжижения грунтов. На разрезах верхней части разреза зафиксированы признаки текучести песчано-глинистых отложений и неравномерное напряжение пород осадочного чехла. Зоны трещиноватости в разрезе распространяются как снизу вверх, так и сверху вниз, что свидетельствует, о воздействии крупных зданий на грунт. Для выполнения этих исследований в 1998-2005 гг. использовался разработанный во ФГУП «ВНИИокеангеология им. И.С. Грамберга» аппаратурный комплекс и соответствующая технология уникальной мобильной комплексной геофизической установки «СЕЙСМОЛАБОРАТОРИЯ».

Результаты этих многолетних исследований подтвердили необходимость продолжать систематические наблюдения для обеспечения безопасности функционирования стратегически важных и экологически опасных объектов. Для этого требуется создать плотную сеть реперных пунктов на территории Сосновоборского региона. Выполнение таких систематизированных исследований позволит обнаружить наиболее активные места разжижения песчано-глинистых отложений, провалы и вспучивания и «живущие» разломы, которые могут привести к катастрофическим последствиям на Ленинградской АЭС.

Разработанная в ходе проведения научно-исследовательских работ технология прогноза землетрясений и других опасных геологических процессов в системе «берег-море» на примере Северо-запада России, содержит в том числе апробированные методику и технику оперативной оценки состояния очаговой системы и меры ее активности, технологию мониторинга очаговых систем в районах строящихся и/или действующих крупных промышленных объектов в системе «берег-море, использующую мобильную сейсмическую обсерваторию.

Эта технология позволяет решать следующие задачи:

- картирование границ напряженно деформированных участков;
- изучение оползневых массивов;
- выполнять оценку техногенного влияния;
- оценивать влияние приливных сил на напряженное состояние земной коры;
- оперативно оценивать сейсмическую опасность по данным мониторинговых наблюдений;
- оценивать воздействие на напряженно деформированные участки земной коры удаленных сильных и слабых землетрясений. Эта технология может быть использована в качестве методического руководства для выполнения подобных оценочных исследований в любом регионе.

Сейсмоакустические исследования в транзитной зоне Копорской губы позволили выделить в верхней части разреза (ВЧР) характерные признаки тектонических нарушений и других аномальных изменений ВЧР, обусловленных напряженным состоянием пород осадочного чехла.

На рис. 1 представлен пример разрушения скелета пород (зоны 1-5) с потерей слоистости песчано-глинистых отложений верхней части разреза на акватории Копорской губы за счет горизонтального сжатия ВЧР, а на рис. 2 показан пример выделения зоны провала, образованного, по-видимому, во время локального растяжения осадочного чехла. Последующее сжатие, во время которого текучие песчано-глинистые отложения поднимались по разрезу вверх, привело к образованию грязевого вулкана. Динамика поднятия текучих песчано-глинистых отложений вдоль центрального канала видна на рис. 2. На правой части опущенного блока видны еще два небольших канала. Примеры обнаружения мощного (~ 70 м) провала в осадочных образованиях ВЧР и слабых нарушений – провалов (2, 3, 4), мощностью до 20 метров приведены на рис. 3.

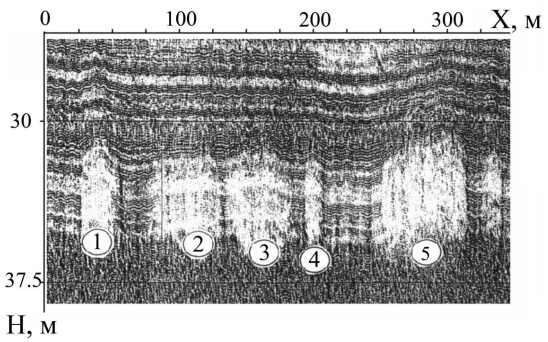


Рис. 1. Пример разрушения скелета песчано-глинистых отложений ВЧР за счет горизонтального сжатия

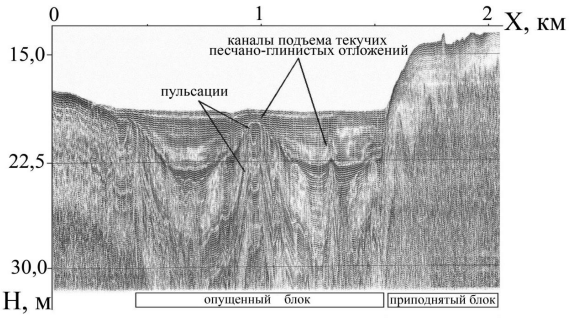


Рис. 2. Пример провала, образовавшегося в результате растяжения ВЧР в зоне разрушения скелета пород

Признаки современных «живущих» тектонических нарушений, выраженных в рельефе дна залива и его более глубоких и плотных слоях в виде провалов показаны на рис. 4. Чередование провалов и вспучиваний, свидетельствующих о наличии растягивающих и сдавливающих сил и образование текучих песчано-глинистых отложений, показано на рис. 1 и 2.

На рис. 5 приведен пример грабенобразного провала со вспучиваниями на крыльях структуры и останцами пород в центральной части. Также, на рис. 6 приведен пример обнаружения зоны разлома по серии вертикальных нарушений – сколов, выделенных по сейсмоакустическому зондированию. На рис. 7 представлен пример мощной (около 600-800 метров) тектонической зоны, образованной серией вертикальный нарушений с провалами и вспучиваниями.

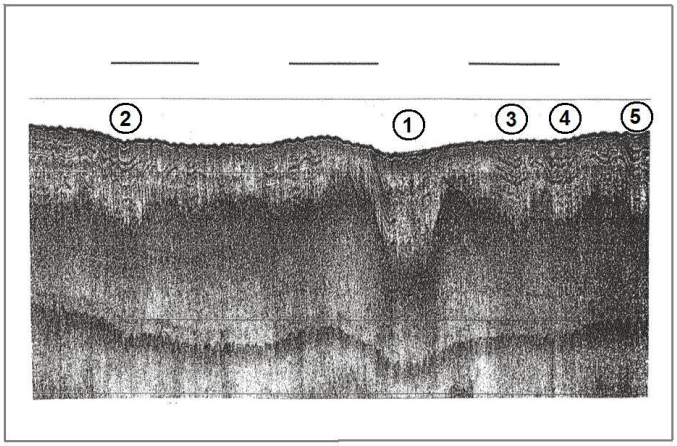


Рис. 3. Обнаружение мощного (около 70 м) провала (1) в осадочных образованиях ВЧР и слабых нарушений – провалов (2, 3, 4, 5) мощностью около 20 м

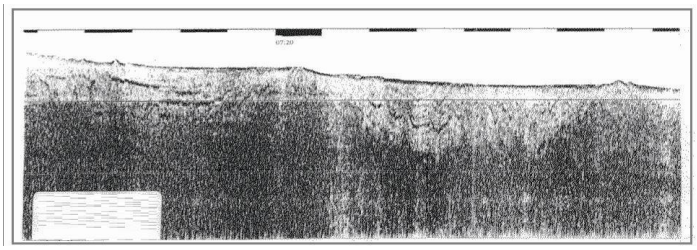


Рис. 4. Чередование провалов и вспучиваний, свидетельствующих о наличии растягивающих и сдавливающих сил и образовании текучих песчано-глинистых отложений

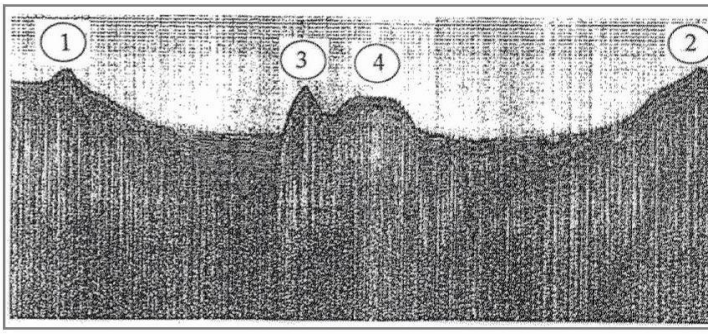


Рис. 5. Пример грабен-образного провала со вспучиваниями на крыльях структуры (1, 2) и останцами пород (3, 4) в центральной части, выделенных по сейсмоакустическому зондированию

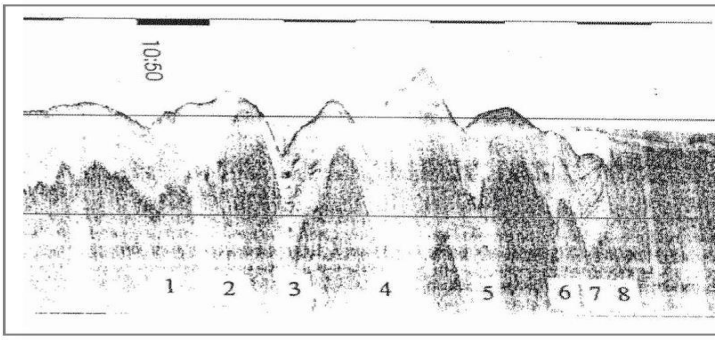


Рис. 6. Пример обнаружения разломной зоны по серии вертикальных сколов (1-8), выделенных по сейсмоакустическому зондированию

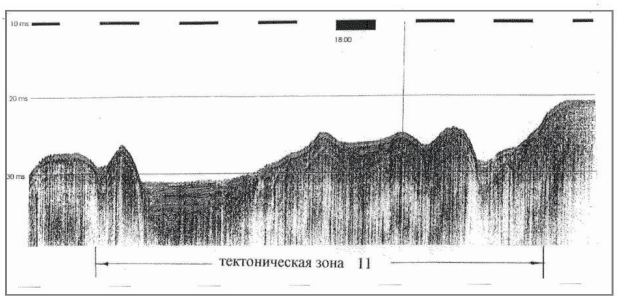


Рис. 7. Пример мощной (около 600-800м) тектонической зоны, проявившейся в образовании серии вертикальных тектонических сколов с отдельными провалами

Рис. 8 иллюстрирует выделение тектонического нарушения по смятию осадочных отложений ВЧР и выходу газа. В воде видны слабые газовые «факелы». Тектонические «живущие» нарушения, выделенные по нарушениям зоны разрушения слоистости осадочных пород, по которым выходит газ, представлены также на рис. 9 (А, Б, В).

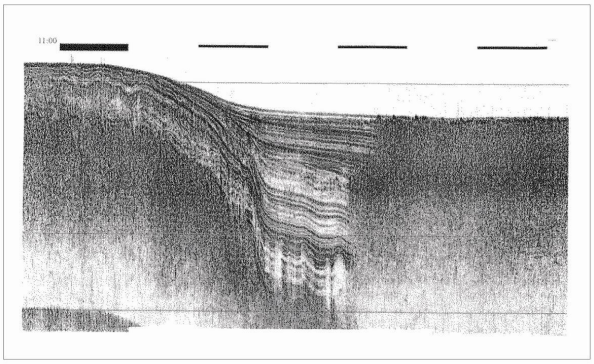


Рис. 8. Выделение тектонического нарушения по смятию осадочных отложений ВЧР и выходу газа (на рисунке справа). *В воде видны слабые газовые факелы*

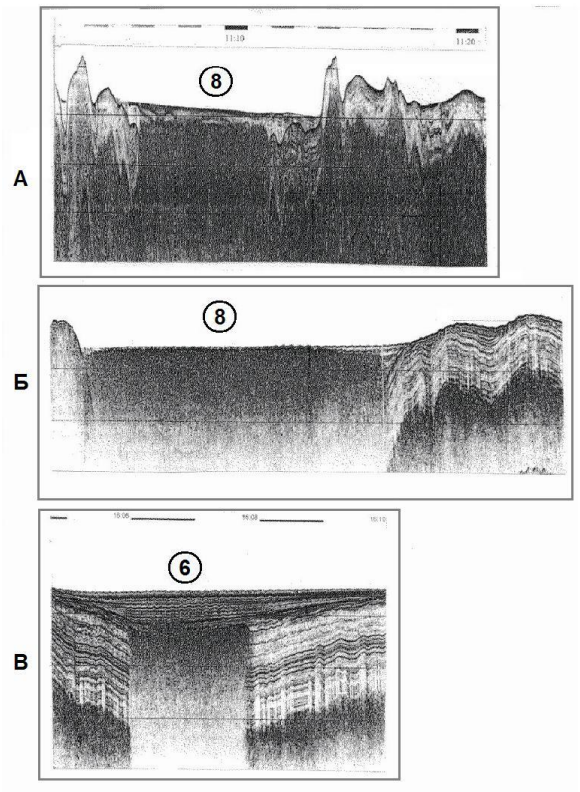


Рис. 9. Тектонические «живущие» разломы, выделенные по нарушениям и зонам разрушения слоистости осадочных пород, по которым выходит газ: *А – зона 8, маршрут 7, Б – зона 8, маршрут 32, В – зона 6, маршрут 32_1*

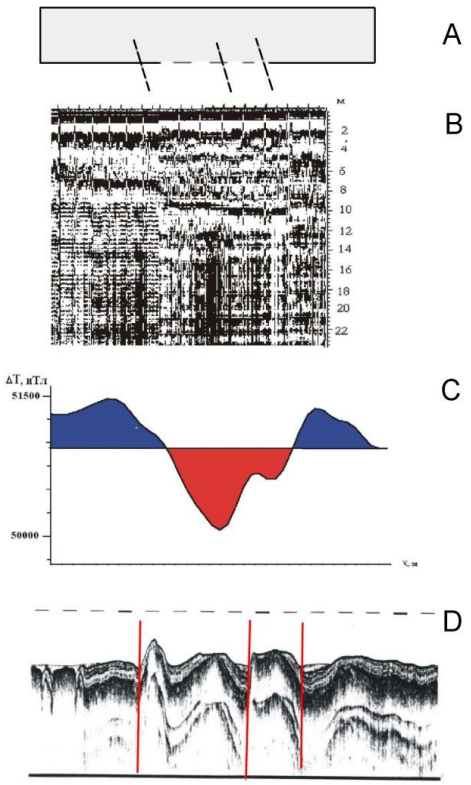


Рис. 10. Пример корреляции с акватории Копорской губы на сушу «живущей» зоны тектонического нарушения по данным комплексных геофизических исследований. *А – фундамент строительного объекта (нарушение показано пунктиром), В – разрез по данным радиолокационного зондирования, С – аномальное магнитное поле Земли, D – акустический разрез на акватории*

На основании рассмотренных результатов сейсмоакустических наблюдений на акватории Копорской губы можно предположить, что если тектонические нарушения проходят «сквозь» антиклинальные структуры, в которых на глубине содержатся водоносные и газоносные горизонты, то вдоль этих нарушений на поверхности могут наблюдаться грязевые вулканы. Разрывы в этом случае представляют собой жерло со случайно ориентированным обломочным материалом, перетертым и смешанным с водой и газом. Они (разрывы) производят разгрузку пластовых напряжений посредством воды, грязевых образований и газов, которые являются признаком более глубокого заложения нарушений. В связи с этим, на акватории Копорской губы следует выполнить картирование выхода газо-водно-грязевых и т.п. образований для прослеживания нарушений наиболее глубокого заложения, по-видимому, в фундаменте. Между этими нарушениями и/или зонами нарушений находятся более устойчивые образования ВЧР. Геодинамические процессы на акватории Копорской губы продолжают воздействовать на эти более устойчивые образования ВЧР.

Представленные примеры свидетельствуют о наличии в разрезах осадочного чехла Копорской губы признаков современных «живущих» тектонических нарушений, некоторые из них, по-видимому, имеют заложение в фундаменте.

Корреляция «живущих» разломов с акватории на побережье

По данным сейсмоакустического профилирования на акватории выделены «живущие» разломы, вдоль которых происходит разжижение прослоек глинистых пород, образующих скелет ВЧР и зоны потери этой слоистости за счет горизонтального сжатия пород. Эти зоны прослежены на суше по данным наземных исследований: магниторазведка, электроразведка (георадарная съемка). Результат сопоставления этих материалов представлен на рис. 10.

В зонах потери слоистости образуются текучие песчано-глинистые отложения, которые могут выдавливаться на поверхность во время сжатия и/или даже слабых (до 2-х баллов) землетрясений. Наличие «живущего» разлома ускоряет этот процесс и делает его более интенсивным, расширяя таким образом зоны «живущих» разломов. Именно поэтому авторы считают необходимым изучение особенностей строения верхней части разреза геологической среды при постановке задачи сейсмического районирования территорий и акваторий, прилегающих к крупным промышленным объектам, в том числе стратегически важным и экологически опасным. Выполнение же микросейсмического районирования без учета результатов мониторинговых исследований «живущих» разломов, на наш взгляд, является некорректным решением при оценке сейсмичности и обеспечении безопасности функционирования зданий и сооружений крупных промышленных объектов, возведенных на прибрежных территориях и, в первую очередь, это касается стратегически важных и экологически опасных объектов.

УДК 550.34.06.013.3

ТРЕНД-АНАЛИЗ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ПРИ КАРТИРОВАНИИ «ЖИВУЩИХ» РАЗЛОМОВ В ТРАНЗИТНОЙ ЗОНЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, Е.В. Бурдакова

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Сейсморазведочные исследования на побережье Копорской губы проводились в зоне выделенного по результатам ранее проведенных работ нарушения строения верхней части разреза (ВЧР) [1].

Работы выполнялись по методике преломленных волн. По двум профилям выполнена сейсмотомографическая обработка, заключавшаяся в подборе скоростного разреза $V(x,h)$, для

которого расчетные годографы совпадают с наблюденными. На скоростных разрезах (рис. 1, *а*) видно, что обычное для рыхлой осадочной толщи нарастание скорости с глубиной осложняется латеральными и вертикальными неоднородностями. Структура неоднородностей хорошо читается после вычета из поля скоростей регионального фона, представленного трендом I порядка (рис 1, *б*). Поле остаточных аномалий (рис. 1, *с*) обладает упорядоченной структурой. На глубинах, варьирующих от 0,02 до 0,05 км, выделяется высокоскоростной (высокоплотный) пласт мощностью до 20 м, осложненный субвертикальными неоднородностями разных порядков. По корреляции осей высокоскоростных аномалий отчетливо выделяются низкоскоростные линзы, окруженные высокоскоростной оболочкой. Линзы можно сопоставить с волноводными очагами, потенциально накапливающими сейсмическую энергию. Разрядка этой энергии проводится по субвертикальным зонам повышенной трещиноватости, где интенсивность остаточных аномалий падает (рис. 1, *с*).

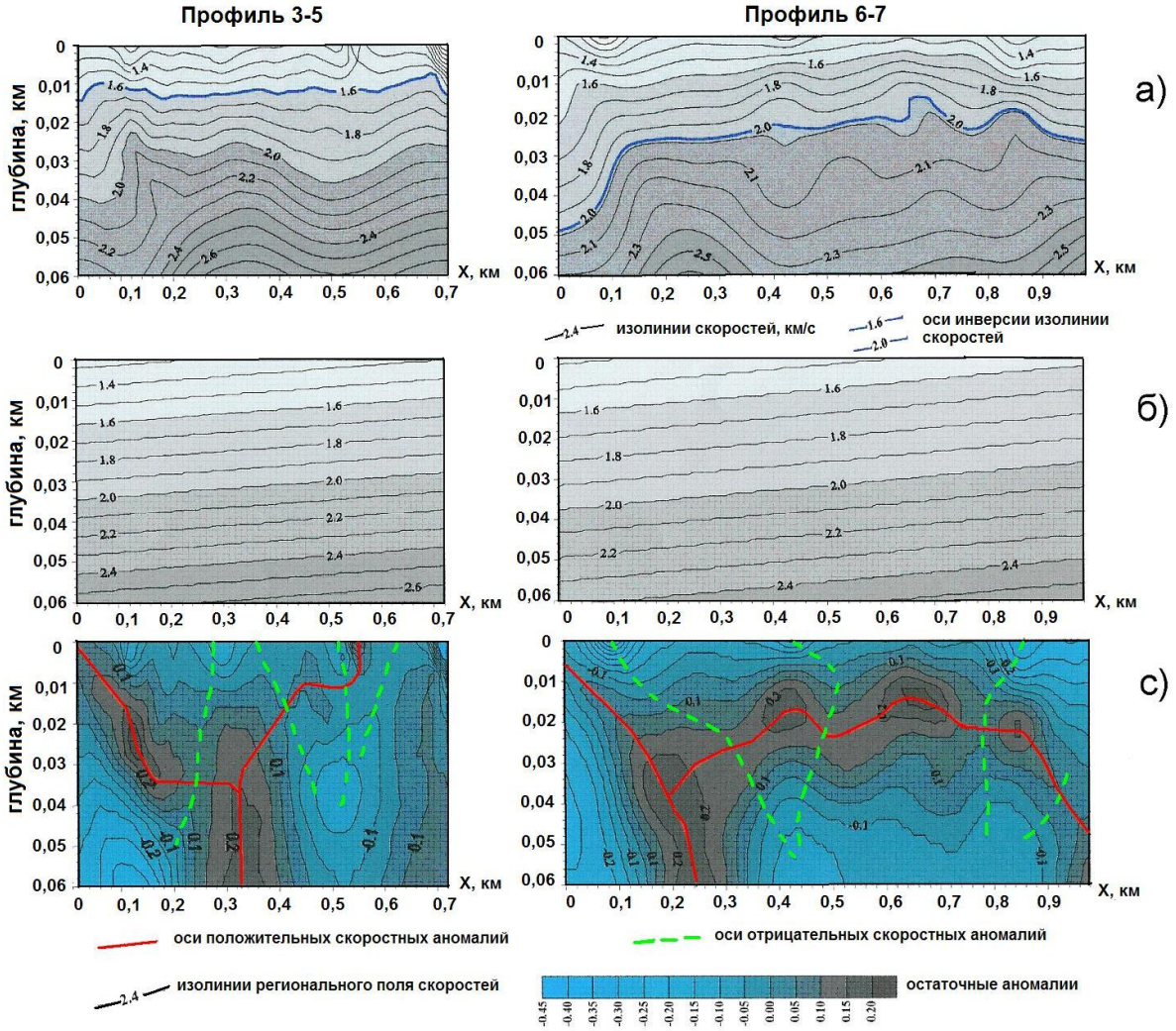


Рис. 1. Скоростные разрезы по профилям (*а*), региональные (*б*) и остаточные (*с*) аномалии поля скоростей по профилям 3-5 и 6-7

С точки зрения неотектоники наглядным представлением результатов может служить объемная скоростная модель, увязанная с данными других методов. Эти исследования потребуется проводить в будущем при создании опорных (реперных) разрезов с целью выбрать места установки датчиков сейсмической обсерватории для проведения мониторинга геодинамических процессов в данном районе.

Если грунты ВЧР находятся в естественном напряженном состоянии, то техногенные нагрузки и вибрация могут или релаксировать напряжения или ускорить наступление разрядки путем вспучиваний и провалов грунтов или слабых землетрясений, цепочки которых

контролируют разломы ВЧР. Для некоторых геологических структур разрядка может происходить после накопления техногенной энергии. Подобные накопительные структуры типа волноводов в ВЧР обнаружены нами (при участии ФГУП «Техморгео») при проведении сейсморазведки методом преломленных волн в транзитной зоне Копорской губы. Разлом в ВЧР выделяется по пониженным скоростям. Его оконтуривает зона повышенных скоростей (рис. 1, с) вместе они образуют «волновод-ловушку», одной из основных способностей которого является накопление энергии упругих волн [2].

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Паламарчук В.К. Картирование «живущих» разломов на акваториях и на суше по нарушениям структуры верхней части разреза и выходам газа на примере северо-запада России // Проблемы сейсмотектоники: Материалы международной конференции. – М., 2011.
2. Паламарчук В.К., Глинская Н.В. Очаг землетрясения в разломе // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. – Т.1. – Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2007. – С. 264.

УДК 550.343.64

ВЫБОР МЕСТ УСТАНОВКИ МОНИТОРИНГОВОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ В ЗОНЕ «ЖИВУЩИХ» РАЗЛОМОВ

Н.В. Глинская

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Асада Т. и Рикитаке Т. в своих работах определяют понятие «живущего» разлома, как разлом, смещения по которому происходили в течение последних 500-100 тыс. лет. Оценить смещение в течение столь длительного периода времени интересно лишь в историческом смысле. В книге японских ученых (Асада Т. и др., 1984) «Методы прогноза землетрясений» дается несколько определений «живущих» разломов:

– считается, что это разломы, неоднократно проявлявшие себя в недавнем геологическом прошлом, вероятно, еще возобновят свою деятельность в будущем;
– разломы, которые неоднократно возобновляли свою деятельность в течение последних 500 тыс. лет.

В книге известного японского геофизика Рикитаке Т. (1979) к активным разломам отнесены такие, которые испытывают непрерывные медленные движения (смещения), не сопровождаемые сильными землетрясениями. К примеру, движение со скоростью нескольких сантиметров в год. Японские геологи и географы называют разлом активным также и в том случае, когда движения по нему происходили с перерывами в течение нескольких сотен или тысяч лет. Выполнена классификация основных активных разломов Японии, согласно скорости движения по разлому: (1-10), (0,1-1) и < 0,1 м за 1000 лет.

Эти определения можно считать необходимыми, но не достаточными. Они не позволяют рассмотреть и/или идентифицировать все виды разломов, оценить роль «затишья» в разломе, и найти критерии активности разломов любых видов, в любом месте и в любой не очень продолжительный промежуток времени. Кроме того, современные разломы, образо-

вавшиеся, к примеру, в результате техногенных воздействий, представляют не меньшую опасность, чем исторически активные.

Для задачи современной жизни при динамично развивающемся обществе, развитии инфраструктуры и повсеместном освоении акваторий и территорий, в том числе крутых склонов в прибрежной зоне имеют значения даже незначительные на первый взгляд смещения, происходящие в течение короткого промежутка времени, в течение суток, нескольких дней, месяцев. Особенно важно оценивать активность современной разломной тектоники при выполнении инженерных работ под строительство. Здесь имеют значение даже самые незначительные подвижки и методика изучения таких разломов должна позволять регистрировать момент образования микротрещин, оценивать процесс развития выявленной тектонически ослабленной зоны, под воздействием природных и техногенных факторов.

Для оценки подобной активности разломов необходимо осуществлять мониторинговые исследования на разломе и профильные – вкрест разлома.

Мониторинг – это наблюдение, систематизация и анализ некоторых событий, явлений, процессов, объектов и.т.п., которые выступают в качестве предмета мониторинга. В мониторинговых исследованиях активности «живущих» разломов в качестве предмета, помимо оценки смещений по разлому, выступают микроземлетрясения, прогнозирование которых может, к примеру, осуществляться по акустической эмиссии. Результатом мониторинга является база данных, содержащая идентификационные признаки зафиксированных процессов активности «живущих» разломов, включая их существенные характеристики: размеры, тип (модель) очаговой системы, основные внешние и внутренние природные и техногенные влияющие факторы, оценка характера изменчивости активности во времени и т.д. На основании мониторинга могут быть сделаны выводы о развитии зоны активности исследуемого «живущего» разлома. Полученные результаты могут быть использованы для прогнозирования активности выявленной зоны, а также при проектировании и строительстве зданий и сооружений в зоне «живущего» разлома.

Выбранный способ оценки активизации можно применять для решения различных задач. В основу метода положена модель накопления энергии упругой отдачи в местах «зацепки» на краях бортов трещин. Трещины больших и малых размеров, создающие соответственно микроземлетрясения большие (слабые землетрясения) и малые (ультрамикроземлетрясения) (рис. 1).

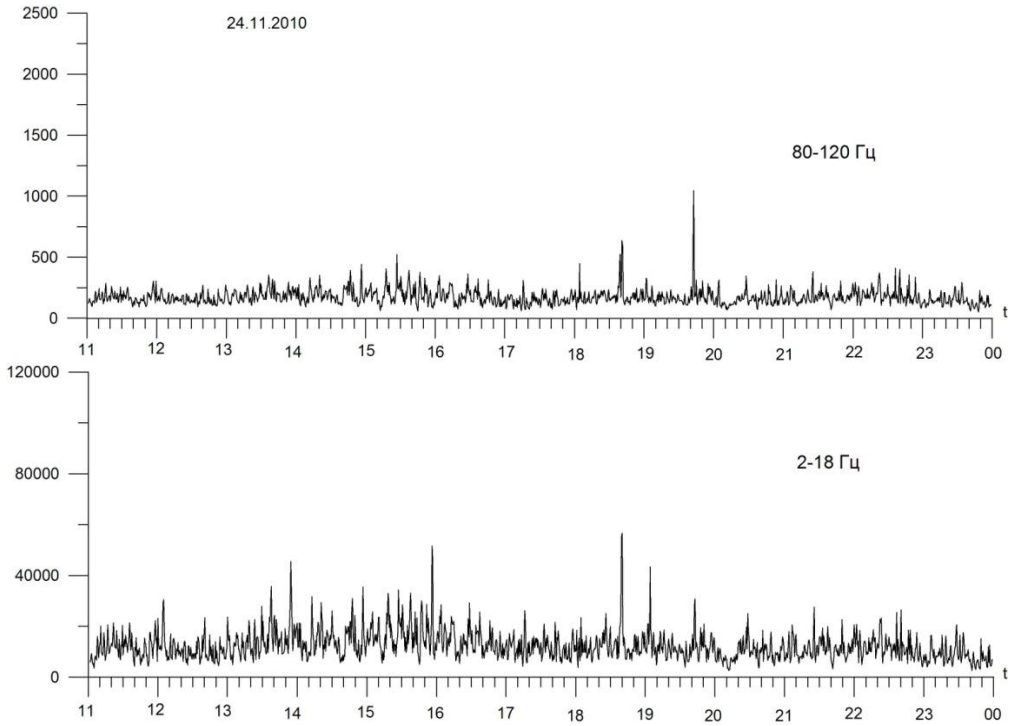


Рис. 1. Пример регистрации серии ультрамикроземлетрясений по результатам мониторинга

На рис. 1 приводится результат мониторинга в зоне «живущего» Псковско-Палдиского разлома 24 ноября 2010 года с 11:00 до 24:00, во время которого в ближней к акустической станции зоне происходило массовое образование трещин и произошло микроземлетрясение. На рис. 2 приводятся результаты мониторинга 23-24 ноября 2010 года в период времени с 13:15 до 00:15. Во время этого периода образования микротрещин практически не отмечено. Зато происходило накопление энергии упругой отдачи, которое привело к сильному микроземлетрясению.

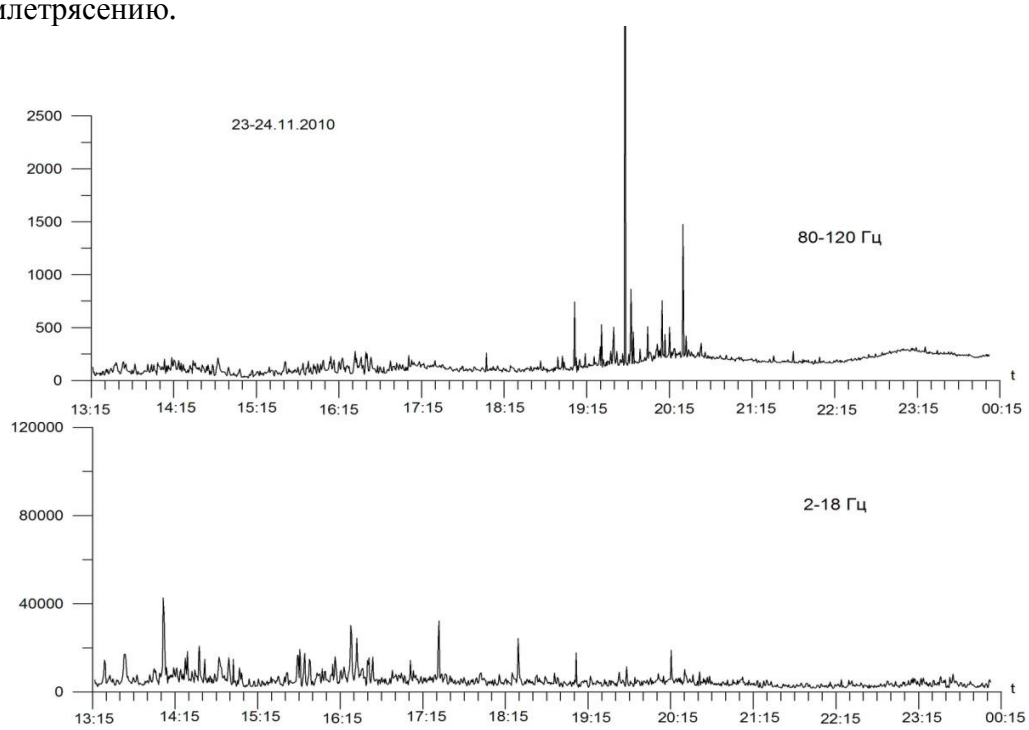


Рис. 2. Пример регистрации сильных микроземлетрясений в «спокойной» среде

Таким образом, в выбранной точке «живущего» разлома наблюдается: ультрамикроземлетрясения, микроземлетрясения в ближней (высокие и низкие частоты спектра) и дальней (только низкие частоты) зонах, «затишье» и реакция разлома на приливные процессы. Именно в этой точке можно осуществлять продолжительный мониторинг для оценки активизации исследуемого «живущего» разлома.

Заключение

Выбор места установки мониторинговой станции должно быть обусловлено возможностью регистрации признаков активизации разломной зоны: – процесс трещинообразования; – затишье как признак накопления упругой энергии; – микроземлетрясения – как признак накопления-сброса упругой энергии. Кроме того, акустическая станция должна позволять по своим технически характеристикам регистрировать на низких и высоких частотах близкие и удаленные микроземлетрясения.

Для изучения поверхностных волн от близких микроземлетрясений и слабых землетрясений сейсмоакустическая станция должна быть трехкомпонентной. Дополнительно по обе стороны от трехкомпонентной станции на линии ортогональной предполагаемому простиранию исследуемого разлома могут быть установлены однокомпонентные Z-датчики акустической эмиссии.

Трехкомпонентная станция устанавливается в месте максимального выхода энергии акустической эмиссии, полученной в результате суточного мониторинга на пересекающем разлом профиле. К примеру, профиль проходится в течение суток каждый час. Кроме того, точка стоянки должна быть максимально чувствительна к микроземлетрясениям и ультрамикроземлетрясениям на низких (к примеру, 1-20 Гц) и высоких (к примеру, 80-150 Гц) частотах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асада Т, Исибаси К., Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений / Под. ред. Асада Т., пер. с англ. – М.: Недра, 1984, – 312 с.
2. Рикитаке Т., Предсказание землетрясений / Пер. с англ. – М.: Мир, 1979. – 388 с.

УДК 550.343

ДАЛЬННОСТЬ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИ ВЗРЫВАХ

А.А. Годзиковская

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Проблема. Как правило, в слабоактивных регионах России тектоническая природа сейсмических событий у авторов параметрических строк не вызывает сомнения. Если же у пользователя возникает вопрос о природе источника, то аргументом в пользу тектонической являются свидетельства о макросейсмических проявлениях, наблюдавшихся на десятках километров. Дополнительным подтверждением именно тектонической природы источника авторы считают отсутствие сведений о проведении взрывных работ. Значительная магнитуда, ими же определенная по дальности регистрации и указанная в каталоге, также становится аргументом в пользу того, что природа данного события тектоническая: взрывы такой магнитуды невозможны. То есть, отнесение сейсмического события к категории «тектоническое» происходит **от противного**: других фактов нет, значит – событие тектоническое, тем более при указанной макросейсмической магнитуде.

В данном сообщении приведены редкие публикации о свидетельствах значительной дальности макросейсмических проявлений при взрывах.

Редкость подобных сведений, особенно в «доинтернетное» время, объясняется тем, что, как правило, эти сейсмические события являются незапланированными или неверно проводимыми взрывами по ликвидации боеприпасов или следствием чрезвычайных ситуаций на шахтах и больших карьерах. И те, и другие события долгие годы в нашей стране не подлежали гласности. В настоящее время разглашение чрезвычайных ситуаций, связанных с взрывами, горными ударами, так же не приветствуется, но есть интернет.

Три примера информации о макросейсмических проявлениях при взрывах

1. **1994 г.** Газета «Труд» от 17 мая 1994 г. «...*Эхо взрыва в Новонежине докатилось до Артема, Шкотово, Большого Камня. Даже во Владивостоке, который находится почти в сотне километров, ощущалось легкое землетрясение*».

2. **2008 г.** Интернет (http://www.vesti.ru/doc.html?id = 22714&t_only = 1):

Жители Владивостока ощутили сильные толчки *(26.11.2008 г.; 10:44)*[1]

Жители Владивостока в 12:30 по местному времени ощутили сильные толчки. Находящиеся на улицах люди почувствовали воздушную волну. Неофициальные источники уже возложили ответственность за тревогу на военных. По их версии, на полигоне Тихоокеанского флота на мысе Клерк, в 50 километрах от Владивостока, не рассчитали силу заряда при утилизации боеприпасов.

В Приморье военные не рассчитали последствия подрыва боеприпасов (26.11.2008 г.; 11:43)

Последствия мощного взрыва при утилизации старых боевых снарядов Тихоокеанского флота ощутили на себе жители населенных пунктов южного Приморья. В десятках домов поселка Славянка взрывной волной выбиты стекла, во *Владивостоке шатались здания*… И там же далее: Взрыв на полигоне ощутили на себе жители Владивостока, который находится в 50 км от Славянки. Практически во всех высотных зданиях города люди ощутили колебания, как при землетрясении (подчеркнуто автором).

[1] Дата в сообщении не обозначена. Судя по указанной дате, события произошли до 26.11.2008 г.

3. **2011 г.** [1]. **Сейсмические события техногенной природы в 2005 г. на Камчатке**:

В 2005 г. на Камчатке, помимо землетрясений, сетью сейсмических станций было зарегистрировано 5 событий, вызванных взрывами: четыре – 30 сентября и одно – 1 октября. Место взрывов, район поселка Южные Коряки, находится на расстоянии ≈ 40 км от г. Петропавловска-Камчатского… Взрывы зафиксированы ближайшими от эпицентров станциями камчатский сети, расположенными на расстояниях от 38 до 132 км.

№	Дата	t_0: ч мин с	$\varphi°$, N	$\lambda°$, E	h, км	Ks
1	30.09	17 33 25.4	53.263	158.063	0	7,3
2	30.09	19 53 38.0	53.271	157.985	0	6,1
3	30.09	20 00 20.3	53.268	158.059	0	7,1
4	30.09	20 13 30.0	53.268	158.055	0	6,1
5	01.10	00 37 44.9	53.222	158.103	0	5,3

В ближайших от места событий поселках Южные Коряки (1 км), Зеленый (3 км), Березняки (3 км), Центральные Коряки (5 км), Лесной (7 км), Раздольный (11 км) и дачных участках наблюдалась одинаковая макросейсмическая картина. Люди ощущали сотрясения и сильный грохот, которые были вызваны ударными волнами. Сотрясения совершенно не походили на те, что вызываются землетрясениями: не дрожал пол, не было ощущения вибрации здания. Мощная ударная волна от взрыва, произошедшего в $20^h\,00^m$, вызвала повреждения многих построек (MSK-64 – 7 баллов): были выбиты стекла, рамы, двери в домах (как входные, так и межкомнатные), в печах и печных трубах возникли тонкие трещины, с крыш отрывало шифер вместе с гвоздями («шифер как будто подпрыгивал»). При этом люди ощутили сильное, резкое, очень неприятное давление на уши. Дом фермера с хозяйственными постройками, стоявший на расстоянии не более 200-300 м от места взрывов, оказался полностью разрушен (возможно – 6 ÷ 7 баллов).

Акустическую волну, сопровождавшую взрывы можно было слышать и в более отдаленных населенных пунктах, таких как г. Елизово (20 км), п. Начики (32 км) и г. Петропавловск-Камчатский (40-50 км[2]). Там был слышен гул, дребезжали стекла, а во время самого сильного взрыва распахивались незапертые форточки и срабатывала сигнализация автомобилей.

«… дребезжание окон, дверей, посуды …»; «… дребезжание посуды и оконных стекол …»: по MSK-64 данные описания соответствует 4 баллам. Такие макросейсмические проявления возможны при землетрясениях с M ≥ 3,4 ÷ 4,0 (шкалы MSK-64 и Росси-Голицына).

Акустическую волну, сопровождавшую взрывы можно было слышать и в более отдаленных населенных пунктах, таких как г. Елизово (20 км), п. Начики (32 км) и г. Петропавловск- Камчатский (40-50 км). Там был слышен гул, дребезжали стекла, а во время самого сильного взрыва распахивались незапертые форточки и срабатывала сигнализация автомобилей.

На сейсмограммах, записанных наиболее близкими по расстоянию и находящимися в «прямой видимости» от эпицентральной зоны станциями (KOK, AVH, UGLR, PET), отчетливо видна акустическая волна, по своей амплитуде превышающая колебания грунта.

Обсуждение. На рис. 1 приведена копия рис. 6 из работы [1], на которой добавлены траектории ударных сейсмических волн от места взрывов на п. Начики, и городов Елизово и Петропавловск-Камчатский.

По приведенным макросейсмическим описаниям в Петропавловске-Камчатском взрывы проявились интенсивностью в I_i = 3÷4 балла.

Используя уравнение макросейсмического поля Камчатки ($I_i = K_Ф – 2{,}63 \lg r – 0{,}0087\, r$ 2,1 [3, с. 30]) можно рассчитать:

[2] Петропавловск-Камчатский вытянут примерно более чем на 10 км, как раз «вдоль» траектории Южные Коряки – Петропавловск-Камчатский.

– при землетрясении с K = 7,3 (M = 1,8) на расстоянии 50 км интенсивность I_i = 0 баллов;
– наблюденная интенсивность I_i = 3 ÷ 4 баллов на расстоянии 50 км могла быть при тектоническом землетрясении с $K_Ф$ = 11, то есть, магнитуде M ≈ 4,3 (для Камчатки $K_Ф$ = 1,5 M + 4,6; [3, с.30]).

Закономерность макросейсмических проявлений при сейсмических событиях разной природы априори различна. На настоящее время в этом направлении исследований крайне мало. Известна формула макросейсмического поля для горно-тектонических ударов [2], которая была уточнена автором после Соликамского горно-тектонического удара 1995 г.

$$I_0 = b \cdot M + \nu \lg h + c, \text{ где: } b = 0{,}45;\ \nu = -1{,}37;\ c = 3{,}6.$$

Если исходить из того, что процессы при горных ударах в шахтах значительно ближе к взрывной природе, чем к тектонической, то получается, что в ближней эпицентральной зоне камчатских взрывов могла наблюдаться интенсивность до 7 баллов. Это соответствует приведенным выше описаниям [1].

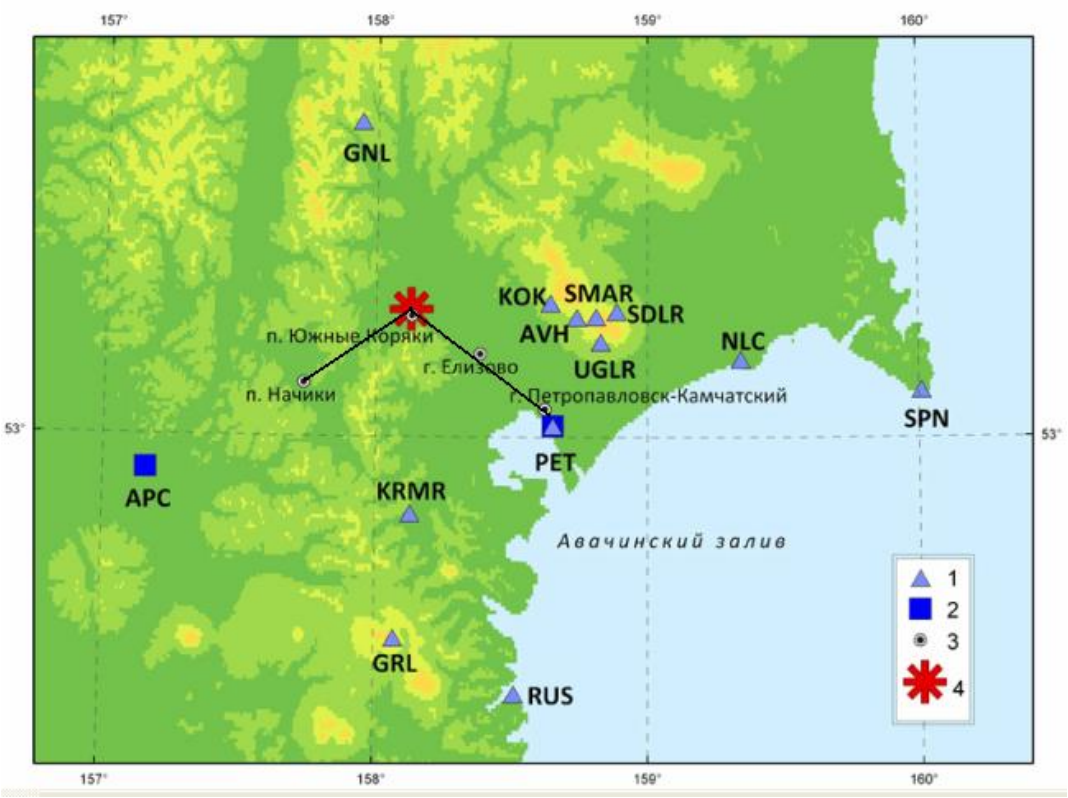


Рис. 1. Расположение станций сейсмической сети КФ ГС РАН, зарегистрировавших взрывы 30 сентября – 1 октября 2005 г. *1 – радиотелеметрические сейсмические станции (SPN – «Шипунский», GNL – «Ганалы», NLC – «Налычева», SDLR – «Седловина», KOK – «Коряка», AVH – «Авача», SMAR – «Сомма», UGLR – «Угловая», PET – «Петропавловск», GRL – «Горелый», RUS – «Русская», «KRMR» – Карымшина; 2 – цифровые сейсмические станции (APC – «Апача», PET – «Петропавловск»); 3 – населенные пункты; 4 – район взрывов*

Прямыми линиями указаны траектории ударных волн по направлениям к п. Начики и городам Елизово и Петропавловск-Камчатский.

В данном случае при взрывах с K ≈ 7,3 (M = 1,8) в эпицентре и на эпицентральном расстоянии около 50-60 км соответственно наблюдалась интенсивность I_0 = 7 и I_i = 3 ÷ 4 баллов.

Напомним, что дальность макросейсмических проявлений многими исследователями используется как аргумент в пользу того, что природа источника тектоническая.

Диалог обычно протекает по следующей канве.

Автор. На расстоянии 50 км наблюдалась интенсивность 4 балла, следовательно, источник имел $M \geq 4$ ($K \approx 11$).

Оппонент. Но возможно это был взрыв.

Автор. Но был слышен гул, и событие такой магнитуды не может быть взрывом.

То есть, Автор параметрической строки, не учитывая природу события, оценивает $M = 4{,}0$ ($K \approx 11$), исходя из того, что на расстоянии 40-50 км от источника наблюдалась интенсивность в 4 балла. А потом, свою завышенную оценку кладет в основу аргументации того, что данное событие не может быть взрывом, тем более был слышен гул.

Действительно, взрывают обычно столько взрывчатого вещества, что на сейсмических станциях фиксируются сейсмические события $M = -0{,}4 \div 2{,}3$ ($K = 4 \div 8$) и очень редко $M = 2{,}3 \div 3{,}6$ ($K = 8 \div 10$) и более. И при взрывах привычно слышать сам момент взрыва, а не гул.

Для исследователей сейсмичности в слабоактивных регионах, значение публикации [1] невозможно переоценить. Это первая работа, в которой приведены система наблюдений и сейсмограммы зарегистрированных взрывов, макросейсмические описания в ближней эпицентральной зоне и указана дальность макросейсмических проявлений. При этом очевидно, что дальность во многом обусловлена *«прямой видимостью»*.

Однако это нельзя рассматривать как результаты макросейсмических обследований. Безусловный интерес представляли бы изосейсты этих событий, конфигурация которых будет ограничена «прямой видимостью», и оценки проявлений с точки зрения инженерной сейсмологии. Подобных публикаций просто нет, хотя актуальность подобного рода работ в областях пониженной сейсмической активности, где проводится множество взрывных работ (к примеру, на Урале, Кольском полуострове, Восточно-Европейской платформе), не вызывает сомнений.

Большая неясность в особенностях макросейсмических проявлений за пределами ближней эпицентральной области таких явлений, как горно-тектонические удары и карстовые провалы. И те, и другие явления давно описывались обывателями и журналистами. Иногда с позиций возможной их природы, значительно чаще макросейсмические колебания представлялись однозначно как следствия землетрясения, понимая под эти словом именно тектоническое землетрясение. Но, так или иначе, описания, которые попадали к специалистам сейсмологам, составлены неспециалистами. И эти описания никак нельзя рассматривать и использовать как макросейсмические обследования.

С появлением сейсмических станций макросейсмические свидетельства стали уходить на задний план, а зарегистрированные колебания уже более «однозначно и уверенно» рассматриваются/представляются как следствие тектонической активности.

К настоящему времени в каталогах слабоактивных регионов очень большое количество сейсмических событий, «по умолчанию» отнесено к тектонической природе. Последние годы целенаправленные работы по выявлению природы сейсмических событий проводятся в:

- Институте динамики геосфер: в Москве, под руководством И.А. Саниной;
- Геофизической службе РАН: на Кольском работы В.Э. Асминга и Ю.А. Виноградова; в Обнинске работы И.П. Габсатаровой; в Новосибирске работы под руководством А.Ф. Еманова.

Однако поиск распознавательных признаков взрывов и землетрясений по цифровым записям, пока не увенчались успехом.

Сегодня с достаточной уверенностью отнести сейсмическое событие к категории взрыв можно только в тех случае, когда:

- координаты события совпадают с известным карьером, и форма сейсмической записи идентична другим событиям из этого района;
- есть документ, подтверждающий, что в данном месте и в данное время определенная организация проводила взрывные работы.

Если сейсмическое событие произошло в районе промышленных разработок, определить однозначно природу – взрыв или горно-тектонический удар – проблематично, как по макросейсмическим проявлениям, так и по особенностям сейсмической записи [4]. Естест-

венно, если однозначно оценить природу событий настоящего времени, по горячим следам затруднительно, то, тем более, нельзя выявить природу событий прошлых лет, изначально попавших в каталоги в качестве тектонических землетрясений. Большая сложность заключается в том, что у составителей каталогов просто не возникало сомнений, что они регистрируют и определяют параметры сейсмических событий не известной природы. Тем более пользователи, к примеру, геологи, проводя, сопоставительный анализ сейсмичности с особенностями геологического строения в слабоактивных регионах, не знают, что сопоставление проводиться в большей степени с эпицентральным полем взрывов, а не с эпицентральным полем тектонических землетрясений.

Каталоги землетрясений являются основой при решении целого ряда задач прикладной сейсмологии, одна из которых – определение расчетного балла при проектировании, строительстве и эксплуатации особо ответственных объектов. Таким образом, нахождение в каталогах взрывов в качестве тектонических землетрясений приводит к заведомо неверным оценкам величины расчетного балла. Один взрыв – 30 декабря 1954 г – с M = 3,5, попавший в Новый каталог [3] в качестве землетрясения с M = 4,8 определил целую область на Восточно-Европейской платформе с расчетной интенсивностью 7 баллов [5, 6]. Никаких публикаций, на основании которых была определена M = 4,8, не найдено.

Вместо заключения. В настоящее время в интернете можно найти сведения о нештатных ситуациях в военных подразделениях в районах Белого моря, Урала, Дальнего Востока и т.д. Безусловно, такая информация требует уточнения. Газетные публикации также нельзя использовать «напрямую». И тот, и другой источник логично рассматривать как побудительный фактор для целенаправленных исследований макросейсмических проявлений при сейсмических событиях близких энергий, но разной природы. Анализ макросейсмических свидетельств конкретного события должно начинаться с обследования эпицентральной зоны. Маловероятно, что тектоническое землетрясений с $M \leq 4$ будет иметь какие-либо проявления на поверхности земли. Но можно ожидать, что взрыв самой малой магнитуды, оставит на поверхности вполне «читаемые» следы [7]. И, однозначно, отнесение сейсмического события к категории «тектоническое» **от противного** (других фактов нет, значит – событие тектоническое), в слабоактивных регионах очень ненадежный/пагубный путь аргументации, который ложится в начало логических цепочек, конечным звеном в которых получается расчетный балл с номиналом 7.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чеброва А.Ю., Левина В.И., Иванова Е.И., Митюшкина С.В., Чебров В.Н., Раевская А.А., Гусева Е.И. Камчатка и Командорские острова // Землетрясения Северной Евразии 2005 года. – Обнинск: ГС РАН, (в печати).
2. Ломакин В.С. Интенсивность и магнитуда горно-тектонических ударов // Геомеханика в горном деле. Докл. междунар. конф., Екатеринбург, 19-21 нояб. 2002. – Екатеринбург: Изд-во ИГД УрО РАН, 2003. – С. 268-275.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1974 год. – М.: Наука. 1977. – 535 с.
4. Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов по сейсмичности Кольского полуострова и прилегающих территорий в XX веке. – М.: ООО «Ваш полиграфический партнер», 2010. – 135 с.
5. 5. Годзиковская А.А., Бесстрашнов В.М., Лабзина Е.Ю. Землетрясения и взрывы Восточно-Европейской платформы // Природные опасности России; сейсмические опасности. – М.: Из-во «Крук», 2000. – С. 46-53.
6. 6. Чепкунас Л.С., Левшенко В.Т., А.А. Лопанчук. Результаты анализа инструментальных данных для Тамбовского землетрясения 30 декабря 1954 года // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 4. – 2003. – С. 56-67.
7. Альварес Л, Годзиковская А.А., Раутиан Т.Г. Сейсмичность и сейсмический режим Кубы и прилегающих акваторий // Исследования сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). – М.: Наука. 1983. – С. 57-81.

УДК 551.24+550.34

ЦУНАМИГЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ БЫСТРОТЕЧНОГО ФОРМИРОВАНИЯ МЕГАСКОЛОВ РИДЕЛЯ *R'* ПРИ ОБЪЕДИНЕНИИ КУЛИСООБРАЗНО РАСПОЛОЖЕННЫХ МЕГАТРЕЩИН ОТРЫВА

М.А. Гончаров, Н.С. Фролова, В.С. Захаров, П.Н. Рожин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Введение. Как известно, сопряженные трещины или разрывы скалывания (в частном случае – сколы Риделя R и R' в обстановке сдвига) возникают симметрично относительно оси максимального сжатия σ_3 под углом $\leq 45°$ к этой оси. Трещины же отрыва или раздвиги возникают по нормали к оси максимального растяжения σ_1 (рис. 1). В настоящее время, на основе главным образом экспериментальных данных, укрепилось мнение, что чаще всего в зонах сдвига доминируют сколы R, образующие небольшой угол с осью такой зоны.

Однако в последнее время появились сведения, свидетельствующие о существенной роли R′-сколов в зонах субдукции. Отмечены зоны, в которых сильные землетрясения, не сопровождающиеся цунами, чередуются во времени с сильными цунамигенными землетрясениями [1]. На схеме (рис. 2) показано расположение и ориентировка очагов таких землетрясений. Эта ориентировка такова, что в зоне сдвига, обусловленного поддвигом океанической плиты, полого падающие сейсмические очаги могут быть квалифицированы как сколы Риделя R, а круто падающие очаги – как сколы R' (см. рис. 1).

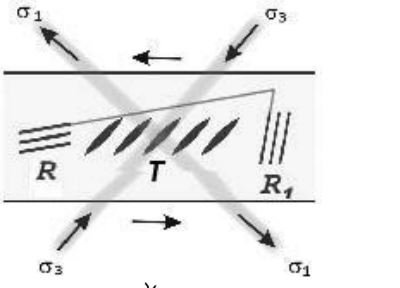


Рис. 1. Типичные сколы Риделя (*R* и *R'*) и трещины отрыва (*T*) в обстановке сдвига

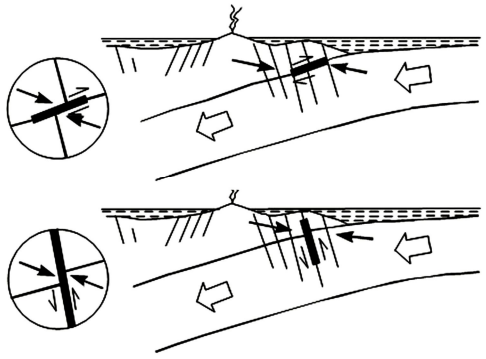


Рис. 2 ([Рогожин и др., 2006] с сокращением). Модель возникновения полого падающих и круто падающих сейсмических очагов (толстые черные отрезки) на материковом склоне островной дуги. *Белые стрелки – направление движения океанической плиты, черные стрелки – оси напряжения сжатия, односторонние черные стрелки – смещение крыльев действующей плоскости в очаге. В кружках слева показаны в укрупненном виде смещения в очагах землетрясений*

Постановка задачи. Итак, в экспериментах почти всегда, за редким исключением, преобладают сколы R, в природе же в некоторых случаях предполагается существенная роль сколов R'. Кроме того, часто возникает необходимость структурной интерпретации геологических данных (например, дистанционных, геофизических) по сдвиговым зонам, когда среди множества линеаментов разной ориентировки надо распознать те или иные кинематические типы разрывов. В связи с этим исследование, направленное на выявление факторов, под влиянием которых в геодинамических обстановках сдвига преобладают в одних случаях синтетические сколы Риделя R, (близко-параллельные плоскости сдвига), в других случаях – антитетические сколы Риделя R' (близко-перпендикулярные плоскости сдвига), либо развиты оба типа сколов, весьма актуально.

Сдвиговые обстановки в широком смысле этого слова можно подразделить на два типа: горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова, рис. 3, *а*) и горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле, рис. 3, *б*). Первая из названных обстановок («сдвиговая») в аспекте развития в ней сколов Риделя изучена несравненно лучше, чем вторая. Такая обстановка многократно моделировалась и, главное, она исключает возникновение аномалий силы тяжести и компенсирующей эти аномалии изостазии. В связи с этим на первом этапе исследований мы поставили перед собой задачу выяснить различие в эволюции сколов Риделя *R* и *R′* в этой геодинамической обстановке и его причины.

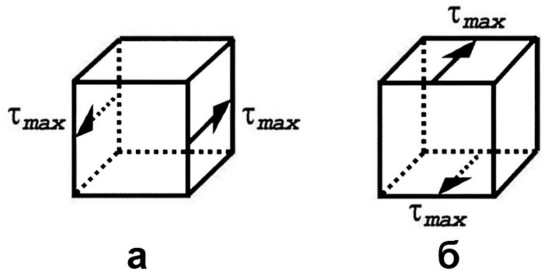


Рис. 3. Геодинамические обстановки: *а – горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости («сдвиговая» обстановка в геологическом смысле этого слова); б – горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости («надвиго-поддвиговая» обстановка в геологическом смысле)*

Сколы Риделя в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости. В многочисленных экспериментах по воспроизведению сдвиговых зон вначале формируются сколы обоих типов, но по мере дальнейшего сдвигания довольно скоро начинают резко преобладать *R*-сколы. Чаще всего в качестве возможного фактора такого преобладания предполагается явление вращения этих трещин после их возникновения [2-4]. Однако конкретных количественных расчетов ни у одного из авторов приведено не было.

Такие расчеты были произведены нами [5]. Мы рассмотрели в рамках простейшей теоретической (отчасти компьютерной) модели эволюцию сколов Риделя в разных условиях – при различной величине литостатического давления (этот фактор не изучался экспериментально) и при разных углах скалывания горных пород. Роль вращения сколов была подтверждена. Оказалось, что на глубинах, на которых литостатическое давление превышает половину максимального касательного напряжения, доминируют *R*-сколы.

На меньших же глубинах, в рамках той же теоретической модели, на первых этапах сдвигания преобладают *R′*-сколы. И лишь в процессе их дальнейшего вращения, когда они проходят через ориентировку, перпендикулярную к направлению зоне сдвига, начинают доминировать *R*-сколы.

Эксперименты подтверждают, что если в начале сдвигания *R′*-сколы развиты так же хорошо, как и R-сколы, то при возрастании величины сдвига начинают преобладать *R*-сколы (рис. 4).

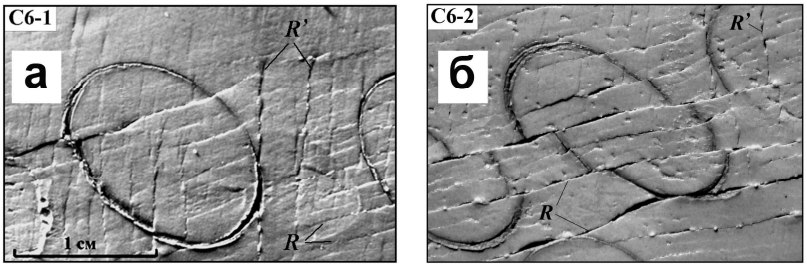


Рис. 4. Выраженность сколов Риделя при простом сдвиге образца из влажной глины: *а – мелкие примерно одинаково развитые сколы R и R′. Малая величина сдвига; б – отчетливое преобладание сколов R′ при небольшом увеличении угла сдвига*

В Лаборатории тектонофизики и геотектоники имени В.В. Белоусова МГУ нами был проведен эксперимент для выявления достоверности сделанных выводов [5]. А именно, изучалось развитие созданных до опыта сколов *R* и *R′* в процессе сдвигания.

Эволюция трех главных параметров сколов предстала в следующем виде. Длина сколов в процессе нарастающего сдвига изменилась мало. Угол, образуемый ими с направлением сдвига, у сколов *R* практически не изменился, в отличие от сколов *R′*. Раскрытие вначале заметно у сколов *R′*, но затем оно резко увеличивается у сколов *R*.

Сочетание двух последних параметров определяет разную выраженность сколов обоих типов на различных этапах их эволюции. На 1-м этапе доминируют сколы *R′*, сохраняя относительную прямолинейность при более раннем раскрытии. На 2-м этапе они S-образно искривляются (так как изменение ориентировки происходит лишь в сужающейся по мере развития деформации зоне динамического влияния «разлома в фундаменте»), при своем вращении приближаются к нормали к простиранию зоны сдвига и прекращают раскрываться. Сколы же *R*, сохраняя прямолинейность и увеличивая свое раскрытие, становятся доминирующей линейной текстурой.

Что касается первого параметра – длины сколов, – то отсутствие их существенного удлинения в процессе деформации ставит под сомнение вообще их возникновение в результате скалывания, как это обычно принято считать. В наших опытах мы создали их искусственно, взрезая образец. Естественным образом достаточно длинные сколы мгновенно возникнуть не могут, а их формирование из более мелких и даже микроскопических сколов невозможно именно по причине их «неудлинения». Более вероятно формирование сколов Риделя из более мелких трещин отрыва [6] (см. ниже).

Таким образом, во всех рассмотренных ситуациях (разная величина литостатического давления и различный угол скалывания) в более благоприятных условиях для развития при постепенно нарастающей амплитуде сдвигания оказываются R-сколы. Исключение составляет лишь случай с малым или отсутствующим (как в экспериментах) литостатическим давлением. Здесь при углах сдвига, не превышающих 15°, должны доминировать *R′*-сколы. Именно эта ситуация характерна для лабораторного моделирования сколов.

Однако в многочисленных опытах, в том числе проведенных нами в упомянутой Лаборатории тектонофизики и геотектоники имени В.В. Белоусова МГУ, такой картины не наблюдается, разве что имеет место равноправное развитие обоих типов сколов на самых ранних этапах сдвигания при очень маленьком угле сдвига. Не наблюдается такой картины и в природе в сдвиговых зонах. Например, в недавно открытых нефтегазоносных структурах типа «пропеллера» в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты главной структурной формой являются *R*-сколы в виде сбросо-сдвигов [7].

Как в экспериментах наших предшественников, так и наших собственных, «естественные» (т.е. возникшие сами собой) сколы *R* доминируют над сколами *R′*, в том числе и при углах сдвигания менее 15°. Однако при этом биссектриса угла между этими сколами в самом начале их появления после предварительной пластической деформации сдвигания образца на некоторый небольшой угол не составляла теоретическую величину в 45° с направлением сдвига (см. рис. 1), а оказалась повернутой в этом направлении. Да и сами сколы *R′* при своем появлении образовали с направлением сдвига угол, превышающий теоретическое значение, показанное на рис. 1. А вот «обратный» поворот на величину угла названного пластического сдвигания, выполненный с помощью компьютера, привел указанную биссектрису как раз к углу в 45°, а сколы *R′* – к теоретическому углу скалывания в 30°.

Полученный результат привел нас к выводу, что сколы Риделя формируются вначале как цепочки более мелких кулисообразно расположенных трещин отрыва, возникших под действием нормальных напряжений. И лишь в процессе дальнейшего сдвигания трещины отрыва объединяются в единый скол. Такое представление об образовании сколов Риделя позволяет устранить описанное противоречие между теоретическими расчетами и данными, полученными путем моделирования на эквивалентных материалах. Эта версия была уже высказана нами ранее и получила экспериментальное подтверждение [6].

Проведенные нами опыты показывают, что в такой относительно крупнозернистой среде, как песок, сколы Риделя образуются именно таким образом (рис. 5).

Это хорошо видно невооруженным глазом [7]. В глинистых же породах, где размер частиц составляет сотые и тысячные доли миллиметра, этот процесс происходит в скрытом (микроскопическом) виде, во время первого, пластического этапа сдвиговой деформации об-

разца, когда происходит поворот кулисной цепочки трещин отрыва. И лишь после объединения трещин отрыва в единый скол Риделя этот разрыв становится макроскопически видимым, но уже повернутым от своего теоретического положения, показанного на рис. 1. Этот наш вывод был подтвержден специальными экспериментами, в которых созданные до начала деформации цепочки кулисных трещин отрыва в процессе сдвиговой деформации испытывали вращение и при этом постепенно превращались путем объединения в сквозные сколы Риделя.

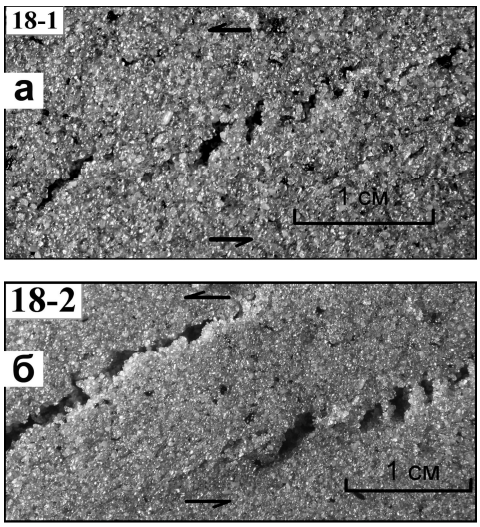


Рис. 5. Формирование сколов Риделя из трещин отрыва при простом сдвиге образца из песка: *а – мелкие трещины отрыва, кулисообразно расположенные вдоль будущего скола Риделя R. Малая величина сдвига; б – трещины отрыва поворачиваются и объединяются в сколы Риделя R при увеличении угла сдвига*

В свете сказанного становится понятным, что сколы *R* должны преобладать над сколами R’ если и не с самого начала их макроскопического проявления, то, во всяком случае, при углах сдвига менее 15° (в противоположность теоретическим расчетам по версии образования сколов под действием касательных напряжений, упомянутым выше). Такая картина и наблюдается как во всех проведенных нами экспериментах, так и в опытах многочисленных предшественников.

Сколы Риделя в обстановке горизонтального сдвига вдоль горизонтальной плоскости. Эксперименты показывают, что и в этой обстановке преобладают сколы *R* [7]. Однако, поскольку предполагается, что цунамигенные землетрясения обусловлены именно развитием сколов *R′* (см. рис. 2), следующим этапом нашего исследования является выявление влияния дополнительных факторов.

Одним из таких факторов является сила тяжести, которая в рассмотренной выше обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (характерной для зон сдвига, см. рис. 3, *а*) вызывала только литостатическое давление. В интересующем же нас случае сама по себе сила тяжести должна препятствовать формированию крутопадающих сколов Риделя *R′* – взбросов поверхности океанского дна, вызывающих цунами.

Однако одно из проявлений силы тяжести – ее аномалия в зонах субдукции – потенциально способна вызвать противоположный эффект. Дело в том, что субдукция порождает на только «структурную пару» – глубоководный желоб и островную дугу, но и резкое нарушение гравитационного потенциала – отрицательную аномалию силы тяжести в области желоба и положительную аномалию в зоне дуги. Это нарушает изостатическое равновесие. Формирование же крутого скола – взброса, направленного со стороны желоба [8] (см. также рис. 2), восстанавливает это равновесие.

Намечается и возможное объяснение закономерного чередования цунамигенных и не-цунамигенных землетрясений, установленного в [1]. Здесь вероятно влияние того же изостатического фактора, когда очередной импульс субдукции, стимулирующей формирование пологого скола (см. рис. 2), одновременно способствует углублению глубоководного желоба и тем самым увеличению отрицательной аномалии силы тяжести. А формирование крутого скола (см. рис. 2) является ответной изостатической реакцией.

Не исключено, что открытые В.Н. Вадковским так называемые «сейсмические гвозди» – субвертикальные цепочки очагов слабых землетрясений в зонах субдукции [9] – являются цепочками трещин отрыва, последующее объединение которых в единый скол Риделя R’ вызовет крупную вертикальную подвижку морского дна и последующее цунами.

Заключение. Проведенное исследование представляет собой новый подход к проблеме сопряженных сколов Риделя. Его ожидаемые результаты позволят совершенствовать прогноз цунамигенных землетрясений. Представляется, что после Суматринского землетрясения

2004 г. и Японского землетрясения 2011 г. проблема поиска принципиальных различий между очагами сильнейших землетрясений, сопровождающихся цунами, и очагами столь же сильных землетрясений, но не генерирующими это катастрофическое явление в океане, является актуальной [8].

Как уже было сказано выше, изложенные результаты характеризуют всего лишь первый этап данного исследования. На следующем этапе предполагается:

Компьютерное и физическое моделирование влияния изостатического фактора на формирование сколов Риделя в обстановке горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости.

Привлечение данных мониторинга эволюции силы тяжести, глубины желоба и скорости субдуцирующей плиты перед наступлением цунами.

Проверка предположения, что очаги как цунамигенных, так и не-цунамигенных сильных землетрясений представляют собой не ослабленные зоны сформированных ранее разрывных нарушений, которые способны генерировать только слабые землетрясения, а мегатрещины скалывания, возникшие заново в результате объединения кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва, каждая из которых представляет собой слабый предвестник сильного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // Геофизические исследования. – Вып. 6. – 2006. – С. 3-12.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука. 1975. – 536 с.
3. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Недра. 1977. – 144 с.
4. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвигания. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / Под. ред. Ребецкого Ю.Л. – М.: 2008. – С. 103-140.
5. Рожин П.Н., Селезенева Н.Н. Различная эволюция сколов риделя R и R’ в связи с проблемой генезиса цунамигенных землетрясений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. – М.: ИФЗ, 2009. – С. 195-203.
6. Гончаров М.А., Талицкий В.Г. Зарождаются ли «трещины скалывания» путем скалывания? // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – № 3. – 1998. – С. 18-22.
7. Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника. – № 5. – 2009. – С. 50-64.
8. Балакина Л.М., Москвина А.Г. Цунамигенное землетрясение 1 апреля 1946 г. в архипелаге Лисьих островов (Алеутская островная дуга) // Физика Земли. – № 6. – 2010. – С. 35-48.
9. Вадковский В.Н. Что происходит в окрестности сильных землетрясений Японии структурах // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли / Под. ред. Карякина Ю.В. – Т. 1. – М.: 2006. – С. 70-72.

УДК 551.24 (470.61+477.62)

АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

А.Г. Грановский[1], Г.В. Зеленщиков[2]

[1]Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия
[2]ОАО «Южгеология», г. Ростов-на-Дону, Россия

Докембрийские образования на территории Ростовской области слагают крупные блоки земной коры, имеющие черты сходства и различия, и генетически связанные друг с другом.

На территории Ростовской области породы фундамента не обнажаются. Минимальные глубины его залегания (180-200 м) установлены в зоне сочленения Ростовского тектонического выступа с Приазовским кристаллическим массивом и (200-250 м) на севере территории в погруженной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Максимальные глубины залегания кровли фундамента, достигающие 17,5 км, установлены по данным геофизических исследований под Восточно-Донбасским фрагментом Днепрово-Донецкого складчатого сооружения.

В рамках создания тектонической карты докембрия авторами проанализирован большой объем фактического материала, в том числе: изучение вещественного состава и характера залегания пород архея и протерозоя, вскрытых на территории Ростовской области бурением (около 300 скважин); интерпретация гравимагнитных материалов (гравиметрической съемки масштаба 1:20 000 и магнитометрической съемки масштабов 1:25 000 и 1:50 000), а также материалов глубинного сейсмического зондирования по двум субмеридиональным профилям КМПВ-ГСЗ (XIV и XX), четырём субширотным профилям (VI, XII, XV, XVII), а также по профилю XI у западной границы и глубинному профилю Нахичевань-Волгоград у восточной границы и за пределами Ростовской области.

Комплексный анализ материалов, в совокупности с данными по смежным территориям, позволили уточнить районирование основных структур докембрия, выделить контуры развития структурно-формационных зон (СВЗ), ориентировку и характер основных тектонических нарушений и, частично, реконструировать историю тектонического развития докембрийских образований на территории Ростовской области. Систематизация геологической информации даёт возможность охарактеризовать основные черты магматизма, осадконакопления, гранитизации, метаморфизма и минерагении во временной последовательности, выделить типы тектонических нарушений, возраст их заложения и активности, а также элементы геодинамики рассматриваемой территории.

Докембрийские образования располагаются в северной и южной частях Ростовской области, границей между которыми является Донбасс, где проходит крупный широтный сутурный шов. В северной части территории выделяется ряд блоков, которые являются частью Воронежского кристаллического массива. К ним относятся Курский и Калачско-Эртильский мегаблоки субмеридионального простирания, разделенные Лосевской шовной зоной. Анализ гравимагнитных полей Восточной Украины и северной части ДДСС в пределах территории Ростовской области показывает более широкое развитие Курского блока в восточном направлении и его восточная граница смещена на 80 км.

На юге территории, в погруженной части Украинского щита (УКШ) выделен Приазовский мегаблок, который является южным продолжением Курского. Восточной частью

этого мегаблока является Ростовский блок (выступ), к востоку от которого выделяется Зерноградско-Мечётинская шовная зона, которая рассматривается авторами как аналог и продолжение на юге (в пределах Украинского щита) Лосевской шовной зоны. В свою очередь, аналогом северного Калачско-Эртильского мегаблока является выделенный на юге Сальско-Ремонтненский мегаблок, где вскрыты породы близкие по составу и степени метаморфизма породам воронцовской серии.

Наиболее древней разрывной структурой на севере, имеющей архей-раннепротерозойский возраст является тектоническая граница между Курским мегаблоком и Лосевской шовной зоной. Её южный аналог, как и другие тектонические швы на юге территории были оживлены в рифейский период активизации южной окраины Русской плиты. Здесь блоки Украинского кристаллического щита по Бейсугскому разлому граничат с Западно- и Центральнопредкавказскими блоками Скифской плиты.

На территории Ростовской области наиболее древними являются структурно-формационные зоны гранит-зеленокаменных областей архейского возраста, представленные амфибол-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными породами, слагающими выступы метабазит-амфиболового основания и зоны плагиогранит-мигматитовых куполов. Амфиболит-гнейсовые выступы находятся в цокольной части зеленокаменных структур и характеризуются повышенным значением гравитационного поля. На севере области они развиты в Курском мегаблоке и частично в Лосевской шовной зоне (Варваринский купол). Эти выступы и куполовидные структуры связаны с выходом на поверхность древнейших пород обоянского комплекса, которые четко выражены в гравитационном поле. Купола раннеархейских СВК характеризуют нижний структурный этаж архея и, как правило, контролируются системой кольцевых и радиальных разломов. Породы этого этажа слагают на севере мегаблок курской магнитной аномалии, калачско-эртильский мегаблок, который является частью ВКМ и Варваринский купол, сложенный в центре пироксенитами и амфиболовыми гнейсами, а по периферии более кислыми метаморфитами, плагиогнейсами и амфиболитами обоянского комплекса.

В верхнем структурном этаже архея выделяются вулканотектонические впадины, заполненные вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагиогранитами михайловской и миусской серий, развитые в пределах Курского и Ростовского блоков. Формирование каждого структурного этажа архея завершается широким развитием плагиомигматитовой и мигматит гранитовой формаций. В нижнем протерозое во внутренней части гранит-зеленокаменных областей сформировались линейные наложенные впадины с развитием пород железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-карбонатно-сланцевой формаций (курская и неклиновская серии), а также впадины трогового типа (например, Носовская впадина Ростовского блока с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации).

Другаяя группа СВК представлена зонами подвижных поясов и прогибов, которые развиты в северной части области в Лосевской шовной зоне и в Калачско-Эртильском мегаблоке, а на юге в Зерноградско-Мечётинской шовной зоне и Сальско-Ремонтненском мегаблоке. Характерными типами этих СВК являются сегменты кратонизации, гранитообразования и вулкано-плутонические пояса.

На границе архея и протерозоя заложился вулкано-плутонический пояс Лосевской и Зерноградо-Мечетинской шовных зон, представленный метабазальт-метариолитовой, метапесчаниковой, метатуфопесчаниковой формациями. В результате кратонизации и гранитообразования, соответствующих по времени карельской эпохе, образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского комплексов.

Вулканогенные толщи Лосевской серии сохранились в виде узких положительно намагниченных полос в синклинальных структурах восточной части Лосевской шовной зоны в

пределах Воронежской антеклизы и в районе Зерноградско-Мечётинских поднятий на юге области.

В нижнем протерозое в восточной части области (Калачско-Эртильский и Сальско-Ремонтненский мегаблоки) сформировался крупный наложенный прогиб, сложенный метаалевролит-метапесчаниковой формацией воронцовской серии. Тектонический контакт между Лосевской шовной зоной и Калачско-Эртильским мегаблоком заложился в конце карельской фазы складчатости. По характеру осадконакопления, ограниченному развитию мигматитов и степени метаморфизма формации восточных мегаблоков (воронцовская серия) резко отличаются от близких им по возрасту формаций курской серии. Вполне возможно, что мегаблоки восточной части территории принадлежат самостоятельному геоблоку земной коры более высокого порядка.

В пределах описываемой структурно-формационной зоны широко развиты интрузии перидотит-габбровой формации мамонского комплекса, а также гранитные интрузии бобровского комплекса на севере, щелочные массивы центрального типа еланчикского граносиенитового комплекса, расположенные на западной окраине Ростовского блока. Формированием этих интрузивных комплексов эпикратонной фазы раннего протерозоя завершается этап образования верхнего структурного этажа раннедокембрийских образований. В Приазовском блоке и на южном склоне Воронежской антеклизы в завершающий период карельской складчатости заложилась ортогональная система разломов, к которой тяготеют вышеуказанные позднекарельские интрузивные комплексы. В целом для этой структурно-формационной зоны и блоков раннего докембрия четко просматривается единство погруженной части Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы.

Минерагения архейских СВК в пределах Ростовской области в формациях обоянского и восточно-приазовского комплексов в высокоуглеродистых гнейсах характеризуется минерализацией элементов платиновой группы и золота, содержания которых составляют более 0,5 г/т ЭПГ в гнейсах Восточного Приазовья и более 5 г/т в породах Воронежского кристаллического массива, а содержание золота в породах ВКМ составляет 1,3-1,75 г/т [4]. В позднеархейских комплексах в Курском и, вероятно, Ростовском блоках развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация михайловской и миусской серий.

В целом, нижнепротерозойские СВК раннего этапа характеризуются развитием пород терригенной железисто-кремнистой формации (курская, неклиновская серии), а с комплексами же позднего этапа, представленными породами воронцовской серии, ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной платиносодержащей формации. Структурно-формационные комплексы орогенного (вероятно коллизионного) этапа, представлены перидотит-габбро-норитовой мамоновской серией, с которой связано медно-никелевое оруденение (месторождение Липов куст), а также малосульфидная платинометалльная ассоциация [3].

Позднепротерозойский (рифейский) этап активизации и рифтогенеза характеризуется формированием линейных зон активизации по ортогональной системе разломов. В раннем рифее в центральной части области примерно на месте современного Днепрово-Донецкого складчатого сооружения сформировалась субширотная рифтовая структура (образованная на раннедокембрийской коре континентального типа), которая наложилась на раннедокембрийские блоки. Обоснование рифейского возраста пород, заполняющих рифт, приведено в работах Е.В. Мовшовича и др. [8], В.В. Закруткина и др. [5, 6].

Древнейшим рифейским структурно-вещественным комплексом является трахиандезит-липаритовая формация синявской серии – самбекский комплекс [5], отличающаяся от аналогичных формаций, как раннего докембрия, так и фанерозоя присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. Образования самбекского комплекса изучены по гальками рифейских метаконгломератов, где эти породы слагают до 70 % обломочного материала. Вероятно, в описываемый интервал времени на юге, в районе Бейсугского разлома, отделяющего геоблоки Восточно-Европейской плиты от Предкавказских, сформировался краевой

бассейн, что подтверждается дугообразной цепочкой магнитных аномалий, сопровождающих зону разлома [7]. Выше по разрезу на породах трахиандезит-липаритовой формации залегает толща алеврито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой отмечаются покровы базальтов. Кроме этого в породах верхней части формации отмечаются доломиты, указывающие на значительный привнос в осадочный бассейн магния. Эти процессы связаны с расколом и растяжением южной окраины Восточно-Европейской платформы по глубинным разломам Прадонецкого рифта и отрывом от неё южных мегаблоков. Этому свидетельствует отсутствие или существенное редуцирование «гранитного» слоя, то есть раннедокембрийских формаций, в центральной части рифта (по данным геофизического профиля КМПВ-ГСЗ).

Очевидно, в это же время сформировалась дугообразная система конформных (трансформных) разломов, секущих рифтогенную зону растяжения [4]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей, а также по профилям КМПВ-ГСЗ. Можно предположить [7], что в это время на месте Днепрово-Донецкого складчатого сооружения существовал океанический залив типа современного Калифорнийского. Над базальтами залегают породы конгломерат-песчаниковой формации синявской серии. Осадконакопление имеет явно выраженный регрессивный характер, что связано с региональными поднятиями в конце рифея. В это время отмечается развитие позднерифейской дайковой формации основного состава, как по окраинам рифтовой зоны, так и в активизированных зонах меридиональных разломов Калачско-Эртильского мегаблока.

Для минерагении СВК рифейского возраста характерна золото-серебряная и медистая минерализация, связанная с эффузивами, песчаниками, доломитами и конгломератами синявской серии. Причем золото находится в ассоциации с борнитом и халькозином в виде прослоев в песчаниках, эффузивах и конгломератах, а самородная медь и халькозин в доломитах и песчаниках.

В пределах южного склона Воронежской антеклизы минерализация зон активизации рифейского возраста приурочена к Шумилинско-Новохоперской зоне северной части Ростовской области и связана с дайками и трубками брекчий базальтоидного ряда. Перспективность этой зоны определяется находками алмазов в её Воронежской части.

Анализ физических полей, вещественного состава пород, их простирания и ориентировки древнейших шовных разломов свидетельствует о том, что блоки раннедокембрийского фундамента погруженной части Украинского щита являются естественным продолжением к югу блоков Воронежского кристаллического массива. В общем плане Украинский, Курско-Воронежский щиты и Белорусский кристаллический массив в целом имеют форму крупной кольцеобразной структуры, а раннедокембрийские блоки Ростовской области характеризуют юго-восточную часть этого крупного геологического образования.

Перестройка структурного плана, начавшаяся в рифее, привела к отделению юго-восточной части Украинского кристаллического щита и в дальнейшем (девон-нижний карбон) к смещению южных блоков к западу, с амплитудой смещения около 80 км, что подтверждается данными дистанционных исследований [4]. Современный структурный план отражает указанное смещение и палеозойскую коллизию южных и северных блоков докембрийских пород, что хорошо иллюстрируется геофизическими профилями КМПВ-ГСЗ (XIV, XX). Результат этих процессов отражен сутурным швом, смещенным на отдельных участках по долгоживущим конформным разломам (Миусскому, Керчикскому, Кондаковскому, Западно-Сальскому, Восточно-Донбасскому). Рифейские структуры сохранились в краевом бассейне на юге Ростовской области, во впадине северного склона Ростовского выступа, в центральной части Днепрово-Донецкого складчатого сооружения, где они развиты в полосе шириной 30 км на западе и до 200 км в восточной части Сальско-Ремонтненского блока по данным сейсмического профиля Нахичевань-Волгоград.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородулин Н.И. Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. – Вып. 5. – Т. 34. – Киев: Наукова Думка, 1972. – С. 27-32.
2. Галецкий Л.С., Колосовская В.А., Ермаков Ю.Н., Зайцев А.В. и др. Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы». – Киев: Госгеолком Украины, 1992. – 127 с.
3. Демченко Б.М. и др. Минерагения Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Геологический вестник Центральных районов Россия. – № 1-2. – М., 1999. – С. 18-27.
4. Зайцев А.В., Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В., Рышков М.М. Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа // Доклады АН. – Т. 392. – № 1. – 2003. – С. 81-84.
5. .Закруткин В.В., Зайцев А.В. Докембрий юга Ростовской области (геолого-техническая схема). Ростов на Дону // Известия СКНЦ ВШ. – № 1. – 1988. – С. 71-80.
6. Закруткин В.В., Кулиш Е.А., Зайцев А.В. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита. – Киев: Наукова Думка, 1990. – 260 с.
7. Лихачев В.А., Терентенко Г.А., Зайцев А.В. Основные черты тектономагматического развития и перспективы рудоносности Ростовского выступа и южной части Донбасса // Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области. – Ростов-на-Дону: изд. РГУ, 1979. – С. 66-71.
8. Мовшович Е.В., Зайцев А.В., Лихачев В.А. Докаменноугольная история развития Донецкого складчатого сооружения // Геологоразведочные работы в Ростовской области. – Ростов-на-Дону: изд. РГУ, 1980. – С. 44-49.
9. Закруткин В.В., Грановский А.Г., Картавцева А.И. Первичная природа, особенности состава и условия образования амфиболитов Ростовского выступа // Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона. – Новочеркасск: Набла, 2001. – С. 24-30.

УДК 550.338

ДЕСТРУКЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКИ И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

И.Л. Гуфельд

Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта, г. Москва. Россия

Реальное состояние геологической среды не моделируется в лабораторных условиях. Об этом можно судить по данным сверхглубокого бурения и оценок реологических свойств материалов по глубине [1, 2]. Характерные среде развитая трещиноватость и внутреннее напряженное состояние проявляются на сверхглубокой скважине при саморазрушение керна и на больших глубинах в виде прогрессирующего дискования до весьма малых размеров, что не может быть связано с разгрузкой среды от литостатического напряжения. Это реакция на действие внутренних напряжений. Второй особенностью среды, не моделируемой при нагружениях монолитных образцов, являются быстрые и разномасштабные вариации объемно напряженного состояния (ОНС), которые рассматриваются как реакция среды на взаимодействие восходящих потоков легких газов (водород, гелий) с твердой фазой. Это взаимодействие оказывает значительное влияние на структуру и динамическое поведение материалов и геологической среды [3]. Однако похожесть в структуре и динамических явлениях в среде

можно наблюдать на лабораторных образцах в условиях протекания нестационарных процессов, характерных именно геологической среде. В представленной работе будут показаны отражение нестационарных процессов в образцах, связанных с дегазацией и имплантацией в них легких газов. Также рассматриваются особенности дегазации легких газов в геологической среде, учитывающие PT-условия, влияющие на структуру, в том числе в зонах субдукции, и вариации ОНС среды.

Неустойчивость материалов, обусловленная диффузией в них водорода и гелия, хорошо известна из работ по ядерному и физическому материаловедению. При имплантации легких газов в различные материалы, в том числе горные, происходят структурные перестройки и аморфизация структуры, формируется газовая пористость, изменяются физико-механические свойства. Общим следствием имплантации легких газов является формирование внутреннего напряженного состояния, проявляющегося в эффектах ползучести и изменения объема [3]. Однако в горных материалах были обнаружены особенности проявления процессов релаксации, играющие значительную роль в переносе энергии в литосфере и вариациях ОНС среды.

В образцах горных материалов, весьма длительное время находившихся в нормальных условиях, сформировались равновесная кристаллическая структура и пористость. Остаточные гелий и водород находятся в вакансиях и дефектах структуры и совместно с более сложными газами – в газовых порах. Лауэграммы различных кристаллов, выделенных из сложных горных материалов, например, оливина, пироксена, кварца, имеют правильную кристаллографическую симметрию. В процессе насыщения таких образцов гелием или водородом наблюдались изменения кристаллографической структуры, а их лауэграммы отражали текстуру деформации. Фиксировались также на малых углах отражения сверхструктурные линии, связанные, по-видимому, с появлением водородной или гелиевой подрешеток [4]. Структуры насыщенных легкими газами образцов весьма неустойчивы, со временем происходит восстановление исходной кристаллографической симметрии при непрерывном изменении объема решетки. Выдержка в вакууме существенно ускоряет этот процесс. Таким образом, горные материалы оказываются весьма чувствительными к парциальному давлению легких газов в окружающем пространстве и к распределению легких газов в кристаллической структуре и газовых порах. *Следствием имплантации гелия или водорода в образцы горных материалов было их дробление (разрушение), что напоминает дискование керна сверхглубокой скважина при снятии литостатической нагрузки* [1], т.е. дискование керна обусловлено особенностями сформировавшейся структуры пород и большими внутренними напряжениями, а не снятием нагрузки (на глубине 10 км нагрузка составляет всего около 300 МПа). *Заметим, что эффекты разрушения хрупких материалов при имплантации в них легких газов хорошо известны в материаловедении.*

Покажем неустойчивость горного материала на примере кристалла оливина, выделенного из гарцбургита. Предварительно выбранная поверхность кристалла полировалась тонкой алмазной пастой и затем слабо протравлена плавиковой кислотой. Осуществлялось микроиндентирование кристалла, т.е. измерение его микротвердости по размерам отпечатка алмазного индентора (рис. 1 и врезка Б). Микротрещины около отпечатков индентора появлялись сразу или через несколько часов. На первые сутки у отпечатка 1 справа появилась дугообразная микротрещина с развитием внутри дислокационной розетки, в дальнейшем такая же структура появилась слева от отпечатка 1. (рис. 1, врезка Б). Наблюдали также закрытие микротрещин у алмазных отпечатков, являющееся следствием перераспределения напряжений. Длинная трещина между отпечатками 1 и 2 появилась на третьи сутки. Микротрещины наблюдаются также у некоторых микропор (рис. 1 и врезки А и Б). Размеры отпечатка индентора зависят от прочностных показателей поверхностного слоя. Большие размеры отпечатков характерны более ослабленным зонам. На рисунке этим зонам соответствует микротвердость $8{,}4 * 10^3$ и $12 * 10^3$ МПа. На 6-7 сутки центр зоны изменил свой оттенок (см. рис. 1).

Такое поведение материала отражает динамику неустойчивых структур, хотя образец имеет правильную кристаллографическую структуру и выдержан длительное время в нормальных условиях [5]. Это связано, прежде всего, с тем, что в природных условиях внутри монокристальных структур на стадии их образования сформировалось большое количество неравномерно распределенных газовых пор.

В дегазации Земли участвуют H_2, He, N_2, O_2, CO_2, CH_4 (и его гомологи), CO, NH_3, соединения, содержащие Cl, F, S, инертные газы и др. В течении геологического времени часть восходящих потоков легких газов и других элементов занимают устойчивые позиции в вакансиях и дефектах структуры. Поэтому в реальной диффузии, которая может влиять на вариации параметров среды, наиболее активными следует считать восходящий поток водорода и гелия, диффузия которых будет осуществляться по междоузельному механизму, т.к. вакансии и различные дефекты структуры уже заполнены легкими газами.

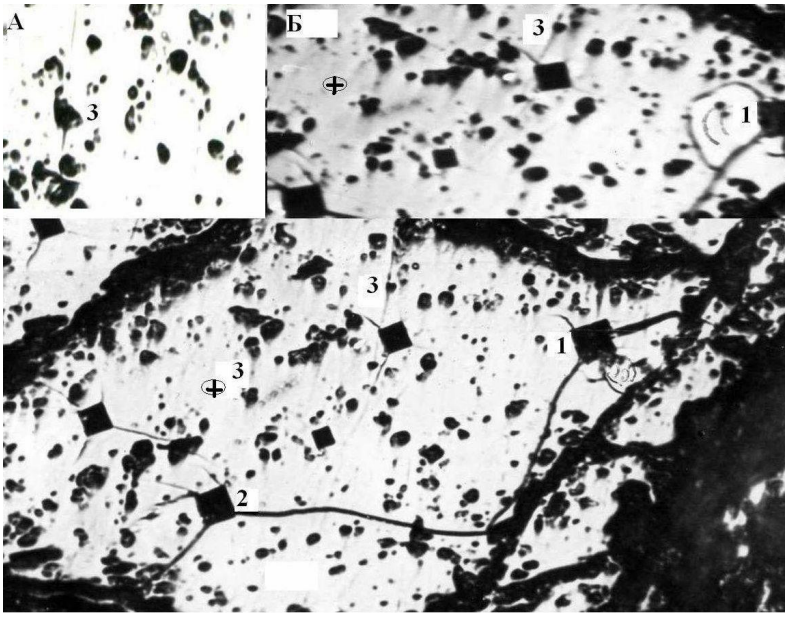


Рис. 1. Пористость и микротвердость кристалла оливина, выделенного из гарцбургита. *Увеличение Х300. Темные полосы и пятна – цепочки пор и отдельные поры. З – трещины у пор. Врезка А. Х600. + – область с измененным оттенком. Пояснения по тексту*

В условиях взаимодействия с непрерывным и переменным потоком восходящих легких газов твердая фаза среды будет испытывать макроскопические деформационные эффекты, аналогичные радиационной ползучести и распуханию. Будем рассматривать два основных процесса, обуславливающих неустойчивость литосферы при прохождении через нее легких газов: формирование пористости с высоким внутренним давлением газов и накопление легких газов в междоузлиях с последующей их восходящей диффузией. Все минералы и горные породы содержат системы открытых и закрытых пор. Измерить концентрацию пор и оценить давление в них газов можно на образцах, длительное время находившихся в поверхностных слоях. Совместные исследования пористой структуры и их газонаполненности позволяют сделать оценки роли дегазации в вариациях ОНС среды.

Пористая структура. Пористая структура изучалась методом ртутной порометрии. Метод дает надежные результаты о порах с радиусами 30-0,001 мкм. Измерения проводились на кварците, пироксене, оливине, лерцолите, гарцбургите, габбро. По каждому из материалов исследовались 25-30 образцов различной формы. Средний объем открытых пор составлял (10^{-3}, $м^3$/кг): кварцит – 0,0021, лерцолит – 0,0043 (0,0059), гарцбургит – 0,0061 (0,0114), оливин – 0,0028, кварц – 0,002, габбро – 0,0067 (0,0152). Причем доля пор с радиусами 1-0,01 мкм значительна. В скобках даны средние данные по открытой пористости после тер-

мообработки образцов в вакууме при температурах 800-1100° С. Разброс данных не превышал 30 %. Учитывая это, а также то, что исследовались образцы случайной формы, полученные данные с разбросом в 30 % можно относить и к закрытой пористости. *Однако определить пористость после имплантации в образцы гелия или водорода было нельзя, так как образцы разрушались до размеров меньших, требуемых по методике (ситуация аналогична дискованию керна на сверхглубокой скважине).*

Газонасыщенность пор. При масс-спектроскопическом контроле состава выделяющихся газов идентифицировались H_2, He, C^+, N^+, H_2O, N_2, CO, CO_2. В следовых количествах выделялись NH_3, CH_4, OH^-. Наблюдалась синхронность дегазации различных газов связана с вскрытием множества пор за счет возникающих температурных напряжений. Дегазация образцов слабо зависит от температуры, что может быть связано с уже существующей системой связанных микротрещин и пор. Оценки относятся к образцам, в которых за длительное время сформировалась равновесная структура и пористость. Учитывая количество потерянных образцами газов и среднюю пористость для исходных образцов можно оценить давление газов в закрытых порах: при 20° С – порядка 0,1-0,2 кбар, а при 350° С – 0,6-0,7 кбар. Особенности дегазации горных материалов на примере монгольского оливина и пироксена после их насыщения гелием или водородом были рассмотрены в [3, 4]. Наблюдалась импульсная дегазация, протекающая на всем температурном интервале. Отсюда следует, что в изучаемых образцах газы находятся преимущественно в порах.

Давление газа во вновь образованных порах при имплантации гелия и водорода может быть существенно выше, о чем свидетельствуют микротрещины, наблюдавшиеся между порами (рис. 2). Подчеркнем, что диффузия гелия и водорода носит струйный характер, обусловленный междоузельным процессом диффузии.

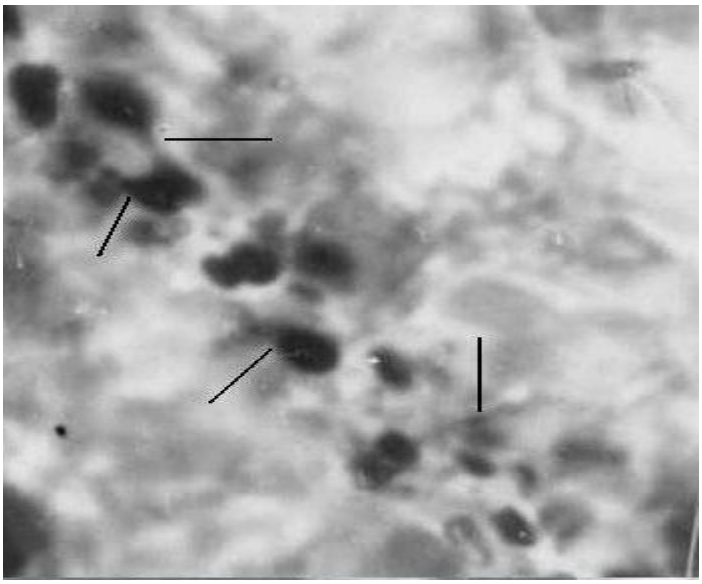


Рис. 2. Цепочки пор, выделенные в перпендикулярном направлении к струйному течению гелия, трещины у пор, между порами и слившиеся поры. *Показаны стрелками. Х300*

Для реализации крупномасштабного деформирования необходимо соблюдение двух условий. Первое, определяет требование к концентрации микропор: расстояние между микропорами должно иметь порядок длины дислокационного стока. Из анализа плотности пористой структуры следует, что это требование реализуется, длина дислокационного стока составляет десятки микрон (рис. 1 и 2). Второе требование выражает условие нарушения равновесия вокруг поры [3, 4], что также реализуется (микротрещины вокруг пор, рис. 1 и 2).

В проблемах планетарной дегазации Земли необходимо учитывать ряд деталей, отличающих поведение горных пород в естественном залегании от лабораторных исследований.

Граница Мохоровичича (граница М) делит среду на две зоны. Ниже границы М, вплоть до внешнего ядра, среда находится в твердой фазе и заметной может быть только восходящая диффузия легких газов по междоузельному механизму. Выше границы М имеем двухфазную среду: твердую фазу и флюид с растворенным газом (магматические каналы не рассматриваем). Здесь сток газа может идти через флюид и по каналу твердая фаза – флюид – твердая фаза… В тоже время междоузельная диффузия легких газов через твердые фазы оказывает наибольшее воздействие на напряженное состояние среды.

Однако необходимо учитывать, что температура по направлению к поверхности уменьшается, соответственно уменьшится коэффициент междоузельной диффузии легких газов. В поверхностных слоях коры легкие газы будут накапливаться в межатомных полостях и микроскопических порах. В литосфере формируются зоны, являющиеся барьером, ограничивающим на определенный период сток легких газов в атмосферу, и вызывающие, с другой стороны, интенсивные разномасштабные вариации ОНС среды, приводящие к ее расслоению и деструкции (формированию сейсмических границ, в качестве примера можно привести зону трещиноватости на глубине около 7 км, выделенную при сверхглубоком бурении [1]) из-за влияния легких газов на структуру и упругие параметры. Среда, уже на мезоуровне, не терпит перенапряжений, но сохраняет целостность блоковой структуры за счет литостатического давления и особых (не понятых пока) свойств граничных структур, обеспечивающих движение блоков относительно друг друга [5].

Естественно, что накопление легких газов в отдельных горизонтах (твердой фазы) не может быть долговечным. За счет градиента давления растворенных в твердой структуре легких газов и постоянной подкачке газов из глубины возможен их относительно быстрый переход в горизонты, расположенные выше. Именно этими процессами, а также перестройкой положения легких газов в кристаллической структуре, можно объяснить результаты сейсмических наблюдения: сейсмическую мутность среды, чередование зон с повышенными и пониженными значениями скоростей продольных и поперечных волн, вариации времен пробега продольных волн на трассах подземных ядерных взрывов, быструю изменчивость (в течение суток) поля скоростей продольных волн в широком диапазоне глубин и др.. Отметим, что скорости распространения упругих волн являются структурно чувствительными параметрами. Эти наблюдения охватывают региональный и планетарный масштабы, подчеркивая действие единого глобального фактора, вызывающего слабые вариации ОНС трещиноватой и структурированной геологической среды. В вертикальной плоскости будет происходить непрерывный процесс замещение зон сжатия и расширения, обусловленный прохождением восходящего потока легких газов (рис. 3), что ведет к непрерывному изменению деформационных параметров на различных пространственных масштабах.

Поэтому локальные и пространственные возмущения различных полей отражают деформационные процессы в земной коре, связанные в основном с неоднородной фоновой региональной дегазацией. Однако сток легких газов из разнесенных по глубине зон деструкции блоковых структур в межблоковую зону может быстро изменять сейсмотектонические ситуации [6]. Поэтому в оценках сейсмотектонических ситуаций исследования межблоковых взаимодействий и процессов в граничных и разрывных структурах выдвигаются на первый план. Методологию этих работ и, соответственно, прогноза сильных землетрясений, еще предстоит разработать.

Особенности и строения земной коры и деструкцию ее корового слоя во времени необходимо учитывать в геологических рисках, связанных с захоронением высокоактивных отходов атомной промышленности, и разработках моделей формирования резервуаров углеводородов в кристаллических породах фундамента. Необходима также дискуссия по строению, структуре и процессам

Поэтому локальные и пространственные возмущения различных полей отражают деформационные процессы в земной коре, связанные в основном с неоднородной фоновой ре-

гиональной дегазацией. Однако сток легких газов из разнесенных по глубине зон деструкции блоковых структур в межблоковую зону может быстро изменять сейсмотектонические ситуации [6]. Поэтому в оценках сейсмотектонических ситуаций исследования межблоковых взаимодействий и процессов в граничных и разрывных структурах выдвигаются на первый план. Методологию этих работ и, соответственно, прогноза сильных землетрясений, еще предстоит разработать.

Особенност в зоне «субдукции», которая реально не имеет из-за деструкции (непрерывная сейсмичность, водородная и гелиевая дегазация, P-T условия) конструкционной целостности (рис. 4). Зона «субдукции» является, возможно, активным стоком легких газов или каналом их выхода из мантии. Тогда природа сильной сейсмичности в этой зоне связана с теми же движущими силами, что и в блоковых структурах платформ [3, 6].

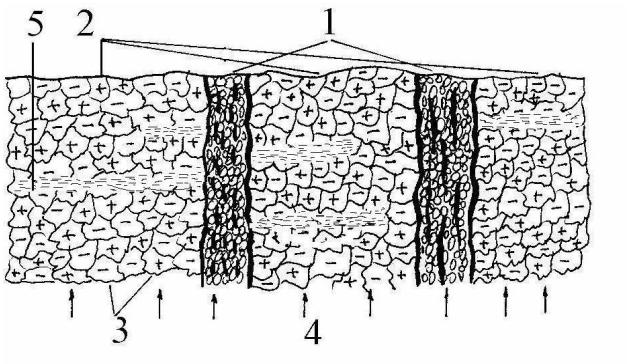


Рис. 3. Деформационная структура земной коры, обусловленная переменным восходящим потоком легких газов. *1 – границы блоков, 2 – блоки, 3 – области, отличающиеся структурными параметрами и скоростями упругих волн, 4 – направление восходящих потоков легких газов, 5 – области деструкции (повышенной трещиноватости).*

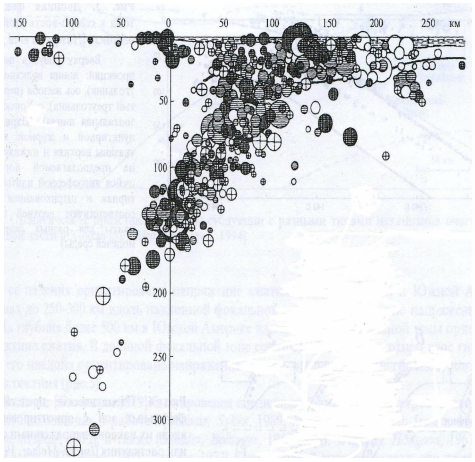


Рис. 4. Деструкционная структура зоны субдукции с непрерывной и долговременной сейсмичностью. Можно ли «задвинуть» океаническую плиту под континентальную?

ЛИТЕРАТУРА

1. Кольская сверхглубокая / Е.А. Козловский – Гл. редактор. – М.: Недра, 1984. – 490 с.
2. Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. – М.: Мир, 1982. – С. 133-215.
3. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. – Королев: ЦНИИМАШ, 2007. – 160 с.
4. Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И. Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов // ДАН. – Т. 362. – № 5. – 1998. – С. 677-680.
5. Гуфельд И.Л.. Матвеева М.И. Барьерный эффект дегазации и деструкция земной коры // ДАН. – Т. 438. – № 2. – 2011.
6. Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясений /// Вулканология и сейсмология. – № 6. – 2006. – С. 71-78.

УДК 550.347.62

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГИПОЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОН

А.И. Дубянский

Воронежский государственный университет, ЛСМ ВКМ ГС РАН, г. Воронеж, Россия

Центральная часть Воронежского кристаллического массива, являющегося частью Восточно-Европейской платформы, в динамическом отношении представляет собой уникальную область повышенной сейсмической активности, установленной как по историческим, так и по инструментальным данным. Сейсмическими станциями к настоящему времени, начиная с 1998 года, зарегистрировано около 500 тектонических землетрясений интенсивностью от 2 до 12 класса. Глубины гипоцентров большинства событий не превышают 5 км и только порядка 8 % находятся на глубине более 5 км [1].

Для выяснения особенностей физических параметров среды, в которой зафиксированы очаги землетрясений была использована информация, полученная в результате сейсмического эксперимента «Астра» [2], в процессе выполнения которого наблюдения проводились на четырех пересекающихся профилях, протяженностью 280 км каждый. В плане профили образуют восьмиконечную звезду с центром в районе г. Бобров. Регистрация продольных и поперечных волн осуществлялась как в продольном, так и в не продольном вариантах, что позволило построить кондиционные схемы пространственного распределения интервальных скоростей P и S- волн и упругих модулей в том числе модуля Юнга (E) в верхней части (первые 12 км) консолидированной коры. По всем профилям с использованием вертикальных отражений построены глубинные сейсмические разрезы, охватывающие земную кору и верхи мантии. Для анализа особенностей пространственного распределения упругих параметров земной коры в областях регистрации гипоцентров землетрясений использовались аномальные значения скоростей P и S-волн и модуля Юнга (E), определенных в слоях 0-1, 1-2, 2-3, 3-6, 6-9 и 9-12 км [2], которые определялись как отклонение от среднего для каждого слоя.

Профили «Астра» удачно расположены в пределах сейсмически активной области, которая вытянута с севера на юг и занимает территорию, ограниченную по долготе 38-43 градусами и по широте 48-51 градусами (рис. 1).

В эту зону попадает наибольшее количество сейсмических событий, зарегистрированных в период с 2000 по 2004 годы. Глубина очагов различна и охватывает диапазон от 1 до 24 км, хота гипоцентры с глубиной более 5 км весьма редкое явление. Энергетически наиболее вероятны события 7 и 8 классов [1].

Вертикальные сечения поля аномалий скоростей P и S-волн, построенные по профилям «Астры» показали (рис. 2), что по скоростным характеристикам рассматриваемая среда представлена субвертикальными не однородными аномальными зонами. В частности на всех профилях в восточной их части выделяются блоки пониженных скоростей. Эти блоки наиболее однородны по скоростям в пределах профилей 1-5 и 4-8, где низкие значения скоростей отмечаются от самого верха до максимальной глубины разреза. На других профилях (2-6, 3-7) в пределах рассматриваемых блоков отмечается диференцированность по горизонтали, представленная слоями с повышенными и пониженными скоростями.

На всех профилях в центральной их части прослеживается устойчивая аномальная субвертикальная зона с повышенными значениями скоростей P и S-волн. Наиболее четко она выделяется на профилях 3-7 и 4-8, т.к. с обеих сторон ее окружают области пониженных скоростей. На профилях 1-5 и 2-6 эта зона менее заметна из-за высокоскоростного фона, характерного для их западных частей. Вертикальный разрез рассматриваемой области повышенных скоростей не однороден: на различных уровнях выделяются интервалы с относительно пониженными скоростями. На профиле 2-6 в поле S-волн повышенные скорости отмечаются в локальной зоне шириной 50 и глубиной 5 км

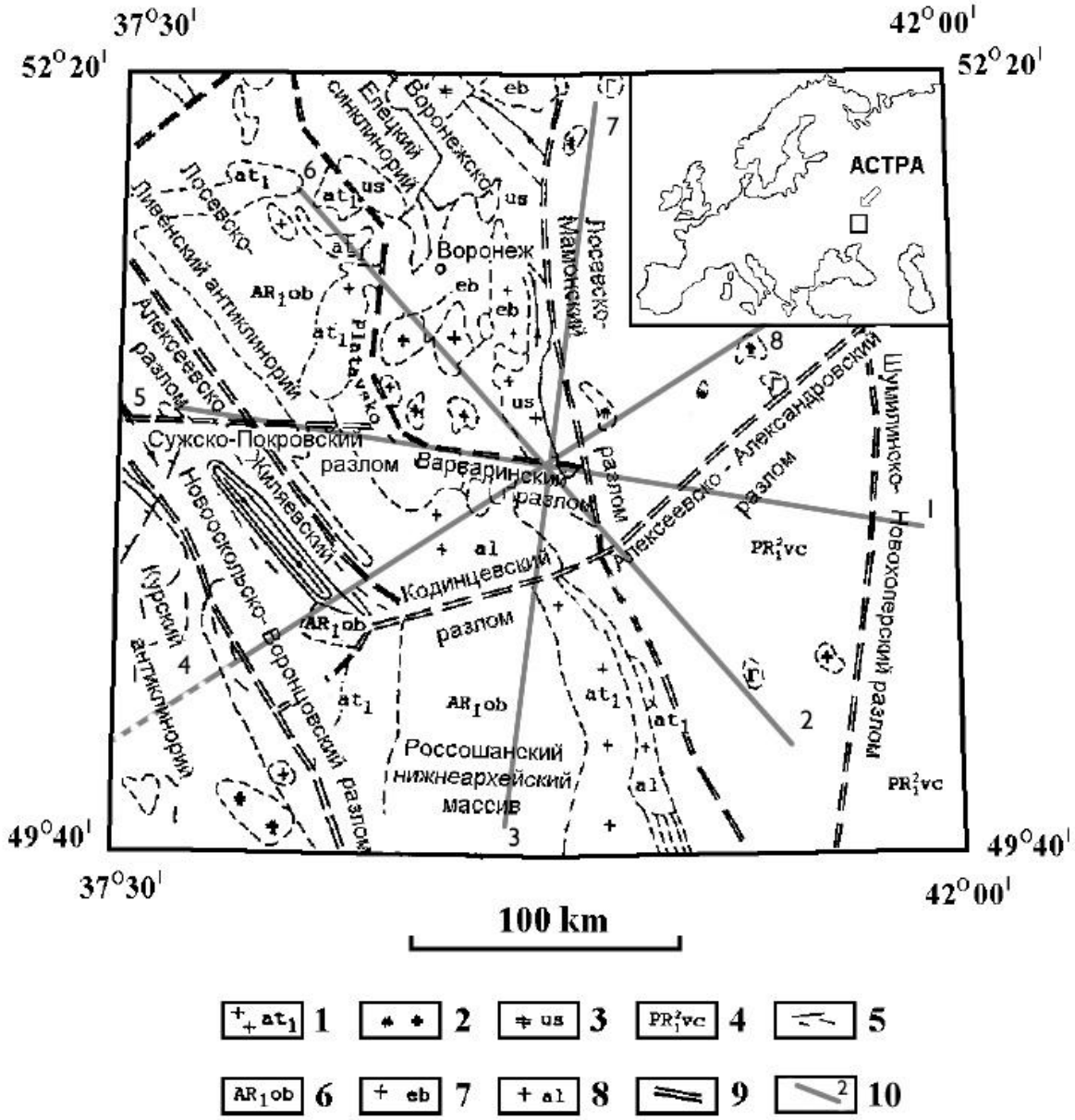


Рис. 1. Схема расположения профилей сейсмического эксперимента «Астра» на тектонической карте ВКМ (по Н.Д. Кононову) [2]. *1 – граниты субщелочные атаманского комплекса; 2 – метасаматические гранитоиды атаманского комплекса; 3 – гранитоиды и гранодиориты бобровского комплекса; 4 – гарнитоиды и диориты николаевского интрузивного комплекса; 5 – железистые кварциты курской серии; 6 – плагиограниты обоянской серии; 7 – основные вулканиты михайловской серии; 8 – вулканиты кислого состава; 9 – зоны разломов; 10- сейсмические профили*

Модуль Юнга (E), зависящий от значений скоростей P и S-волн, в области гипоцентров характеризуется для большинства событий положительным знаком аномалий. Лишь на профилях 1-5 и 3-7, гипоцентры попадают в область отрицательных значений ΔE. В первом случае это зона Лосевско-Мамонского разлома, во втором – гипоцентры находятся в пределах Россошанского срединного массива.

Анализ соотношения знаков аномалий скоростей P и S-волн и ΔE позволил выделить 4 группы гипоцентов различной представительности. Подавляющее их число (n = 24) попадает в область, которая характеризуется повышенными значениями Vp, V_S и E. В срезе докембрия эти гипоцентры приурочены к зоне Суджанско-Икорецкого разлома. В ряде случаев (n = 8, проф. 3-7, 4-8) положительным значениям ΔVp соответствуют отрицательные значения ΔV_S. В тоже время на профиле 4-8 аномалия ΔE имеет положительный знак (рис. 2). Эпицентры

рассматриваемых событий попадают в зону Алексеевско-Жиляевского разлома, а на профиле 3-7 гипоцентры приурочены к отрицательным значениям ΔE. Здесь очаги попадают в зону корового глубинного разлома (он не нашел свое отражение на геологической карте среза докембрия), но который выделяется на глубинном сейсмическом разрезе и разрезе коры в изолиниях скорости [3]. Следует выделить в особую группу гипоцентры (n = 4), которые попали в область отрицательных значений ΔVp, ΔV_S и ΔE (проф. 1-5). Эти гипоцентры приурочены к вертикальному контакту двух сред с разным знаком аномалий скоростей P и S-волн и ΔE и имеют глубины от 1 до 7 км.

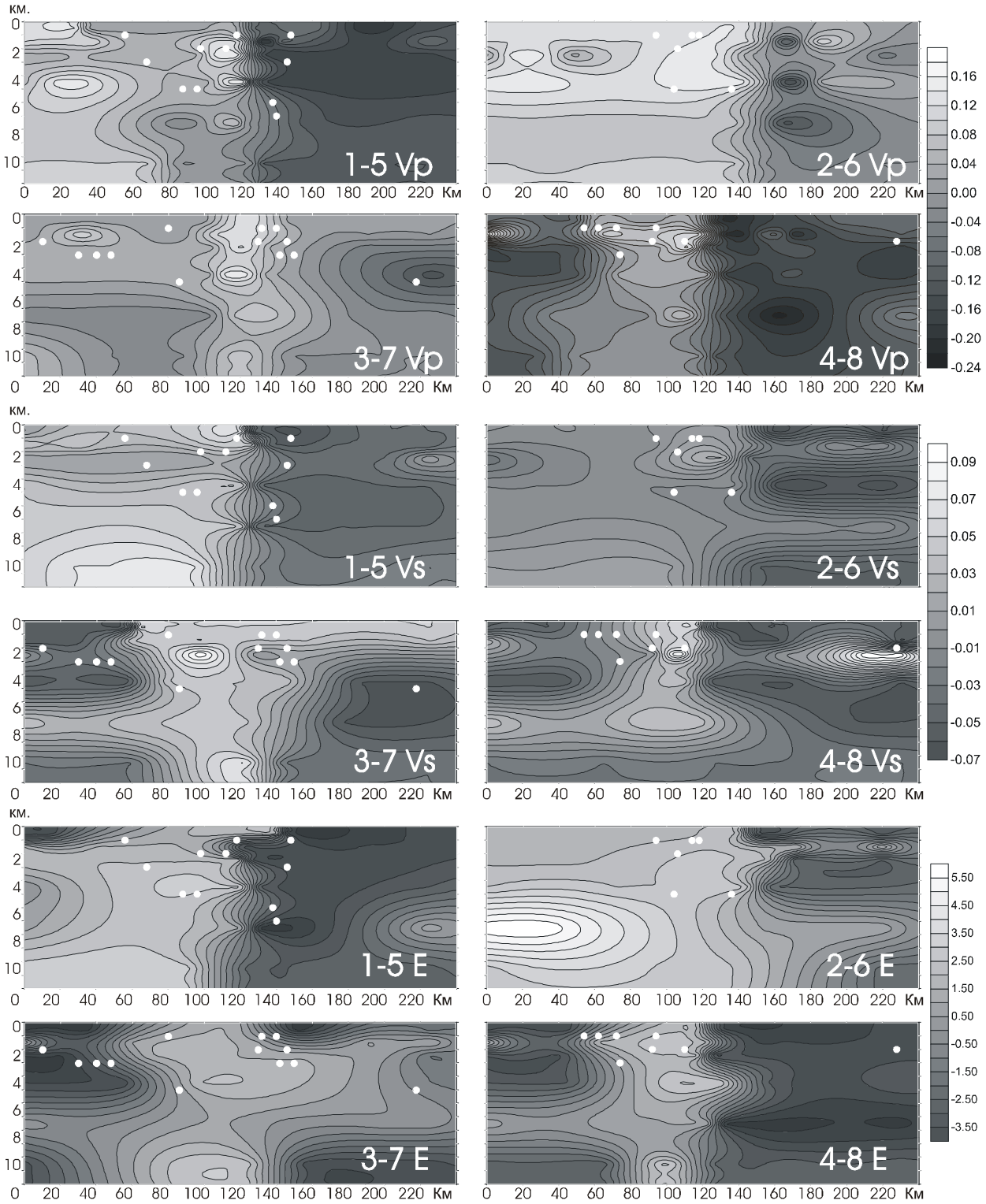


Рис. 2. Аномалии *V*p, V_S, и *E* по профилям сейсмического эксперимента «Астра». *Белыми кружками показаны очаги землетрясений*

Основная особенность пространственного положения гипоцентров по отношению к аномалиям скоростей и модуля *E* заключается в том, что большинство из них располагаются согласно простиранию (горизонтальному или вертикальному) аномальных областей различной интенсивности, главным образом, в градиентных зонах. Это свидетельствует, возможно, о различной ориентировке напряжений, разрядка которых обуславливает зафиксированные землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Семенов А.Е. О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка [и др.] // Вестник Воронежского университета, серия: геология. – № 1. – 2010. – С. 233-242.
2. Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (Под редакцией С.Н.Кашубина). – Екаеринбург, 2002 – С. 311.
3. Nadezhka L.I., Dubiansky A.I., Rogozhin E.A., Nechaev U.V. Isostase and Seismisity of the Voronezh Crysstalline Massif // Early prtcambrian genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). International conference abstracts. – Moscow: Geos. 1999. – P. 118-119.

УДК 550.34/551. 242.51(470.415)

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ КАК ФАКТОР САМООРГАНИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.И. Дубянский

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Геолого-геофизические исследования широкого класса геологических объектов на глобальном, региональном и локальном и уровнях обнаруживают некоторые общие особенности структурного строения геологических образований. К таковым относятся концентрические кольцевые, эллептические, гиперболические, радиальные, спиралевидные рисунки расположения в плане некоторых зон тектонических нарушений, трещиноватости, брекчирования, распределения магматических тел и т.п. В объёме среды эти формы представляют собой сфероиды, эллипсоиды, конусы, гиперболоиды и параболоиды. Указанные особенности являются следствием воздействия на геологическую среду единого физического фактора, который обладает способностью системного структурирования окружающего пространства. Среди естественных геофизических полей таковым фактором может служить микросейсмическое волновое поле Земли.

Естественные волновые процессы в земной коре рассматривались различными авторами в качестве ведущих механизмов преобразования вещественно-структурного облика земной коры. Например, в работах В.В. Богацкого [1], на многочисленных примерах детально изученных рудных геологических объектов и месторождений различного генезиса, убедительно показана структурообразующая роль волнового фактора. В статье [2] рассматриваются общие вопросы воздействия короткопериодных колебаний Земли на геологические процессы в литосфере. Имеются сведения о том, что в большинстве случаев нефтяные и рудные месторождения находятся в обрамлении наклонных и/или листрических разломов В целом картина разрывной тектоники представляется в виде цветка, лепестками которого являются отражающие поверхности [3]. Механизм формирования подобных структур практически не обсуждается.

Правильность геометрических форм региональных и локальных зон трещиноватости, брекчирования и, возможно, микроструктур горных пород, а также «кусковатость» геологических образований на различных масштабных уровнях, являются проявлениями самоорганизации геологической среды, на которую оказывает воздействие внешнее силовое поле. Принципиально важно отметить, что указанное внешнее поле (в отличие от гравитационного, магнитного и теплового потенциальных полей) само должно обладать упорядоченной структурой в объеме среды, дискретностью и энергией, достаточной для обеспечения необратимых изменений в геологической среде. Перечисленными свойствами характеризуются стоячие волновые поля (СВП) [4].

Восходящее к поверхности поле микросейсмических волн взаимодействует с акустически жесткими границами раздела сред, например, на контакте внешнего ядра и мантии, в астеносфере и литрсфере, на границах Мохоровичича и внутри земной коры. При этом возможны следующие физические эффекты: низкочастотный спектр колебаний смещается к высоким частотам, возникают колебания с согласованными частотами и резонансные явления, образуются зоны фокусировки и каустики, кратные и стоячие волны во встречных потоках восходящих и нисходящих волн. Стоячие волны обладают упорядоченной структурой, стабильны в пространстве и времени [4, 5, 6].

Важно отметить, что стоячие волновые поля действуют всегда на фоне микросейсмического поля планеты, которое повсеместно и постоянно держит окружающую среду, в том числе земную кору, в энергетически возбужденном состоянии. В областях возникновения СВП в широком спектре сучайного поля микросейсм дополнительно появляется постоянно действующий регулярный компонент, способный преобразовать среду по своему образу и подобию. Как продольные (волны давления), так и поперечные (волны сдвига) образуют узлы и пучности вдоль гиперболических фронтов СВП, которые пространственно не смещаются за время существования источника и образующей границы. Соответственно волновое давление локально воздействуют на уже возбужденную среду, что приводит, в общем случае, к ее преобразованиям за счет пондеромоторных сил, реологических и механо-химических процессов. Известно, что сопротивление консолидированных горных пород к напряжениям растяжения в 6-15 раз меньше чем к сжатию. Поэтому разрушения сплошности среды следует ожидать преимущественно в зонах растяжений СВП. При этом возможно возникновение дискретных, фрагментарных структур земной коры, зон брекчирования, проницаемых для флюидов и магматических расплавов, каналов миграции и концентрации химических элементов, в том числе углеводородов.

Известно, что нелинейные упругие (диссипативные) свойства среды проявляются при сильных внешних воздействиях, превышающих пределы упругости или при длительных воздействиях слабых сил. В последнем случае, деформационные изменения накапливаеются в локальных областях объёма среды в течение геологических масштабов времени. В результате происходят необратимые деструктивные процессы в областях узлов и пучностей, имеющих размерность в четверть длины волны. Последнее обстоятельство важно для объяснения причины фрактальной размерности (кусковатости) геологических объектов [7].

При наличии локального источника и плоской отражающей границы СВП образуется в форме вложенных гиперболических поверхностей. В горизонтальной плоскости сечения гиперболоиды представлены концентрическими окружностями, в наклонном сечении – эллипсами, а в вертикальной плоскости – гиперболами.

Аналогичные формы реально существующих геологических объектов детально изучены в разрезах рудных месторождений Печенгского, Норильского, Забайкальского районов, магнетитовых руд Сибирской платформы, трещинно-брекчиевых структур Дальнего Востока [1]. Эллептические и гиперболические волновые формы СВП явно проявляются на сейсмических разрезах, пересекающих Мирнинское кимберлитовое поле трубок [8]. По комплексу геофизических данных и дешифрированюие космических снимков Африканских алмазонос-

ных провинций (Заирской, Сауримо, Калондо, Макумба) чётко выявляются овоидно-радиальные структуры явно волновых форм и происхождения [9].

Яркий пример реального проявления СВП представляют результаты выполненной нами интерпретации особенностей сейсмических разрезов земной коры, полученных по геотраверсу «Татсейс-2003» [10]. Установлено, что симметричное относительно некоторого единого центра веерообразное расположение основных сейсмических границ не является случайным, а идеально соответствует конфигурации фронтов СВП, образованных локальным волновым источником. Расположение источника однозначно совпадает с областью сочленения Котельнического свода и Казанско-Кижимского авлакогена, где на сейсмическом разрезе наблюдается смена направления наклона границ на противоположное (с Юго-Востока на Северо-Запад). Таким образом, подтверждается структурообразующая роль СВП и находят объяснение причины образования листрических разломов, и совокупности наблюдаемых отражающих границ.

Волновой фактор, возможно, провоцирует разрядку локальных стрессовых напряжений среды. При этом эпицентры микроземлетресений будут располагаться на поверхности земли вдоль элементов линий второго порядка (окружностей, парабол, гипербол) или составлять повторяющиеся своеобразные узоры. Подобную картину локализации микроземлетресений можно наблюдать в центральной части Воронежского кристаллического массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. – М.: Недра, 1986. – 89 с.
2. Чиков Б.М. Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы) // Литосфера. – № 2. – 2005. – С. 3-20.
3. Кузин А.М. Диалектика интерпретации сейсмических данных // Материалы Всероссийской конференции. «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы». – М., 2008. – С. 242-246.
4. Дубянский В.И. О проявлении стационарных волновых процессов в некоторых структурах земной коры // Вестник ВГУ, серия «Геология». – № 2. – 2005. – С. 161-168.
5. Крауфорд Ф. Волны. Берклеевский Курс Физики. – Т. 3. – М.: Наука, 1974. – С. 257.
6. Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. – М.: Изд-во АНСССР, 1962. – 511 с.
7. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. – М.: Недра, 1986. – 261 с.
8. Дубянский В.И. Стационарные волновые поля Земли как фактор формирования дискретных образований земной коры // Материалы XII Международной конференции «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». – Воронеж, 2006. – С. 192-194.
9. Караев Н.А. Сейсмическая гетерогенность кимберлитообразующей системы / Н.А. Караев, Я.Я. Биезайс, П.А. Лебёдкин // Геофизика. – № 6. – 2000. – С. 17-22.
10. Серокуров Ю.Н. Структурный контроль кимберлитов в провинции Лунде-Норте (Ангола) / Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 189-200.
11. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. – № 4. – 2006. – С. 3-21.

УДК 550.34:624.131

ПРОХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛЕЙ КЛЮЧЕВЫХ ТОЧЕК ОРБИТЫ И ИЗМЕНЕНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

А.Д. Жигалин

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

В своем движении по околосолнечной орбите Земля регулярно проходит несколько ключевых точек, что определяет наблюдаемые квазициклические изменения геофизических параметров. Традиционно ключевыми точкам в годовом обращении нашей планеты вокруг Солнца считаются дни зимнего и летнего солнцестояния, весеннего и осеннего равноденствия, а также дни смены фазы Луны. К сопутствующим прохождению Земли через эти точки орбиты изменениям геофизических параметров следует относить смену времен года, фазы луны, равную, максимальную и минимальную длительности дневного и ночного времени, а также солнечные и лунные затмения. С физической (геофизической) точки зрения эти изменения можно рассматривать как периодические вариации гравитационного, геомагнитного и температурного полей, а также мощности непосредственного, в первую очередь, солнечного облучения поверхности Земли, а также влияние источников, находящихся за пределами Солнечной системы. Есть основания предполагать, что последовательный «облет» планетой указанных точек, положение которых во времени и пространстве все время меняется, приводит к заметным изменениям протекающих эндогенных геологических процессов, проявляющихся на поверхности планеты в виде землетрясений, активизации вулканической деятельности и др.

Изучение изменения геофизических условий при орбитальном перемещении Земли и при движении ее вместе с Солнцем вокруг центра Галактики не является самоцелью. Понимание происходящих процессов, выявление характеризующих их причинно-следственных связей может помочь оценить возможные природные и природно-техногенные негативные геоэкологические последствия, ожидающие нашу цивилизацию. Объектом непосредственного исследования при этом являются передаточные механизмы влияния космо-солнечного воздействия на литосферу и биосферу.

В настоящее время наблюдается тенденция увеличения активности Солнца в ее изменении в рамках вековых циклов. Максимум солнечной активности ожидается в 2012-2015 гг. Возможно, наблюдаемые сейчас плохо поддающиеся объяснению погодные явления представляют собой прелюдию к радикальным климатическим изменениям. Направление этих изменений с точки зрения сохранения оптимальных условий существования биосферы пока неясен, поскольку метеособытия чередуются достаточно быстро. В частности, такая общая тенденция прослеживается на данных регистрации приходящего к Земле нейтронного потока (бомбардировка магнито- и, главным образом, ионосферы нейтронами высоких энергий). Нейтронная активность может служить надежным индикатором сейсмической активности, хотя механизм связи недостаточно изучен (если не принимать во внимание гипотезу о существовании естественных ядерных реакторов – ЕЯР). Установлена зависимость величины выделяемой в землетрясениях энергии (Е, Дж) от величины потока частиц, детектируемых во время солнечных вспышек с высоким; коэффициентом корреляции (0,94-0,97 при вспышках на Солнце в 1984 и 1985 гг.). Что касается самого нейтронного потока, то в настоящий момент временно́й локальный минимум потока нейтронов, наблюдавшийся в 2000-2004 гг., сменился увеличением нейтронной активности.

Наблюдаемые возмущения магнитосферы, проявляющиеся в форме магнитных бурь различной интенсивности, также могут играть роль триггера, приводя в действие механизм

землетрясений. Вопрос в том, насколько сформирована очаговая зона и каково напряженное состояние горных пород в этой зоне. Прохождение магнитных возмущений представляет собой достаточно ординарное событие и зависит от солнечной активности. Далеко не каждый эпизод прохождения магнитной бури может быть сопоставлен с сейсмическим событием. В то же время сопоставительный анализ эпизодов прохождения магнитных бурь и проявлений сейсмической активности в районах, характеризующихся различной сейсмичностью, позволил установить корреляционную связь с коэффициентом корреляции 0,42-0,54. Интересен тот факт, на который ранее не обращалось внимание, что при прохождении магнитного возмущения значительной интенсивности (*Ki* = 7) существенно изменяется спектр микросейсмических колебаний. Он становится широким и без доминирования каких-либо частот, что отличает его от спектра фоновых микросейсм. Кажущийся невысоким процент соответствия магнитных бурь и сейсмопроявлений, однако, скорее свидетельствует не столько об отсутствии или слабости связи, сколько о наличии иных неизвестных причин, вызывающих землетрясения. В конечном итоге можно полагать, что связь прохождения магнитных бурь и соответствующих изменений в состоянии литосферы существует.

Анализ магнитной активности по суммарной величине индекса *Ki*, и сейсмической активности по числу землетрясений в «ключевые» для Земли дни показал, что суммарная за 2004-2008 гг. магнитная активность в дни равноденствия и солнцестояния приблизительно одинакова, а именно, сумма коэффициентов *Ki* составила 194 и 177, соответственно, тогда как соотношение чисела землетрясений в эти дни для 2004 г. оказалось 5 и 8, соответственно, а для 2008 г. – 8 и 12. Отношение сумм коэффициентов в обоих случаях составляет 1,6 и 1,5. Таким образом, предпочтение с точки зрения возможного взаимного влияния магнитной и сейсмической активности следует отдать дням летнего и зимнего солнцестояния – точкам экстремумов в каждом из двух интервалов времени года. Сопоставление числа землетрясений в указанные дни по годам показывает, что в окрестностях дней весеннего равноденствия 21 марта 2004 г. и 2008 г., равно как и в окрестностях дня осеннего равноденствия 23 сентября 2004 г., наблюдается повышенный уровень выделения сейсмической энергии. Что касается дней летнего и зимнего солнцестояния, повышение выделения сейсмической энергии наблюдается с некоторым временным запаздыванием, кроме дня летнего солнцестояния 22 июня 2004 г., когда, наоборот, сейсмичность снижается.

Для изучения влияния солнечного затмения на изменение геофизических параметров проводились сопряженные по времени с полным солнечным затмением 29 марта 2006 г. и 1 августа 2008 г. комплексные геофизические наблюдения, включавшие измерения фоновых сейсмических (микросейсмических) колебаний, эсхаляции водорода, выхода аэрозолей, уровня радиации и напряженности электростатического поля.

Сопоставление результатов измерений уровня микросейсмических колебаний, выхода водорода и аэрозолей во время полного солнечного затмения 29 марта 2006 г., а также микросейсмических колебаний, уровня радиации, выхода водорода и напряжённости электростатического поля во время полного солнечного затмения 1 августа 2008 г. позволило сделать ряд интересных заключений.

Наблюдения показали заметные изменения регистрируемых параметров вскоре после прохождения фазы полного солнечного затмения, что, скорее всего, свидетельствует об изменении напряженного состояния верхней части земной коры и о связи этого изменения с взаимным расположением Солнца луны и Земли. При этом в течение временно́го интервала фазы полного солнечного затмения заметные изменения еще не наблюдаются. Они начинаются с определенным временным сдвигом. Так, для водорода и аэрозоля этот сдвиг составил примерно один час, тогда как для микросейсм он оказывается существенно бóльшим – почти два с лишним часа (затмение 29 марта 2006 г., долина р. Баксан).

Наблюдения во время полного солнечного затмения 2008 г. (Новосибирская обл.) выявили картину суточного хода фонового уровня микросейсм. При этом сам фоновый уровень

в 2008 г. оказался примерно вдвое ниже уровня микросейсм, регистрировавшегося в 2006 г. Сопоставление результатов, полученных в обоих эпизодах, показывает их принципиальное сходство. Это дает основание рассматривать их как отражение одного и того же явления, а именно, изменения влияния электромагнитного и корпускулярного воздействия Солнца во время прохождения тени Луны по его диску.

Интересным явлением, которое удалось выявить в ходе наблюдений, оказалось изменение спектральных характеристик микросейсмических колебаний. В период времени с 12 июля по 3 августа 2008 г. было обнаружено повышение уровня микросейсм, уменьшение амплитудной и частотной дисперсии колебаний. Оказалось, что спектры, чёткие при приближении к моменту полного затмения, вблизи фазы полного солнечного затмения теряют свою чёткость и становятся «размазанными» в широком диапазоне частот. Этим они напоминают «поведение» частотных спектров сейсмических колебаний при прохождении магнитных бурь, о которых говорилось, рассматривались ранее. Следует полагать, что наблюдаемые изменения всех параметров имеют одну причину – изменение напряженного состояния массива горных пород в связи с прохождением лунной тени шириной около 200 км по поверхности Земли.

Прохождение лунной тени по поверхности Земли в период полного затмения оконтуривает область, в пределах которой максимально проявляется приливная волна, обусловленная одновременным гравитационным воздействием Солнца и Луны. В этом контексте изменения напряженного состояния в верхних слоях земной коры, проявляющееся в изменении уровня выхода водорода и микросейсм, можно интерпретировать как следствие прохождения заднего фронта приливной волны, в пользу чего говорит опыт сейсмологических исследований. С другой стороны, покрытие лунной тенью части поверхности планеты означает перекрытие на некоторое ограниченное время (до 3-5 мин) доступа к этому участку поверхности ординарного солнечного электромагнитного и корпускулярного излучения, создающего компенсационный (противогравитационный) эффект. Уход тени вызывает вслед за резким усилением (точнее, восстановлением) корпускулярного давления и электромагнитного воздействия на ионосферу вертикальное сжатие горных пород, возможно, влекущее за собой «угнетение» проявления геофизических процессов в верхних слоях земной коры.

Следует заметить, что в период проведения наблюдений полного солнечного затмения с 28 марта по 2 апреля 2006 г. были зарегистрированы землетрясения на обширной территории от Балкан до Восточного Ирана, частично попадающей в полосу лунного следа на земной поверхности. Это обстоятельство является дополнительным подтверждением предполагаемой связи магнитных возмущений с сейсмической активностью.

Таким образом, сопоставление результатов комплексных геофизических наблюдений, проведенных во время полного солнечного затмения в марте 2006 г. и в июле-августе 2008 г. показывает, что этот природный феномен вызывает достаточно хорошо идентифицируемый отклик в верхних слоях земной коры. Прохождение лунной тени по поверхности Земли сопровождается кратковременным изменением фона микросейсмических колебаний, возмущением геомагнитного и электростатического полей вблизи поверхности Земли, изменением режима водородной дегазации и выхода аэрозоля. Возможно, такое событие, как расположение на одной прямой линии Солнца, Луны и Земли, приводит к нарушению состояния гравитационного и других видов равновесия, что отображается в изменении геофизических параметров, наступающего и длящегося определённое (разное для различных видов геофизических полей) время в рамках события.

Если рассматривать полное солнечное затмение как частный случай ординарного новолуния, можно на основании натурных наблюдений сделать следующий вывод. Изменение напряженного состояния литосферы в периоды новолуния, когда Солнце и Луна, находясь по одну сторону от Земли, оказывают на неё наиболее сильное гравитационное воздействие, приводит к повышению уровня микросейсмических колебаний. По мере приближения к

временно́й точке точного новолуния прослеживается, во-первых, увеличение осредненной амплитуды микросейсмических колебаний и, во-вторых, значительное снижение их дисперсии. Эти особенности после прохождения точки новолуния постепенно редуцируются. Закономерности, выявленные при изучении изменений магнитного поля и уровня сейсмичности при новолунии и частном случае этого феномена – полном солнечном затмении, показывают, что существует устойчивая связь между всеми рассматриваемыми явлениями – флюктуациями солнечного волнового и корпускулярного излучения, вариациями переменного компонента магнитного поля в около земном пространстве и изменениями напряженного состояния литосферы. Однако следует иметь в виду, что эта связь может быть завуалирована влиянием других факторов. Тем не менее, установленное по данным наблюдений совпадение характерных особенностей изменения спектральных характеристик микросейсмических колебаний при прохождении магнитных бурь и во время полного солнечного затмения представляется весьма интересным явлением.

В заключение раздела о солнечно-земных связях возможно привести результаты сопоставления прохождения солнечной вспышки, возникновения напряженной ситуации в геомагнитном поле и сильного землетрясения в Японии в марте этого года. Последовательность событий представляется следующей: начиная с 8 марта наблюдалась серия вспышек на Солнце, наиболее сильная из которых класса X пришлась на начало 10 марта (время везде московское), в середине 10 марта возник цуг магнитных бурь класса G1 и G2 (который длился до середины дня 12 марта), и затем утром 11 марта в последовал наиболее сильный толчок с магнитудой M = 9, вызвавший разрушительное цунами, за которым последовал непрерывный ряд землетрясений, в том числе и достаточно сильных.

Утверждать, что причиной наделавшего столько бед Японского катастрофического землетрясения явились солнечная вспышка и последовавшие за ней магнитные бури, наверное, преждевременно. Во всяком случае, это пока, безусловно, не доказано. Однако не следует забывать о нелинейности природных процессов, о возможном, нами пока не определенном, сочетании геофизических условий, при которых относительно незначительное энергетическое воздействие может привести к серьезным последствиям. Возможно, в случае Японского землетрясения 11 марта 2011 г. мы столкнулись именно с такого рода феноменом.

Литосфера и ее освоенная человеком верхняя часть – геологическая среда – представляют собой геологическую основу жизни на Земле. Сильные природные и искусственные воздействия на литосферу при определенном, неординарном, сочетании геофизических условий способны изменять, иногда существенным образом, общую геоэкологическую обстановку на значительной территории. Это следует иметь в виду при оценке степени риска возникновения чрезвычайных ситуаций вследствие сильных воздействий на литосферу. Под неординарными геофизическими условиями в данном контексте следует понимать такую ситуацию, при которой интегральные параметры наблюдаемых природных и техногенных геофизических полей выходят за пределы «разрешенных» природой и эволюционно сбалансированных уровней энергии, обеспечивающих приемлемые условия существования биосферы и нас с вами на нашей планете.

Современная глубоко технократическая цивилизация располагает большим суммарным потенциалом энергии, потребляя в течение суток 1018 Дж энергии. Если сопоставить это количество, например, с энергией электромагнитного излучения, которая ежесуточно приходит от Солнца, а это составляет $1{,}73 \cdot 1022$ Дж, то становится ясно, что до энергетических возможностей Природы человеку пока еще далеко. Однако надо ясно представлять, что человек благодаря современным технологиям способен запасать большое количество энергии и в нужное время эту энергию использовать. При сопоставлении энергетических параметров, характеризующих природные процессы (диапазон от 106 до 1032 Дж), и возможностей человечества на современном уровне технологий (до 1018 Дж), становится очевидной техногенная уязвимость литосферы и вместе с ней биосферы.

Воздействие природных геофизических и техногенных физических полей на живые организмы вызывают ответную реакцию в виде напряжения организма, функционального расстройства отдельных жизненно важных систем или всего организма. При этом воздействие ощущается на всех иерархических этажах экосистемы. Если проследить реакцию живых организмов на оказываемое на них воздействие, то можно заметить, что существует некоторый оптимальный интервал воздействия, в пределах которого живые организмы могут существовать без отклонений от нормы (пределы гомеостазиса). Такой интервал ограничен справа (при недостаточной силе воздействия, дефиците энергии) и слева (при избыточности энергетического воздействия). При этом при отклонении от интервала с оптимальными условиями сначала наблюдается угнетение живых организмов и экосистем в целом, а затем при нарастании силы воздействия или при углублении дефицита влияния факторов может наступить гибель отдельных особей или видов, представляющих экосистему, или всей экосистемы с заменой ее экосистемами, обладающими бóльшими адаптационными возможностями. Как протекает такой процесс можно увидеть на примере реакции человеческого организма на внешнее электромагнитное воздействие. От порога начала восприятия воздействия, который составляет 10-15 Вт/см2 при изменении плотности потока энергии (мощности, отнесенной к единице площади), до 101 Вт/см2, когда наступает гибель живого организма, можно выделить несколько ключевых моментов (насыщение, компенсация, тотальная мобилизация, срыв и угнетение). В обобщенном виде, применительно к человеческому организму, в «интервале жизнеспособности» можно выделить четыре уровня, или состояния – состояние «здоровье», состояние «напряжение», состояние «утомление» и, наконец, состояние «болезнь». По выражению В.П. Казначеева, академика РАМН, болезнь это тоже жизнь, но в неадекватных условиях (с нарушением условий гомеостазиса). Такая реакция живого (в том числе человеческого) организма отвечает известному принципу Ле Шателье, показывающему, что живые организмы, реагируя на воздействие, сначала «включают» компенсирующие механизмы (стадия «напряжение»), затем на пределе адаптационных возможностей возникает состояние «утомление», которое затем может перейти в состояние «болезнь».

Поиск солнечно-земных экологических связей уходит своими корнями в далекое историческое прошлое. Однако интерес к этой теме не ослабевает и даже, наоборот, в последнее время все больше усиливается. Исследования проводятся в разных направлениях. В данном сообщении рассматривается один из аспектов, а именно, изучение связи между сердечной деятельностью человеческого организма и изменениями геофизических условий. Так, в ходе проведения длительного эксперимента обнаружена согласованность годовых изменений сердечной деятельности человеческого организма с годовым ходом температурного поля и вариациями барического (атмосферного) давления. Тренды систолического и диастолического артериального давления практически повторяют огибающую графика изменения атмосферного давления. График годового хода изменения температуры характерен тем, что летний аномальный максимум достаточно хорошо согласуется с низким положением трендов изменения обоих видов артериального давления. Что касается сопоставления магнитной активности с другими изучавшимися параметрами, то связь изменений магнитной активности с изменением температуры, артериального и атмосферного давления может рассматриваться как предположительная (пока гипотетическая). Правда, справедливости ради, можно, при внимательном рассмотрении увидеть корреляцию между магнитной активностью и годовым ходом температуры. Особенно это хорошо заметно в области летнего максимума температуры, когда магнитная активность заметно снижается. Если посмотреть ход магнитной активности за ряд лет, можно видеть, что такое снижение активности не является ординарным явлением. Поэтому можно предположительно считать, что связь температуры и магнитной активности существует, поскольку источник общий – Солнце. Однако это предположение требует дополнительного изучения.

УДК 551.24(268.3)

ПРИЗНАКИ НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗРЫВОВ И СЛЕДЫ ВЕРОЯТНЫХ ПАЛЕОСЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ НА УЧАСТКЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Д.С. Зыков, Е.Н.Терехов, А.С. Балуев

Учреждение Российской Академии наук Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Для территории Баренцевоморского побережья Кольского полуострова выявлялись разные типы подвижности земной коры. Сравнительно медленные послеледниковые перекосы склонов щита установлены на основании анализа спектра террас. Такие проявления подвижности увязываются в основном с гляциоизостатическими явлениями [1]. Выявляются также следы быстрых, вероятно палеосейсмических проявлений, выражающихся в специфических элементах рельефа.

Для района северо-восточного побережья Кольского полуострова установлены многочисленные рвы, заполненные свежим обломочным материалом, необработанные ледником уступы в коренных породах, обвальные тела и др. Отмечено пространственное соотношение этих морфоструктур с разрывными нарушениями, в частности с разрывами линии Карпинского, проходящей вдоль современной береговой линии Баренцевоморского побережья [2, 3, 4 и др.]. Однако при этом фиксация конкретных морфоструктур приводится в литературе достаточно редко.

Исследуемая территория расположена на северо-восточном побережье Кольского полуострова в районе губы Савиха (рис. 1, *а*), примерно в 230 км юго-восточнее Кольского залива, в пределах мурманского геоблока, сложенного архейским гранито-гнейсовым комплексом пород. Они прорваны дайками и силами габбро долеритов протерозойского и девонского возрастов. Архейский кристаллический фундамент местами осложнен грабенами, заполненными субгоризонтально залегающими или слабо деформированными терригенными толщами позднерифейско-вендского возраста**.** В районе исследований фиксируется достаточно интенсивная для платформ современная сейсмичность, установленная по инструментальным данным. Считается, что в послеледниковое время сейсмичность была значительно интенсивнее.

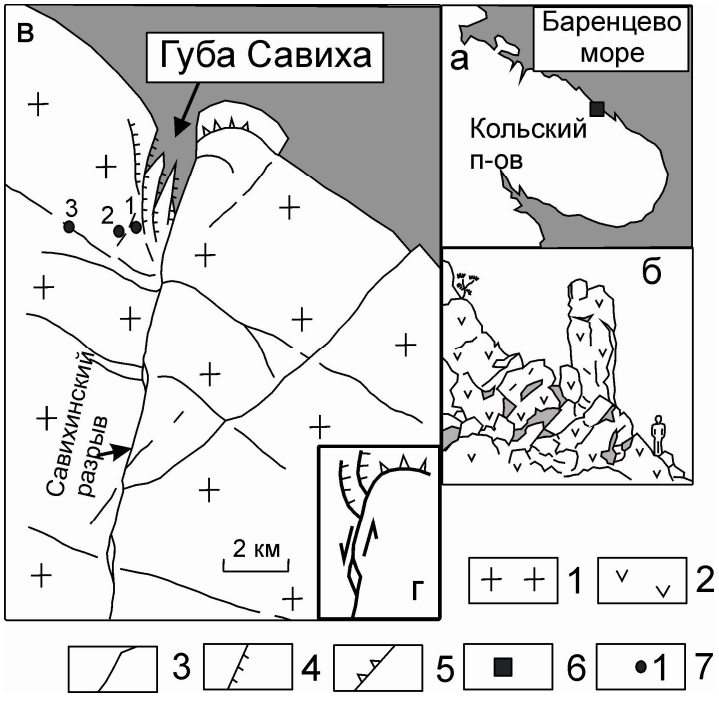


Рис. 1. Предполагаемые палеосейсмодеформации и неотектонически активизированные разрывы в районе губы Савиха: *а – региональная привязка района исследования; б – «перьевидная» скала; в – морфоструктура Савихинского разрыва; г – тектонофизическая модель, реализующаяся в районе исследования; 1 – кристаллические породы фундамента; 2 – габбро-долериты; 3 – структурные линеаменты; 4 – листрические сбросы; 5 – взбросы; 6 – район работ; 7 – расположение палеосейсмодеформаций, обсуждаемых в тексте*

Рельеф исследуемой площади расчлененный, холмистый и имеет преимущественно денудационно-тектонический характер. Абсолютные отметки вершин лежат в интервале от 0 до более 200 м. Глубина расчленения имеет такие же значения в районе побережья и

несколько уменьшается в сторону суши. Склоны возвышенностей обычно пологие на водоразделах и обрывистые у заливов и эрозионных врезов.

Линейная эрозионная сеть хорошо развита и имеет структурно – обусловленный характер, повсеместно подчеркивая трещинно разрывные и прочностные неоднородности кристаллического субстрата. На всей территории наблюдаются многочисленные глыбовые обвалы. Поверхность кристаллических пород повсеместно скульптурирована приоткрытыми зияющими трещинами и «свежими» скальными уступами, не несущими следов ледниковой обработки. Происхождение их можно дискутировать.

Четвертичные отложения распространены эпизодически, представлены в основном моренным, флювиогляциальным материалом и отложениями морских террас.

Наблюдения над имеющимися особенностями рельефа позволяют выделить некоторые яркие локальные его элементы, которые по аналогии с известными примерами, можно достаточно уверенно отнести к палеосейсмодеформациям. Приведем описания наиболее выразительных из них.

Одно из верховий залива Савиха через систему озерных депрессий открывается в сравнительно широкую и глубокую (около 100 м) долину, с обрывистыми бортами, сложенными протерозойскими габбро-долеритами.

Здесь, в основании склона, наблюдаются выступы скальных пород, ограниченные субвертикальными поверхностями трещин. Один из них разбит по плоскостям трещин на отдельные блоки, часть из которых остается прижатой к склону, часть раздвинулась, образуя зияния, и часть отодвинулась от массива и сместилась вниз по склону (№ 1 на рис. 1, *в*). Ниже, под основанием выступа, наблюдается шлейф из остроугольных сравнительно свежих глыб диаметром, в среднем, 0,5-1 м, распространяющийся на десятки метров от выступа под уклон и на горизонтальной поверхности у основания склона. В нижней части склона наблюдается останец, расположенный на небольшом расстоянии от коренной стенки отрыва и представляющий собой своеобразную «колону» высотой около более метров (рис. 1, *б*). Подобные морфоструктуры изучены для районов Южной Карелии, где они обоснованы как палеосейсмодислокации и названы «скальными перьями» [5].

В привершинной, сравнительно пологой части этого же склона, наблюдаются протяженные, в сотни метров в длину, выступы скальных пород, продолжающиеся с водораздела на склон возвышенности. Они также ограничены протяженными плоскостями трещин и носят характер своеобразных крупных ступеней. Эти выступы расположены на расстоянии в первые сотни метров друг параллельно другу и отражают трещинную делимость коренных пород (габбро-долеритов). Внутри себя коренные выступы также разбиты системами трещин, в нижней части наблюдаются коллювиальные шлейфы.

Один из этих выступов имеет значительные морфологические отличия от остальных (№ 2 на рис. 1, *в*). В верхней части, он представляет собой скалу, разбитую лишь слегка приоткрытыми трещинами на блоки, остающиеся почти в коренном залегании. Ниже по склону блоки раздвигаются, между ними появляются зияния и еще ниже, на склоне, практически весь выступ представляет собой сплошное поле остроугольных глыб самых разных размеров, в среднем от 0,5 до 10 м в диаметре. Весь развал имеет размеры примерно 300 х 300 метров, что выделяет его на общем фоне многочисленных небольших обвалов и осыпей, широко распространенных на территории. По степени сохранности глыб развал производит впечатление одновременности образования.

Масштабы явления позволяют предположить наличие и достаточно масштабной причины, которая привела, видимо, к одновременному разваливанию на части крупного коренного выступа. Такой причиной, воздействующей одновременно на большие объемы горных масс, вероятнее всего представить себе сейсмическую волну. Без подобного воздействия, даже в условиях подготовленного к дезинтеграции объема пород, скорее имело бы место постепенное обваливание краев выступа. Не исключено также, что в образовании развала сыграл роль тектоно-кессонный эффект, проявившийся при приповерхностной релаксации имевшихся в породах напряжений.

Возвышенность, на склонах которой были описаны предыдущие морфоструктуры, ограничена с юго-запада широкой долиной северо-западного простирания, на дне которой наблюдается цепочка озер. В этих местах, примерно в 3 км от верховьев губы Савиха наблюдается еще одна морфоструктура, в происхождении которой можно предположить сейсмическое участие (№ 3 на рис. 1, *в*). Расположена она в основании крутого склона юго-западной экспозиции на перевале между двумя озерами, маркирующими дно долины и имеет северо-западное простирание. Морфоструктура представляет собой узкую прямолинейную депрессию длиной около 100 м, шириной 4-8 м по верху и видимой глубиной около 2-4 м. Депрессия нарушает поверхность глыбово-коллювиального шлейфа, спускающегося со склона на перевал, и полностью им перекрыта. Глыбы у ее дна разделены незаполненными зияниями, и углы их неокатаны. Можно предположить, что в этом месте в коренных породах вдоль основания склона существует провал, в который и опускается (засасывается) глыбовый материал шлейфа. При этом пустота пространств между глыбами свидетельствует о совсем недавнем (послеледниковом) образовании этого провала или, даже, о продолжающемся в настоящее время процессе его раскрытия.

Учитывая, что морфоструктура находится в основании склона и ближайшая параллельная ей более глубоко врезанная эрозионная долина находятся на расстоянии почти в километре к югу, можно считать, что гравитационный фактор в ее образовании не играет определяющей роли, или, что гравитационные движения связаны с горизонтальными перемещением больших, в сотни метров в диаметре, блоков пород. В то же время, широко известно, что зияющие рвы часто образуются на поверхности в результате землетрясений, провоцирующих перемещения значительных объемов пород. Это сопоставление позволяет уверенно предположить, что появление данной морфоструктуры связано с последствиями послеледниковой сейсмичности и отнести ее к палеосейсмодеформациям.

Сейсмичность часто связывают с наличием в окружающих районах неотектонически активных структур. В исследованном районе, на фоне многочисленных линеаментов, дешифрируемых по дистанционным данным, выделяется линейная морфоструктура, простирающаяся от губы Савиха в общем юго-юго-западном направлении на расстояние более 30 км и далее. На космических снимках она выражена в целом прямолинейным разрывом, который осложняется закономерными коленчатыми изгибами, появляющимися через каждые несколько км. В южном направлении она постепенно затухает среди сети других линеаментов, а в северной части входит в крайнее восточное верховье губы Савиха, определяя прямолинейность ее восточного побережья (рис. 1, *в*).

На местности структура маркируется прямолинейной врезанной гидросетью и сгущением субвертикальных трещин, местами несущих зеркала скольжения, что позволяет отнести ее к разломам, изначальное появление которого, безусловно, является доновейшим. Эта морфоструктура, названная Савихинским разломом, практически ортогонально пересекается системой тектонических линеаментов северо-западного простирания. Их закономерное изгибание в месте пересечения позволяет предположить наличие левосдвиговых движений по разрыву в процессе его развития, имевших место, скорее всего, в доновейшее время. Коленовидные изгибы (по материалам дешифрирования) имеют форму пулл-апарта, расположение их также подтверждает левосдвиговую природу разрыва. Ориентировка борозд скольжения показывает наличие как вертикальной, так и горизонтальной компонент смещения.

Рельеф по сторонам разрыва, в условиях однородных по составу пород, различается по высоте до ста метров, что, видимо, отражает амплитуду блоковых субвертикальных новейших движений. Существуют также признаки и горизонтальныхперемещений. Дешифрируемые структуры пулл-апарт выражены понижениями, заполненными озерами. Это, видимо, свидетельствует о реактивации левосдвиговых подвижек в новейшее время.

Важную информацию о неотектонической активизации разрыва дает рельеф, окружающий залив Савиха. Дешифрирование дистанционных материалов показывает, что на западном берегу залива выделяется ряд слабоизогнутых структурных линеаментов, почти параллельных Савихинскому разрыву, приближающихся к нему выше верховьев залива и слег-

ка расходящихся в сторону морской акватории, образуя своеобразную структуру метлы. На местности линеаменты отвечают разрывам, выраженным сгущением трещин, круто падающих в сторону залива. На этих трещинах иногда наблюдаются зеркала и борозды скольжения. Разрывы разграничивают несколько выраженных в рельефе сравнительно крупных вытянутых вдоль залива блоков, каждый из которых слегка задирается в сторону залива и морской акватории и опускается в своей тыловой части в сторону суши, где наблюдается цепочка озер, прижатых к приразрывному уступу. В целом вся морфоструктура выглядит как серия листрически перекошенных от залива и от моря ступеней, имеющих несколько км в длину и менее км в ширину. Такому рельефообразующему повороту блоков соответствуют и имеющиеся сдвиго-сбросовые борозды скольжения. Анализ геологического строения территории показывает, что существование имеющегося рельефа не может быть объяснено препарировкой каких либо неоднородностей субстрата, и, следовательно, они являются неотектонически предопределенными. Можно констатировать, что вся ступенчатая морфоструктра западного берега залива Савиха, вместе с депрессией самого залива, по своим геоморфологическим и структурно-кинематическим признакам отвечает зоне растяжения, возникшей на конце Савихинского разлома в месте его сочленения с разломом Карпинского.

Противоположный (восточный) берег залива Савиха имеет иные геоморфологические характеристики. Он выражен сравнительно высокой возвышенностью, слаборасчлененная вершинная поверхность которой полого опускается в сторону морской акватории. Непосредственно у места смыкания восточного берега губы и морского побережья наблюдается полуостров, вдающийся в море на расстояние около километра. Полуостров сложен как пластовой интрузией габбро-долеритов, так и гранито-гнейсами архейского основания, что не позволяет отнести его появление только за счет денудационной препарировки более прочных пород. Контакт интрузии и гнейсов наблюдается в районе восточного берега губы. Он явно тектонический и представляет собой обширную, в сотни квадратных метров плоскость зеркала скольжения (к сожалению, заветренного), круто ныряющую под интрузивное тело в общем северном направлении. Этот разрыв прослеживается в виде дуговидного линеамента вдоль всего основания полуострова.

Интрузия превышает в рельефе вмещающие гнейсы, что может быть объяснено как ее возможной большей прочностью, так и новейшим взбрасыванием по разрыву.

Морфоструктура восточного берега, за счет своей приподнятости и монолитности в большей степени отвечает зоне сжатия, проявившейся на крыле Савихинского разрыва в новейшее время.

Сделанные наблюдения показывают, что в районе губы Савиха наблюдаются морфоструктуры сжатия и растяжения, разделенные Савихинским разрывом или расположенные у его окончания. Можно предположить, что они объединены парагенетическими взаимоотношениями и, согласно тектонофизическим моделям, их взаимное сочетание свидетельствует о новейшем левом сдвиге вдоль разрыва. Это согласуется с направлением сдвигания, устанавливаемым по морфоструктурам пулл-апарт в коленовидных изгибах этого же разрыва южнее (рис. 1, *г*).

Таким образом, в районе исследования выделяются как неотектонически активизированные разрывы, так и палеосейсмодеформации, которые, вероятнее всего, связаны друг с другом генетически и свидетельствуют о сравнительно высокой неотектонической активности блоков земной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00812 и Программы ОНЗ РАН № 9.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.А., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова // Вопро-

сы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1971. – С. 17-85.
2. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). – М.: Наука, 1977. – 240 с.
3. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря: Автореферат дисс. к.г.-м.н. – М.: МГГА, 2001. – 22 с.
4. Лукашов А.А., Романенко Ф.А. Характер и морфодинамика дизьюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита («линии Карпинского» // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII тектонического совещания. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 430-434.
5. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the Northern Part of Lake Onega (Zaonezhskyj Peninsula, Russian Karelia). Geological survey of Finland, Nuclear Waste Diposal Research. Report YST-90. – 1995. – 36 p.

УДК 550.34.01

О СУЩНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Н.Ю. Иванов

г. Воронеж, Россия

Для Солнечной системы существует зависимость удельной силы притяжения от плотности вещества. Подтверждением тому служит расположение планет в Солнечной системе. Важным следствием данной зависимости является движение солнечного ядра. В данном случае, гелиевое ядро и газовая оболочка Солнца будут двигаться по разным орбитам относительно центра Галактики. Так как гелиевое ядро находится внутри газовой оболочки, то ядро будет совершать колебания относительно центра Солнца. Колебание солнечного ядра оказывает глобальное влияние на движение тел в Солнечной системе. Особенно сильному влиянию будет подвержена Луна, и поэтому можно считать, что периоды движения Луны и солнечного ядра совпадают и равны 27,32 суток. При орбитальном движении Земли твердое земное ядро будет испытывать большую удельную силу притяжения по сравнению с остальными геосферами. В результате это приведет к колебанию ядра относительно центра Земли. Другой причиной колебания земного ядра является колебание ядра солнечного. Колебание земного ядра имеет огромное влияние на все земные процессы, в том числе, на сейсмическую активность нашей планеты. По глубокому убеждению автора, причиной сейсмической активности Земли является движение геосфер, потому что данный вид движения обладает необходимой энергией для создания условий землетрясений в глобальном масштабе. Движущейся геосферой также является литосфера. Было сделано предположение о том, что при вращении Земли литосфера тормозится относительно мантии действием приливообразующих сил Луны и Солнца. В твердых телах приливообразующая сила будет приводить к появлению приливных деформаций, образование которых обусловливает жесткая структура твердых тел. Жидкости, газы, а также твердые тела, температура которых близка к плавлению (имеется ввиду мантия), такой структурой не обладают. Поэтому приливное торможение будут испытывать лишь две земные геосферы: литосфера и твердое ядро Земли. Очевидно, что колебание земного ядра и действие приливообразующих сил зависит от орбитального движения Луны и Земли, а так же от колебания солнечного ядра. Целью данной работы является исследование движения литосферы относительно мантии под действием приливообразующих сил.

Движение литосферы относительно мантии за счет действия приливообразующих сил позволяет по-иному осмыслить сущность сейсмической границы Мохоровичича. Вещество в

верхней мантии, вплоть до ее границы, определяемой в 660 км, будет перемещаться, увлекаемое движением литосферы, испытывая при этом деформацию сдвига, деформацию растяжения, деформацию изгиба. Все перечисленные виды деформаций в литосфере и верхней мантии, обусловленные действием приливообразующих сил, являются основной причиной возникновения землетрясений. Рассмотрим рис. 1. На рисунке изображена деформация сдвига в литосфере. В данном случае деформация сдвига обусловлена действием пары сил, которые возникают при торможении литосферы относительно мантии при вращении Земли. В твердом теле литосферы будет существовать граница, где величина деформации равна нулю. Это и есть граница Мохоровичича. По современным представлениям, исключающим движение литосферы относительно мантии за счет действия приливообразующих сил, изменение скоростей сейсмических волн свидетельствует об изменении плотности вещества. В данном случае, скорость сейсмической волны зависит от величины деформации, растягивающей тело Земли. Чем больше величина деформации, тем скорость волны больше. В общем случае, граница Мохоровичича не должна совпадать с петрологической границей, что и наблюдается на практике. Также существует закономерность – граница Мохоровичича под океанами выше, а под континентальными равнинами ниже. Причиной, в данном случае, является большая величина деформации сдвига континентальной равнины, по сравнению с величиной деформации сдвига океанической плиты, потому что вещество континентальных равнин имеет меньшую плотность по сравнению с веществом океанической плиты. Следовательно, под действием приливообразующих сил деформация вещества континентальных равнин будет большей. Поэтому точка О на рис. 1 будет смещена вниз для вещества континентальной равнины по отношению к точке О вещества океанической плиты.

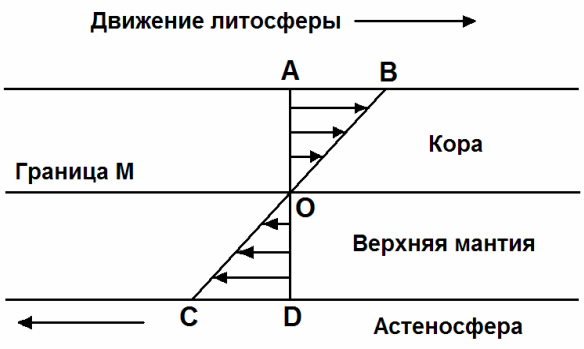


Рис. 1.

Граница между литосферой и астеносферой это граница между твердым телом литосферы и вязким частично расплавленным веществом астеносферы. Значит, действие приливообразующих сил в астеносфере должно быть невелико. Следовательно, существует разница в том, как приложены силы, вызывающие деформацию в литосфере и астеносфере. Действие приливообразующих сил в литосфере, это действие массовых сил, когда сила приложена к каждому атому вещества. При движении мантии и торможении литосферы приливообразующими силами, возникает пара сил, вызывающих деформацию сдвига в литосфере, как показано на рис. 1. Очевидно, что существует общая деформация растяжения для астеносферы и литосферы, которая тоже возникает от действия приливообразующих сил. Таким образом, величина деформации в литосфере складывается из двух деформаций, и ее значение будет больше, при прочих равных условиях, чем в астеносфере. Следовательно, для возбуждения землетрясения в литосфере, необходимо затратить энергии меньше, чем в астеносфере (верхней мантии). Это приведет к смещению максимума распределения землетрясений по магнитудам в сторону уменьшения величины магнитуды. Подтверждением этому является анализ данных базы мировых землетрясений. Воспользуемся базой NEIC. Выборку сделаем по всем глубинам на временном интервале 1973-2008 гг. Зависимость представлена на рис. 2. На гистограмме существуют два максимума распределения землетрясений с магнитудами 3,0 и 4,4. Причем наблюдается определенная зависимость величины максимумов от

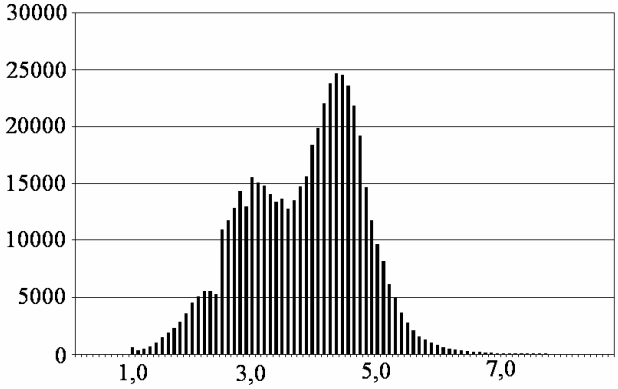


Рис. 2.

глубины гипоцентров землетрясений. На поверхности (глубины 0-5 км) существует только один максимум для магнитуд ≈ 3,0. При дальнейшем увеличении глубины гипоцентров землетрясений до 25-30 км, величина максимума количества землетрясений с магнитудой ≈ 4,4 увеличивается и становится одинаковой с максимальным количеством землетрясений с магнитудой ≈ 3,0. Далее величина максимума количества землетрясений с магнитудой ≈ 4,4 продолжает возрастать относительно максимума землетрясений с магнитудой ≈ 3,0, и на глубинах более 100 км можно говорить о распределении с одним максимумом, причем максимум будет смещен по шкале магнитуд в интервал 4,8-4,9. Это говорит о том, что действие приливообразующих сил исчезает на глубинах более 100 км. Также из рис. 1 следует, что вещество Земли, расположенное вблизи точки О будет максимально подвержено внешним воздействиям, так как амплитуда деформации сдвига в этой точке равна нулю. Поэтому область точки О это область максимального количества землетрясений. Это подтверждается анализом данных базы NEIC. Количество землетрясений на глубине 25-30 км увеличивается примерно на порядок.

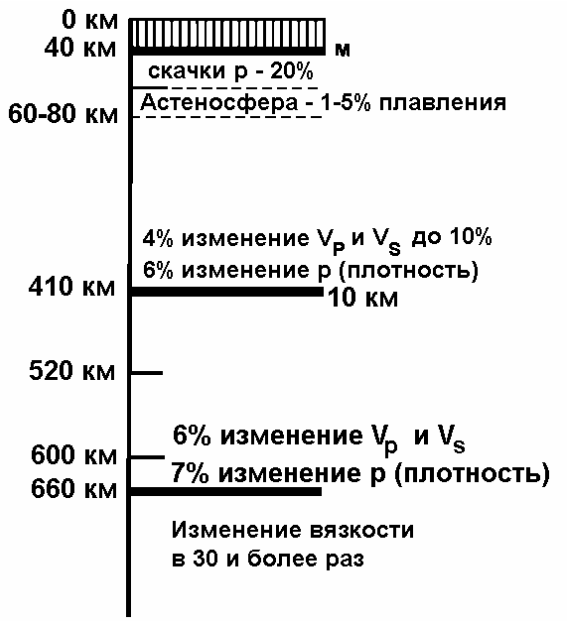


Рис. 3. V_P и V_S продольные и поперечные волны

Строение верхней мантии по сейсмическим данным представлено на рис. 3. Между подошвой астеносферы и границей 410 км выделяют зону повышенной вязкости – мезосферу. На глубине 410 км скорость распространения продольных сейсмических волн возрастает на величину 10 %. Существует граница и на глубине 520 км. Особенность данной границы в том, что она существует лишь под континентами и отсутствует под океанами. Нижняя мантия от верхней отделяется границей 600-660 км, где происходит скачок скорости сейсмических волн на 6 % и вязкость возрастает в 30 и более раз. По современным представлениям, данные границы формируются исходя из конкретной петрологической, геохимической и термодинамической обстановки. Так интервал 60-80 км – 410 км характеризуется фазовым переходом α оливин – $(Mg,Fe)_2SiO_4$ в β оливин (вадслеит). Переход 410 км – 660 км представлен фазовым переходом β оливина (вадслеита) в γ оливин (рингвудит) модификацию $(Mg,Fe)_2SiO_4$ со структурой шпинели. Сама же граница 410 км является экзотермическим переходом, а граница 660 км эндотермическим переходом. По мнению автора, данная структура сейсмических границ и соответствующих фазовых переходов в веществе, является результатом перемещения вещества верхней мантии при деформации растяжения, образованного торможением литосферы. Пластичное вещество верхней мантии движется вслед за литосферой, обуславливая сейсмический процесс. Угловая скорость движения выделенного слоя верхней мантии падает с глубиной. На глубине 660 км она равна нулю. Движение прекращается.

Рассмотрим физические процессы, происходящие на границе 410 км. На рис. 4 изображен выделенный слой верхней мантии, который увлекается движением литосферы. Выделенный слой испытывает растяжение. Зем-

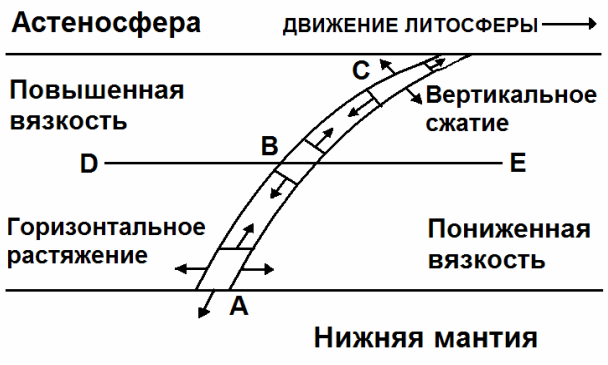


Рис. 4.

летрясение в данном случае понимается как разрыв слоя и перемещение вещества мантии по направлению движения литосферы. В самом слое, выделенный объем вещества, в зависимости от его положения в слое, испытывает различную деформацию. В положении А вещество слоя испытывает практически вертикальное растяжение. В положении С растяжение будет почти горизонтальным. Если бы весь выделенный слой испытывал вертикальное растяжение вместе с остальными слоями верхней мантии, это привело бы к увеличению объема вещества верхней мантии и соответствующему уменьшению ее плотности. Но в нашем случае объем верхней мантии не меняется, следовательно, происходит лишь перераспределение плотности. В результате, будет существовать зона повышенной вязкости, плотности и давления от подошвы астеносферы и до глубины 410 км, которая называется мезосферой. На рис. 4 глубине 410 км соответствует линия DBE. Вполне вероятно, что повышенное давление со стороны мезосферы на нижнюю мантию будет инициировать такие процессы как движение флюидов и дегазацию Земли. Кроме того, избыточное давление в мезосфере будет усиливать субдукцию океанических плит, а повышенная плотность препятствовать погружению слэбов в мантию. Очевидно, что граница DBE на рис. 4 будет различной для океанических и континентальных плит. Континентальная плита по сравнению с океанической обладает большей величиной деформации растяжения на границе литосферы из-за большей величины действия приливообразующих сил. Поэтому граница мезосферы для континентальной плиты должна быть смещена на большую глубину. Скорее всего, этой границе соответствует граница на глубине 520 км.

При торможении литосферных плит приливообразующими силами, астеносфера играет роль источника энергии. Выделение большого количества тепла на сравнительно небольшой глубине от поверхности Земли должно сказываться на ее климате. Оказывается, существует связь между вулканической активностью и короткопериодными колебаниями климата. В [1] сообщается, «что в малую ледниковую эпоху, особенно на протяжении XIX века, имела место повышенная вулканическая деятельность и, напротив, в 1900-1940 гг. – минимальная вулканическая активность (рис. 5 отображает изменение индекса Лэмба, определяемого количеством извержений и выброшенной массы. *Прим.* автора). Однако, несмотря на казалось бы очевидную связь между волнами тепла и холода и деятельностью вулканов, обращает на себя внимание тот факт, что изменение температуры порой опережает изменение вулканической активности (например, повышение температуры в конце XIX в, началось раньше, чем снижение вулканической активности». В данном случае, автор напрямую связывает количество тепла, выделяемого вулканами, с климатическими изменениями и поэтому приходит к логическому противоречию. Логическое противоречие может быть снято, если учесть взаимодействие движущейся литосферы с соответствующие изменениями давления в мезосфере. Допустим, что средняя скорость торможения литосферных плит увеличилась. Тогда увеличивается натяжение вещества верхней мантии, граница мезосферы опускается вниз, а в самой мезосфере увеличивается давление (см. рис. 4). Давление передается вверх в астеносферу, вещество астеносферы под действием давления устремляется вверх, обуславливая вулканическую активность. Также увеличение давления в астеносфере уменьшит величину трения литосферных плит при их торможении. Поэтому энергия, выделяемая при торможении, уменьшится, что в результате приведет к волне холода на поверхности Земли. Само же изменение скорости движения литосферных плит зависит,

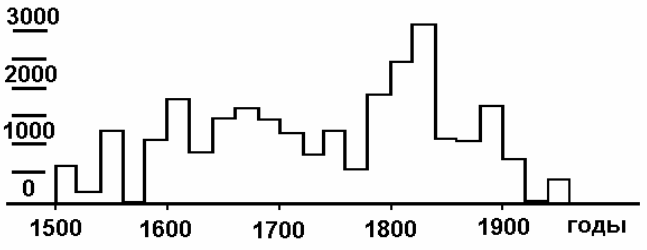


Рис. 5.

как мы выяснили ранее, от действия приливообразующих сил. Они в свою очередь определяются орбитальным движением Луны и Земли, а также колебаниями солнечного ядра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганюшкин Д. А. Ритмичность природных процессов. – СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2009. – С. 113-114.

УДК 550.348+814+551.24+624

ВЫРАЖЕННОСТЬ РИФЕЙСКИХ АВЛАКОГЕНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЛЕ ЛИНЕАМЕНТОВ И ЛИНЕАМЕНТНЫХ ФОРМАХ

Г.Н. Иванченко, Э.М. Горбунова

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Район исследований расположен в центре Восточно-Европейской платформы и приурочен к основным структурным элементам: южной части Московской синеклизы и северному склону Воронежской антеклизы. Северная граница района проходит через г. Бологое, южная – через г. Орел, западная и восточная границы – через г. Дорогобуж и г. Воскресенск соответственно.

Восточно-Европейская платформа характеризуется наличием серии глубинных разломов корово-мантийного заложения, разбивающих фундамент на отдельные архейские геоблоки или микроконтиненты [1]. Структурный план фундамента осложнен раннепротерозойской межблоковой складчатостью и региональными разломами преимущественно сбросового типа, в среднем и позднем рифее частично освоенными авлакогенами.

В северной части территории Среднерусский авлакоген и Ростовский грабен протягиваются с юго-запада на северо-восток, Гжатский грабен и Подмосковный авлакоген имеют субширотное простирание (рис. 1). Пачелмский авлакоген, заложенный в нижнем рифее, отличается юго-восток – северо-западным направлением. Рассматриваемые авлакогены разделены серией выступов и горстов. В южной части территории находится Воронежский массив, в пределах которого отсутствуют рифтогенные структуры, но выделяются глубинные разломы, совпадающие с юго-восточным – северо-западным простиранием Пачелмского авлакогена.

Пачелмский авлакоген представляет собой пограничную сутуру между Сарматией и Волго-Уралией в отличие от рассмотренной выше серии авлакогенов, положение которых контролируется структурным планом каледонского этапа развития Балтийского сегмента. Южная и северная части территории исследований на уровне фундамента характеризуются различными структурными планами. Субмеридиональные разломы, протягивающиеся через всю территорию, секут разноориентированные глубинные структуры, разбивая их на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга.

В пределах территории исследований поверхность Мохоровичича залегает на разных глубинах: под Среднерусским и Подмосковным авлакогенами, Ростовским и Гжатским грабенами составляет 38-40 км [2] (рис. 1). Под зоной сочленения Гжатского грабена, Подмосковного и Пачелмского авлакогенов прослеживается куполообразное поднятие поверхности Мохоровичича до глубины 40 км. В юго-восточном направлении глубины залегания Пачелмского авлакогена и поверхности Мохоровичича синхронно возрастают.

Под Воронежским массивом отмечается плавное понижение поверхности Мохоровичича до 46-50 км. Такое соотношение обеспечивает изостатическое равновесие массива на протяжении всей истории геологического развития.

Глубина залегания поверхности фундамента увеличивается в северном направлении от 0,3 км до 1,7 км, в пределах авлакогенов возрастает до 4,5 км (рис. 1). Авлакогены характеризуются «клавишным» строением. Блоки – «клавиши» рассматриваемых отрицательных структур различаются по форме, наклону поверхности фундамента и относительному превышению. Южная ветвь Среднерусского авлакогена – Тверской авлакогена выделяется наиболее выраженным градиентом наклона поверхности фундамента в пределах его центральной части, достигающего 0,025.

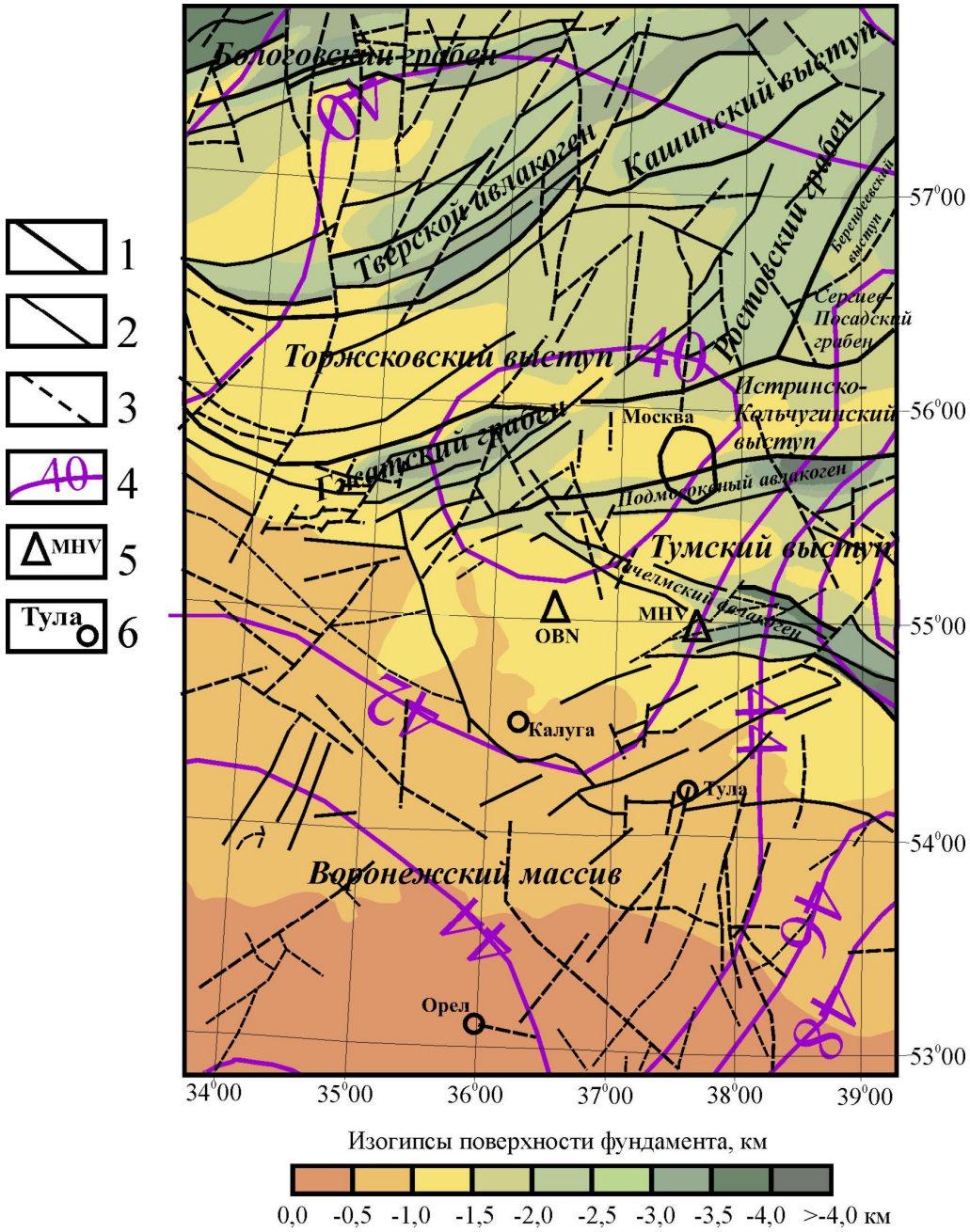


Рис. 1. Совмещенный план поверхности фундамента и глубины залегания поверхности Мохоровичича (по данным В.Г. Казьмин и др. (Аэрогеофизика) и [2]): *1 – глубинные разломы; 2 – границы геоблоков; 3 – разломы разного порядка; 4 – изолинии глубины залегания поверхности Мохоровичича, км; 5 – геофизические станции: OBN – «Обнинск», MHV – «Михнево»; 6 – города*

Периферийная часть Подмосковного авлакогена имеет наименьшую глубину залегания поверхности фундамента до 1,6 км, сочленяется с Пачелмским авлакогеном и представляет общий блок, осложненный системой разрывных нарушений северо-северо-западного и субмеридионального направлений. Глубина залегания поверхности фундамента Воронежского массива возрастает в северо-восточном направлении от 0,3 до 1,1 км, локальные переуглубления сопряжены с системами разрывных нарушений.

Особенности строения фундамента контролируют структурно-вещественный состав осадочного чехла. Над основными глубинными структурами, представленными Среднерусским и Подмосковным авлакогенами, Гжатским грабеном, была сформирована Московская синеклиза, выполненная терригенно-карбонатными породами палеозой-мезозойского возрастов, слагающими плитный чехол платформы.

К Воронежскому кристаллическому массиву приурочена Воронежская антеклиза, отличающаяся уменьшением мощности и разреза осадочного чехла. Северный склон Воронежской антеклизы в пределах района исследований представлен Тульской моноклиналью. Восточный склон Воронежской антеклизы обрамляет Пачелмский авлакоген, отделяющий ее от Волго-Уральской антеклизы.

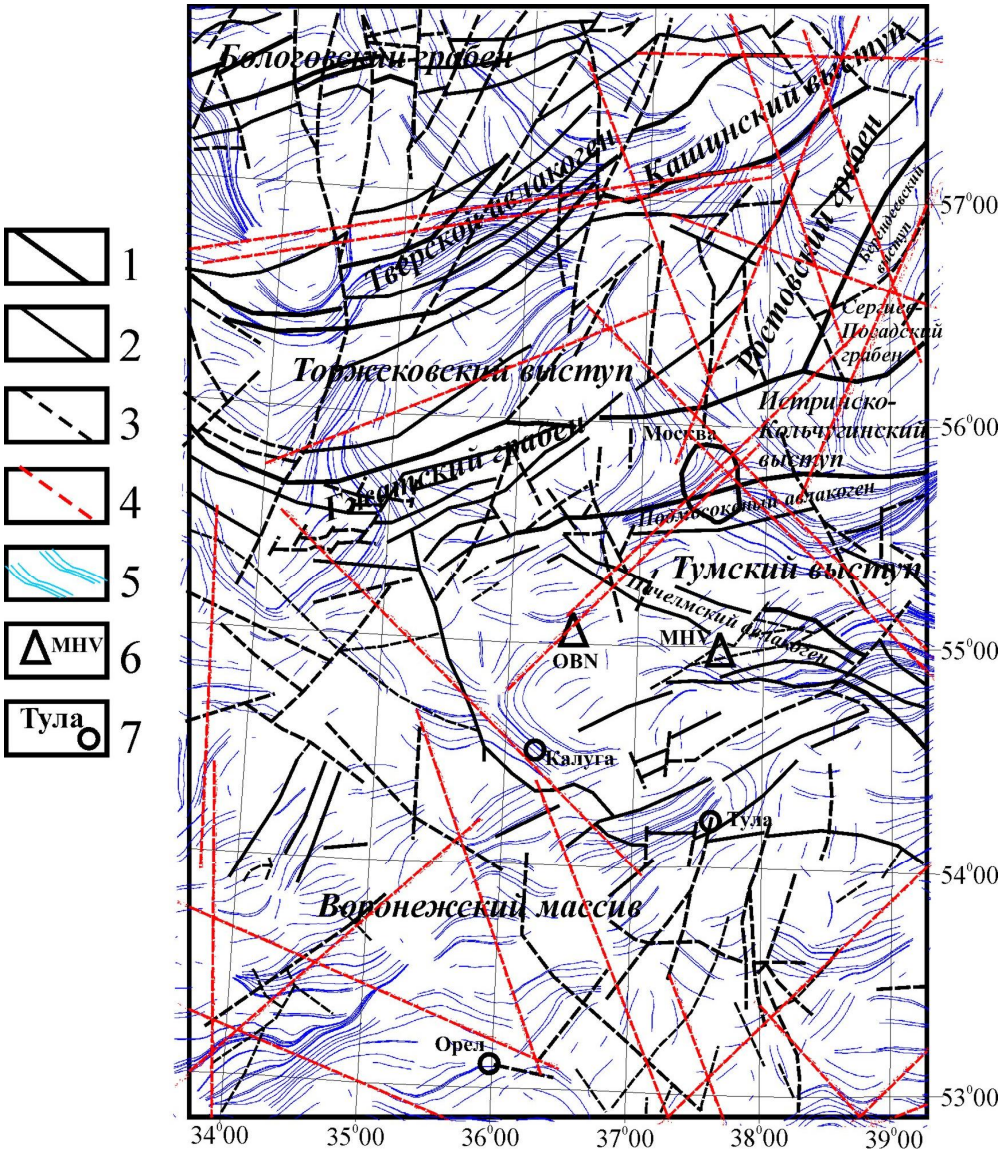


Рис. 2. Совмещенный план поверхности фундамента с линеаментами и линеаментными формами: *1 – глубинные разломы; 2 – границы геоблоков; 3 – разломы разного порядка; 4 – протяженные линеаменты; 5 – линии анизотропии; 6 – геофизические станции: OBN – «Обнинск», MHV – «Михнево»; 7 – города*

Осадочный чехол мощностью от первых сотен метров в пределах Воронежской антеклизы до первых километров в авлакогенах плащеобразно облекает раздробленный глубинными разломами фундамент. Реологические свойства осадочных пород предопределяют «рассеивание» межблоковых границ фундамента в чехле в виде пликативных форм и зон сгущения трещиноватости. Особенности глубинного строения фундамента проецируются на дневную поверхность через осадочный чехол, контролируя основу ландшафтного рисунка. Наиболее полно морфоструктурный план сформирован на неотектоническом этапе развития территории и выражен в линеаментных формах и поле плотности линеаментов (рис. 2, 3) [3]. Последние определены по результатам дешифрирования мозаики космоснимков с использованием программного пакета LESSA [4].

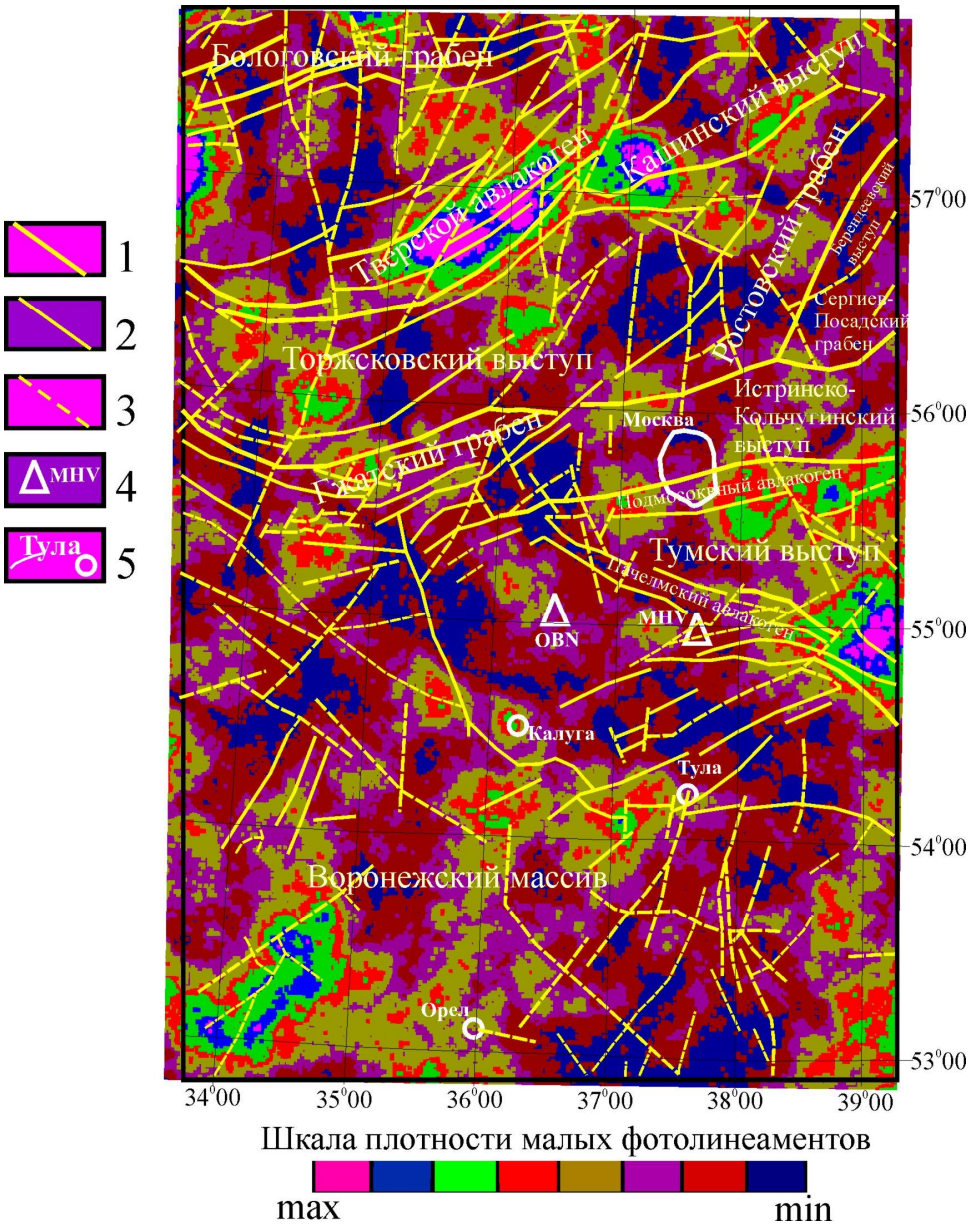


Рис. 3. Схема статистической плотности поля малых линеаментов: *1 – глубинные разломы; 2 - границы геоблоков; 3 – разломы разного порядка; 4 - геофизические станции: OBN – «Обнинск», MHV – «Михнево»; 5 - города*

В пределах ВЕП выделены серии разноориентированных линеаментных зон. Преобладают зоны СВ-ЮЗ направления, соответствующие, в целом, общему геолого-структурному плану территории (рис. 2). Вкрест простирания основных структур протягивается линеаментная зона ЮВ-СЗ простирания – Москворецкий линеамент, состоящая из серии субпа-

раллельных протяженных линеаментов, на которой замыкается часть протяженных линеаментов северо-восточного направления [5].

Глубинные разрывные нарушения сбросового типа, ограничивающие авлакогены, и дизъюнктивы, определяющие их внутреннее «клавишное» строение, частично трассируются протяженными зонами линеаментов и линиями анизотропии, которые представляют собой линии преимущественной вытянутости оси роз-диаграмм малых линеаментов. Ортогональное положение линий анизотропии по отношению к простиранию авлакогенов (Пачелмского, Подмосковного, Бологовского грабена) соответствует поперечной сегментации отрицательных структур.

Северная субширотная зона протяженных линеаментов подчеркивает геодинамическую активность на современном этапе северного плеча и осевой части Тверского грабена, северной границы Ростовского грабена. Выраженные сгущения линий анизотропии по простиранию приурочены к Тверскому и Ростовскому грабенам, Подмосковному авлакогену. В пределах Воронежского массива линии анизотропии сопровождают зоны влияния древних разрывных нарушений. На отдельных участках выделенные протяженные линеаменты, линии и зоны анизотропии среды согласуются с разломами фундамента, составляя с ними некоторые парагенетические образования и представляя своего рода поверхностный след погребённых структур.

В поле плотности малых линеаментов выступы фундамента проявляются пониженными значениями в отличие от отрицательных структур, в пределах которых установлено повышение плотности малых линеаментов (рис. 3). Максимально высокие значения плотности малых линеаментов характерны для осевой части Тверского авлакогена и наиболее погруженной части Пачелмского авлакогена. Значимые величины плотности малых линеаментов тяготеют к Подмосковному авлакогену. Высокоградиентные изменения плотности малых линеаментов приурочены к зонам рассеянных дислокаций, развитым в осадочном чехле над погребенными разломами фундамента

Соответственно, в ландшафтном рисунке ВЕП протяженные линеаменты и линеаментные формы с различной степенью достоверности отражают отдельные элементы глубинных структур (прежде всего их ориентировку). Авлакогены ВЕП частично выражены в поле линеаментов и линеаментных формах, но наложенность неотектонического этапа развития предопределяет современный структурный план территории, накладывающий свой отпечаток на рисунок линеаментов. Применение автоматизированного линеаментного анализа способствует выделению геодинамически активных участков морфоструктур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 11-05-00871-а и проект № 10-05-00917-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон в докембрии: рост, кратонизация и деструкция литосферы // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина, г. Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет МГУ, 2011. – С. 246-247.
2. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 300 с.
3. Макаров В.И. Новейшие геодинамически активные зоны платформенных территорий: концептуальные основы и методические принципы выделения и изучения // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. XVI международная конференция. Воронеж, 20-25 сентября 2010 г.: в 2-х т. – Т. II. – Воронеж: Научная книга, 2010. – С. 28-33.

4. Zlatopolsky A. Program LESSA (Lineament extraction and stripe statistical analysis) Automated linear image features analysis - experimental results // Computers and Geosciences. – Vol. 18. – № 9. – 1992. – P. 1121-1126.
5. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Макаров В.И., Щукин Ю.К. Мониторинг геодинамической обстановки центральной части Русской плиты с использованием данных дистанционного зондирования // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е.Хаина, Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет МГУ, 2011. – С. 467-471.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СИБИРСКОЙ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИИ

В.С. Имаев[1], А.Л. Стром[2, 3] , Р.М. Семенов[1], А.В. Чипизубов[1], О.П. Смекалин[1], Л.П. Имаева[1], И.Ю. Лободенко[3], Д.М. Ременяк[2]

[1]Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, Россия;
[2]ЦСГНЭО – Филиал ОАО «Институт Гидропроект», г. Москва, Россия;
[3]ООО «Центр геодинамических исследований», г. Москва, Россия

Палеосейсмологический метод был разработан Н.А. Флоренсовым, В.П. Солоненко и их учениками, как мощный и, практически, безальтернативный инструмент, позволяющий существенно расширить наши знания о сильных землетрясениях в высокосейсмичных, но слабо населенных районах Восточной Сибири и Монголии, где, несмотря на ряд сильнейших землетрясений XIX и XX веков, явно недоставало исторических сведений о таких событиях, необходимых для объективного сейсмического районирования, основанного на фактах, а не на, зачастую, умозрительных соображениях. Не случаен тот интерес, который проявили к этим пионерским исследованиям выдающиеся американские сейсмологи Ч. Рихтер и К. Аллен, во многом благодаря усилиям которых труды советско-монгольской экспедиции по изучению последствий Гоби-Алтайского землетрясения были переведены и изданы на английском языке. Несмотря на то, что еще в 1872 году американский геолог К. Жилберт впервые описал связь картируемых структур с возможными следами предшествующих землетрясений в зоне Уосатчского разлома в окрестностях г. Солт-Лэйк-Сити [18, 26, 27], приемы палеосейсмологического анализа прочно вошли в арсенал методов сейсмогеологических исследований ученых из разных стран мира именно в конце 60-х – начале 70-х годов прошлого века, после выхода в свет на английском языке трудов Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко.

Первоначально палеосейсмологические исследования в нашей стране проводились, преимущественно, в Прибайкалье и Забайкалье. Их первые результаты были обобщены в монографии «Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья», вышедшей под редакцией В.П. Солоненко в 1966 г. Именно благодаря использованию палеосейсмологического метода было проведено сейсмическое районирование и доказана высокая сейсмическая активность обширных малообжитых территорий Восточной Сибири, ранее считавшихся практически асейсмичными [3, 4].

Позднее этими работами были охвачены как смежные районы Восточной Сибири, так и горные сооружения Кавказа, Средней Азии, некоторых районов Дальнего Востока [2, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 23, 24].

К сожалению, приходится отметить, что дальнейшее совершенствование методических основ палеосейсмологии, и в первую очередь методов изучения строения сейсмотектонических дислокаций в разрезе в специально пройденных траншеях, происходило, в основном, за рубежом. Здесь следует упомянуть обобщающие работы американских сейсмогеологов, в первую очередь фундаментальный труд «Paleoseismology» («Палеосейсмология») под

редакцией Д. Мак-Калпина, выдержавший уже 2 издания (в 1996 г. и 2009 г.), а также монографию Р. Йетса, К. Си и К. Аллена «Геология землетрясений» (The Geology of Earthquakes), вышедшую в 1997 г. [26, 27, 28].

Начиная, примерно, с середины 70-х годов прошлого века, развитие палеосейсмологического метода за рубежом приобрело лавинообразный характер. Он с успехом применялся в Японии, США, Италии, Китае, Индии и, пожалуй, теперь трудно найти страну, где не используется эта методика, позволяющая восстановить историю сильных землетрясений за последние десятки тысяч лет [25, 26, 27, 28, 29].

Современные исследования, проводимые в сейсмоопасных регионах России, во многом базируются на обширном фактическом материале, собранном нашими предшественниками и коллегами (В.П. Солоненко, В.С. Хромовских, В.А. Хилько, В.В. Николаевым, А.С. Ласточкиным). Внедряются в практику и новые методы палеосейсмологического анализа. Палеосейсмологические исследования, особенно при решении прикладных задач, связанных, в частности, со строительством ГЭС, магистральных трубопроводов, других ответственных сооружений, проводятся сотрудниками ИЗК СО РАНв кооперации с коллегами из Москвы (из Института Физики Земли, Геологического института РАН, Института динамики геосфер РАН, ЦСГНЭО – филиала ОАО «Институт Гидропроект», ООО «ЦГИ»), Хабаровска (ИТиГ ДВО РАН), Якутска (ИГАиБМ СО РАН), Южно-Сахалинска (ИМГиГ ДВО РАН), других научно-исследовательских и изыскательских организаций.

Примером высокой востребованности и актуальности палеосейсмологических исследований для районов Восточной Сибири могут служить работы, проводившиеся в связи с проектированием нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий Океан (ВСТО), в ходе которых установление предельно возможной магнитуды землетрясений и их повторяемости во многом определялось именно по результатам палеосейсмологических исследований. При этих работах, по-видимому, впервые в нашей стране, широко использовались материалы лазерного сканирования, проведенного по трассе проектируемого нефтепровода, что позволило, даже в сильно залесенной местности, получить цифровые модели рельефа интересующих нас участков с детальностью, соответствующей топографической карте м-ба 1:2 000. Анализ материалов лазерного сканирования позволил не только «увидеть» и подробно откартировать многочисленные приразломные уступы, но и получить их морфометрические характеристики (высоту, крутизну) и выделить уступы, образовавшиеся в результате как одноактных, так и многоактных подвижек (рис. 1).

Необходимо подчеркнуть, что в условиях густой тайги некоторые из этих дислокаций практически неразличимы ни на космических и аэрофотоснимках, ни при аэровизуальном обследовании.

В дальнейшем, некоторые из выявленных приразломных уступов были вскрыты траншеями, в которых было изучено строение молодых разрывов и отобраны образцы для определения возраста подвижек. Все это позволило существенно повысить достоверность выделяемых палеосейсмодислокаций, а также установить количество возможных палеоземлетрясений, связанных с конкретными активными разломами [11, 20, 21, 30].

Для изучения эволюции сейсмического процесса в зоне Кичерского разлома (одного из наиболее сейсмоопасных в Байкальской рифтовой зоне), через обнаруженный нами сейсмогенный уступ были пройдены две траншеи. В ходе проведенных исследований было установлено что формирование Кичерской палеосейсмогенной структуры, в том числе и основного фронтального уступа, происходило на протяжении верхнего плейстоцена – голоцена, особенно интенсивно в периоды тектонической активизации. Последняя активизация относится к позднему голоцену. Сейсмогенные дислокации в зоне Кичерского сброса проявляются в полосе шириной до 500 м и более. Ближе к бортам впадины дислокации имеют более молодой возраст, что свидетельствует о расширении границы впадины за счёт её горного обрамления. Для позднечетвертичного времени приблизительно определена граница между завершением этапа последнего относительного сейсмотектонического затишья и началом голоценовой сейсмотектонической активизации в зоне разлома. Впервые в ходе проведенных

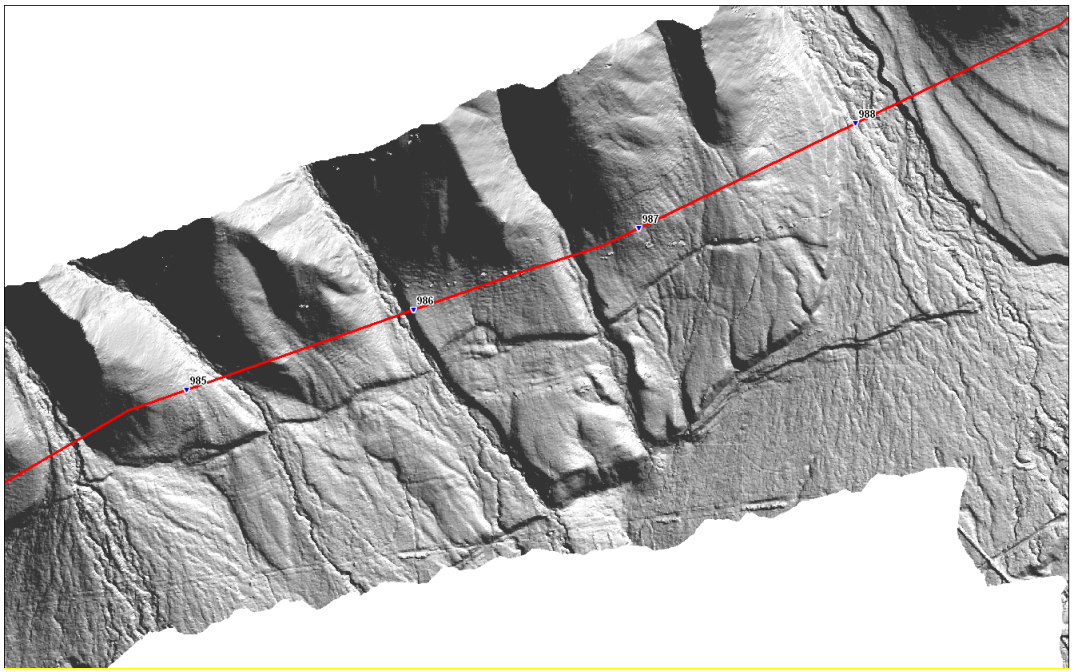


Рис. 1. Фрагмент Кичерской палеосейсмогенной структуры. ЦМР по материалам лазерного сканирования. *Отчетливо видно, что разрыв, расположенный выше по склону, не затрагивает молодую террасу на конусе выноса реки, в то время, как разлом, проходящий ближе к оси впадины, смещает этот конус, но, в свою очередь, не затрагивает современную пойму. Высота уступа верхнего разрыва, где он пересекает молодые конуса выноса, существенно меньше, чем между ними, что свидетельствует о многократных подвижках по разрыву. Показано положение первого варианта трассы ВСТО, отвергнутого, в том числе из-за сложных сейсмотектонических условий*

траншейных исследований получены данные о внутреннем строении этой сейсмодислокации и параметрах единовременных подвижек. В частности установлено, что сейсмогенные сбросовые уступы на конусах выноса сформированы в результате нескольких (2-3) разрывообразующих землетрясений происходивших с интервалами в 2-3 тысячи лет. По предварительным оценкам за период с конца позднего плейстоцена произошло, как минимум, три разрывообразующих землетрясения [20].

При этом, исходя из соотношений амплитуда смещения – магнитуда, рассчитанных эмпирически для современных дислокаций, последняя (для значения MD = 3-5 м, «maximum displacement») принимает значения M = 7,15 или M = 7,04 [31]. Установленная протяжённость Кичерских дислокаций составляет около 26 км. Амплитуды смещения 2,5-3 м согласуется с такой протяженностью разрывов, т.е. не выходят за пределы соотношений между этими параметрами, полученными по совокупности данных для исторических и современных землетрясений [22].

Ранее неизвестный молодой разрыв, образовавшийся при сильных доисторических землетрясениях, был обнаружен В.М. Бесстрашновым в восточной части Чульманской впадины при анализе ЦМР, построенной по материалам лазерного сканирования, проведенного по трассам магистрального нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан (ВСТО) и сопутствующей высотной линии электроснабжения (ВЛ-500 кВ) Нерюнгри-Алдан. Поскольку съемка проводилась именно по трассам, она захватила лишь часть общей протяженности этого нарушения (от 3 км при съемке по трассе МТ ВСТО до примерно 15 км по трассе ВЛ-500 кВ – рис. 2). За пределами полосы лазерного сканирования приразломный уступ был прослежен на космических снимках ALOS PRISM с разрешением 2,5 м. Его общая протяженность составила более 40 км. Разрыв проявляется в рельефе, как ярко выраженный уступ высотой до 10-12 м, нарушающий водораздельную поверхность, выработанную на близгоризонтально залегающей толще юрских угленосных отложений.

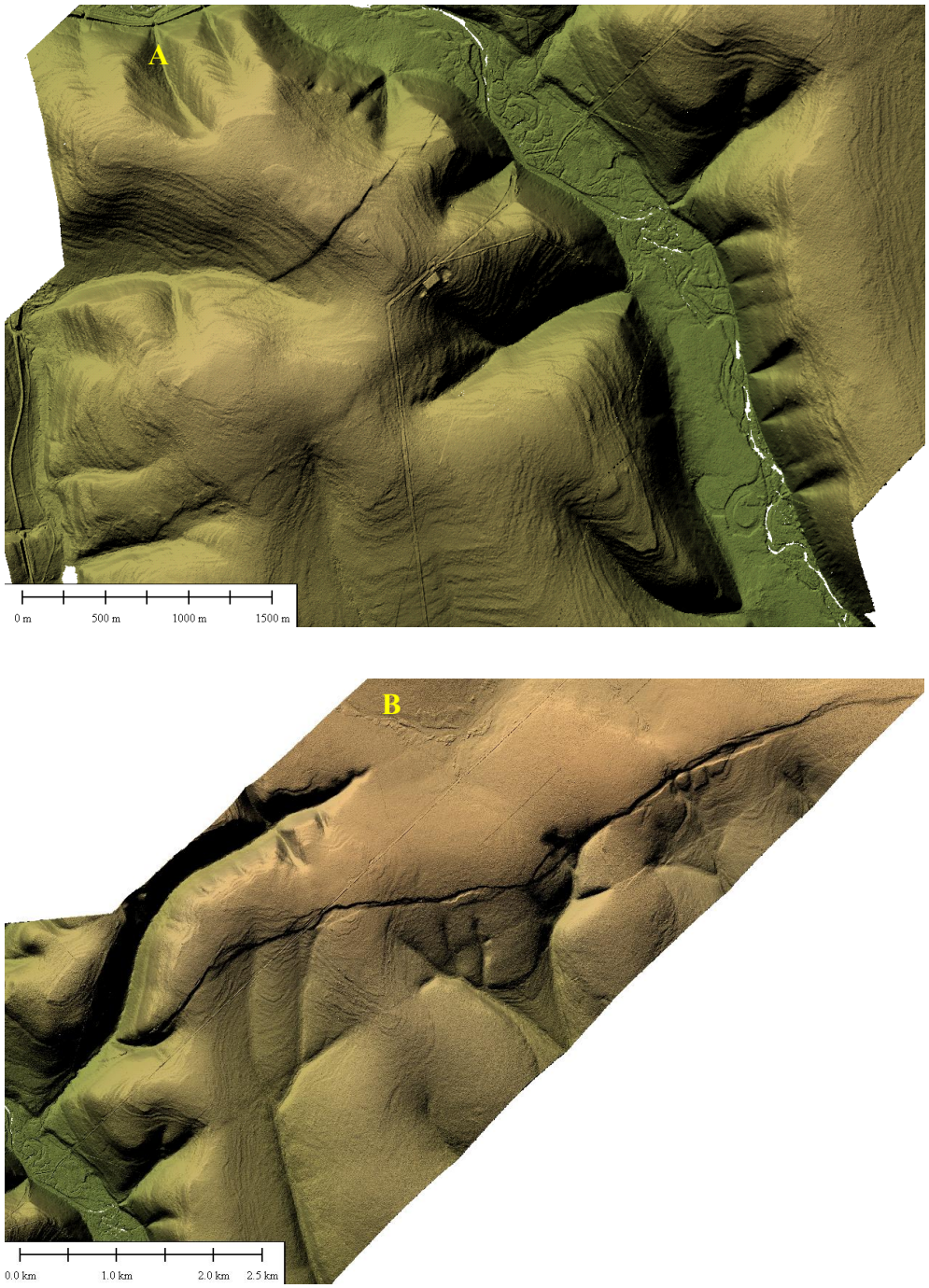


Рис. 2. Выраженность Чульмаканского разрыва на материалах лазерного сканирования по трассе проектируемой ВЛ-500 кВ Нерюнгри-Алдан. *А – на правобережье и В – на левобережье р. Чульмакан (масштабы ЦМР разные). Обращает на себя внимание отсутствие видимых следов смещений в долине р. Чульмакан (А) и наличие отчетливых приразломных грабенов на опущенном крыле разрыва (В)*

Полевые наблюдения подтверждают сбросовый характер движения по этому разлому, и наличие незначительной лево-сдвиговой компоненты, составляющей 1,5-2,5 метра. Суммарное вертикальное смещение дневной поверхности по сбросу на нескольких участках достигает 8-10,5 м. Широкое развитие приразломных грабенов в опущенном крыле у подножия основного уступа указывает на выполаживание плоскости разрыва на глубине и на наличие значительно поперечного растяжения при подвижках по разрыву, что должно учитываться при проектировании пересекаемых им сооружений. Величина поперечного растяжения оценена графическим методом, описанном в работе [26] (рис. 3 и 4).

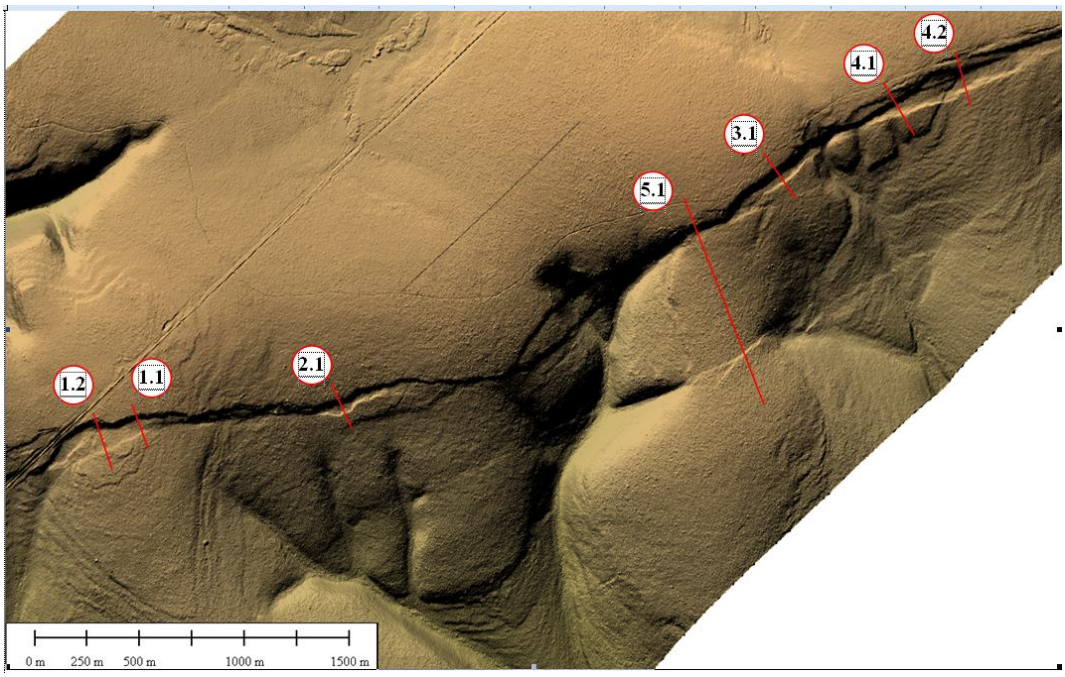


Рис. 3. Положение и номера профилей, построенных через уступ Чульмаканского разлома и приразломные грабены для определения величины возможного растяжения поперек разрыва. *Прямая линия в левой части рисунка – нефтепровод ВСТО*

В траншеях, пройденных через одну из ветвей основного уступа (непосредственно вдоль трубопровода) и через встречный уступ примерно по линии профиля 1,2 на рис. 3, выявлены следы двух подвижек, сформировавших наблюдаемые формы рельефа. Выработка, пройденная через основной уступ, вскрыла два горизонта погребенных почв, перекрытых коллювиальными клиньями. В канаве, пройденной через встречный оперяющий разрыв, обнаружены суглинистые отложения, накопившиеся в приразломном грабене после первой подвижки, а также следы разжижения обломочных грунтов, подстилающих эти суглинки и их внедрения в толщу суглинков. По нашему мнению, разжижение, скорее всего, произошло при следующем землетрясении, даже если оно и не сопровождалось подвижкой по оперяющему разрыву.

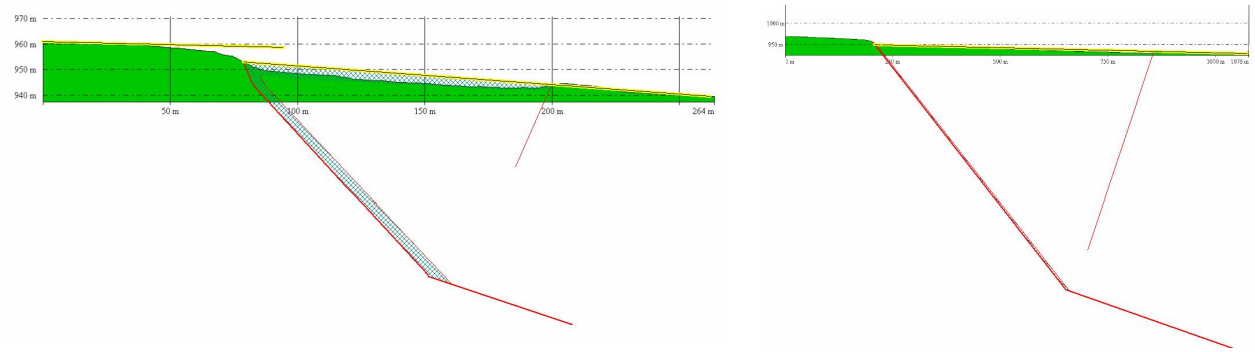


Рис. 4. Примеры определения поперечного растяжения по Чульмаканскому разлому графическим методом, описанным в работе [McCalpin, 2009, Figure 3.19]. *Положение профилей показано на рис. 3. Слева – по профилю 4,2 через узкий приразломный грабен. Поперечное растяжение ≈ 5 м. Справа – по профилю 5,1 через широкий грабен, указывающий на выполаживание плоскости разрыва на большей глубине. Поперечное растяжение ≈ 4 м*

Для определения возраста подвижек были отобраны образцы на ^{14}C. Анализы выполнялись в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ под руководством проф. Х.А. Арсланова. Дополнительная сложность связана с тем, что на этом участке на поверхность выходят пласты юрских углей,

мелкие частицы которых могут загрязнить пробы и, как отметил Х.А. Арсланов, их практически невозможно отделить от древесных углей позднечетвертичного возраста. Наиболее достоверные датировки получены для образца, отобранного из верхней погребенной почвы из разреза в опущенном крыле главного уступа. Возраст, определенный по гуминовым кислотам, выделенным из погребенной почвы, отделенной от угольков, составил 3650 ± 160 лет (ЛУ-6702А, cal BP), а по обломкам древесины, отобранным из той же пробы – 1600 ± 120 лет (ЛУ-6702В, cal BP). Калибровка производилась с использованием значения программы «CalPal» Кёльнского университета [B. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke, 2006 – www.calpal.de]. По мнению проф. Арсланова, обломки древесины вероятно не *in situ*, а представляют корни более молодых растений. С другой стороны, возраст, определенный по гуминовым кислотам, соответствует некоторому среднему возрасту для периода формирования почвы, который в суровом климате Южной Якутии мог быть весьма продолжительным. На сегодня можно утверждать, что последняя подвижка по Чульмаканскому разлому заведомо моложе 3650 ± 160 и, возможно, моложе 1600 ± 120 лет. Остальные пробы дали существенно более древние возраста (в частности, суглинки из заполнения приразломного грабена – 22060 ± 1090 лет, ЛУ-6701, cal BP), но, как уже отмечено, достоверность этих датировок недостаточна.

Следует обратить внимание на то, что Чульмаканский разлом нарушает толщу угленосных отложений юрского возраста, залегающую близгоризонтально и без каких-либо признаков движений по разрыву за период между накоплением этих отложений и формированием уступа на современной водораздельной поверхности. Амплитуда перемещения отдельных пачек юрских углей сопоставима с амплитудой перемещения поверхности. Нет и морфоструктурных признаков, указывающих на сколько-нибудь длительную историю движений по этому нарушению. Это позволяет предполагать, что в данном случае мы имеем дело с чрезвычайно редким явлением – новообразованным разломом, выраженный в рельефе, уступ которого образовался в результате 2 подвижек в позднечетвертичное время.

Судя по анализу профилей, построенных через уступ, величина смещения при отдельных подвижках могли составлять примерно 1/3 и 2/3 от общей высоты уступа, а максимальное вертикальное смещение при одном событии могло составлять порядка 7-8 м. Магнитуда землетрясения, при котором по разрыву протяженностью ~ 40 км могло произойти такое смещение, составляла 7,0-7,5, а его интенсивность должна была быть не менее 9 баллов по шкале MSK-64 [31].

Приведенные примеры, один из которых (Кичерская дислокация) относится к «заведомо» высокосейсмичному региону Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), сильная залесенность которого, однако, затрудняет поиск, картирование и детальное изучение палеосейсмодислокаций, а второй (Чульмаканский разлом) – к району с редкими и не всегда уверенно выделяемыми палеосейсмодислокациями, иллюстрируют высочайшую эффективность метода лазерного сканирования при проведении палеосейсмологических исследований.

Совершенно очевидно, что пора переходить от использования материалов лазерного сканирования, сделанного по трассам магистральных трубопроводов и случайным образом пересекающих активные разломы или захватывающих их участки, к целенаправленному составлению полосовых карт активных разломов. Это позволит существенно пополнить каталог сейсмодислокаций Восточной Сибири, составленный коллективом лаборатории сейсмогеологии ИЗК СО РАН, и тем самым намного повысить объективность оценки сейсмической опасности для этой территории. Анализ ЦМР, построенных по материалам лазерного сканирования, должно предшествовать полевым исследованиям, что значительно повысит эффективность палеосейсмологических исследований.

Главной проблемой региональных сейсмогеологических исследований в России является тревожное нарастание отставания во внедрении современных методов в практику исследований. Это в значительной мере связано с почти полным отсутствием научной литера-

туры по данному вопросу на русском языке, соответствующей современному уровню исследований. В то время как на западе появились превосходные монографические сводки с описанием методов палеосейсмологических исследований в разных геодинамических обстановках, ситуация с освоением этих новых приемов в России становится просто удручающей.

Особенно это касается применения новых современных методов датирования, таких как ускорительная масс-спектрометрия, оптическая термолюминисценция, датирование по космогенным изотапам, внедрение которых возможно только при наличии современных, хорошо оснащенных лабораторий. Без этого проведение качественных современных палеосейсмологических исследований невозможно.

Поэтому мы считаем абсолютно необходимым и приоритетным срочное создание общенациональной научной программы по палеосейсмологии России, которая должна быть принята президиумом РАН. Также первым шагом (и нашим долгом по отношению к памяти великих Российских предшественников) должно явиться проведение периодической Российской конференции, посвященной проблемам дальнейшего развития палеосейсмологических исследований в России.

Кроме того, нужно срочно принять государственную программу по подготовке курса лекций по предмету «палеосейсмология» в геологических ВУЗах Сибири и Дальнего Востока. Только в этом случае российское научное сообщество могло бы выполнять работы на необходимом качественном уровне, и мы не сомневаемся, что уже через несколько лет, после принятия всех необходимых мер, российские исследователи могли бы вернуть былую славу сибирских сейсмогеологов, благодаря усилиям которых была создана эта отрасль геологии.

Работа была выполнена при поддержке фонда РФФИ (гранты 09-05-00727а и 10-05-00573а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков В.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. // Труды Геол. ком. 1914. – Вып. 89. – 270 с.
2. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – 205 с.
3. Гоби-Алтайское землетрясение / Соавт.: Флоренсов Н.А., Тресков А.А., Логачев Н.А. и др. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 392 с.
4. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья // под ред. В.П. Солоненко. – М.: Наука, 1966. – 230 с.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: Геос, 2000. – 201 с.
6. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). – Бишкек: Илим, 2006. – 290 с.
7. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. – № 2. – 1985. – С. 81-92.
8. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.И. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Т. 1. – М.: РАН, 1993. – С. 198-206.
9. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). – Бишкек: Илим, 1996.– 289 с.
10. Кучай В.К. Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейстосейстовой области Чаткальского землетрясения 1946 г.) // Геология и геофизика. – № 4. – 1971. – С. 124-129.

11. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды Геол. ком. – Т. 10. – Вып. 1. –1889.
12. Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближенипя Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
13. Никонов А.А. Палеосейсмогеологический подход при сейсмическом районировании и оценке сейсмической опасности // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 2-3. – М.: Наука, 1995. – С. 46-62.
14. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Сейсмотектоника переходной области от Байкальской рифтовой зоны к орогенному поднятию Станового хребта // Геотектоника. – 2010. – № 1. – С. 29-51.
15. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., П.С., Карасев, Е.А. Рогожин, В.С. Имаев, В.М. Никитин, Н.Н. Гриб Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28. – № 4. – С. 55-74.
16. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. – Владивосток, 2009. – 209 с.
17. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горого Алтая в голоцене. – М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2002. – 129 с.
18. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 302 с.
19. Виктор Прокопьевич Солоненко. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. – 182 с.
20. Солоненко В.П., Флоренсов Н.А. Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. – № 10. – 1960. – С. 85-89.
21. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С., Бесстрашнов В.М., Мельников А.И. Палеосейсмогеологические исследования зоны Кичерского разлома (Северное Прибайкалье) // Тихоокеанская геология. – Т. 26. – № 2. – 2007. – С. 82-92.
22. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. – № 2. – 2010. – С. 77-96.
23. Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосейсмотектонических дислокаций. Физика Земли. – № 9. – 1993. – С. 38-42.
24. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотктоника. – 1985. – № 2. – С. 81-92.
25. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 188 с.
26. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Daikal rift, Russia // Tectonics. – 1995. – Vol. 14. – № 3. – P. 594-605.
27. McCalpin J.P. Paleoseismology (second edition) // International Geophysics Series. – Vol. 95. – 2010. – 614 p.
28. McCalpin J.P. Paleoseismology. – N.-Y.: Academic press, 1996. – 587 p.
29. Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The Geology of Earthquakes. Oxford University Press. – New York, 1997. – 567 p.
30. Living on the active Earth. – Washington: The National Academic Press, 2003. – 407 p.
31. Strom A.L., Besstrashnov V.M., Imaev V.S.. Chipizubov V.M. Paleoseismology of Chulman basin (Southern part of the Siberian platform // Harbin press accotiated, Conference materials. – 2009. – PP. 11-19.
32. Wells D.L. and Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 84. – 1994. – PP. 974-1002.

УДК 551.248(571.56)

ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР АРКТИКО-АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Л.П. Имаева[1], В.С. Имаев[1], Б.М. Козьмин[2]

[1]Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2]Институт геологии Алмаза и Благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

Комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования выявили на территории северо-востока Азии протяженный – Арктико-Азиатский (ААСП) сейсмический пояс [3, 14, 16], геодинамические процессы в котором являются индикаторами сейсмотектонических деформационных преобразований в зонах контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов (Хараулахский, Черского, Охотоморский) с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [4, 5, 8]. Обобщение материалов инструментальных наблюдений, принадлежащих филиалам Геофизической службы РАН и СО РАН, отображенных на карте сводной сейсмичности северо-востока России [15, 16], а также совместный анализ данных геолого-структурных [11] и морфотектонических [6] исследований позволили уточнить динамику сейсмогенерирующих структур отдельных сегментов ААСП.

Лаптевоморский сегмент Арктической сейсмотектонической зоны, включающий акваторию шельфа моря Лаптевых, а так же сопряженные структуры побережья, простирается от Таймырского полуострова на западе до Новосибирских островов на востоке. Он является одним из ключевых районов для познания эволюции зоны взаимодействия между Евразийской и Северо-Американской плитами. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а так же Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена линейной зоной эпицентров землетрясений, прослеживающихся параллельно линии островов Шпицберген – Земля Франца Иосифа – Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью р. Лены. Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хребта Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80-160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. В Арктической сейсмической зоне с начала XX века отмечено свыше 200 местных землетрясений с магнитудами 4,5-7,0 [16]. Хребет Гаккеля входит в мировую систему подводных срединно-океанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. Сейсмичность его обусловлена спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений [15] и распределение аномалий магнитного поля [1, 3]. Все землетрясения на шельфе имеют механизмы растяжения или транстенсии с одной или двумя, нодальными плоскостями, параллельными простиранию грабенов. Фокальные глубины возрастают от 10 до 25 км. По направлению к югу эти данные указывают на то, что режим растяжения, связанный с динамикой Арктического срединно-океанического хр. Гаккеля распространяется за пределы его южного окончания на шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента [1, 4, 5, 15]. Выявленные зоны эпицентров землетрясений оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока единого сегмента: западный (Ленно-Таймырский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от осевой зоны границы между Евразийской и Северо-Американской плитами. При этом, на западной границе Лено-Таймырского блока и восточной границе блока Новосибирских островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря) по

данным фокальных механизмов существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров (хр. Гаккеля). Присутствие названных блоков, возможно, объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа моря Лаптевых.

Хараулахский сегмент в тектоническом отношении расположен в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне контакта по Лено-Анабарскому краевому шву с восточным флангом Оленекского сектора [2, 11]. Напряженное состояние земной коры сейсмоактивной зоны сегмента исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений [7, 15] и данных геолого-структурных наблюдений [4, 5]. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях, как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Сдвиго-сбросы отмечены при Булунских землетрясениях 1927-1928 гг. с M = 6,6-6,8. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие. Полученные сейсмологические данные согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений (кинематика активных разломов, подтвержденная анализом тектонической трещиноватости, типы сейсмотектонических деформаций). Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянской сейсмотектонической зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас, соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Яно-Индигирский сегмент сейсмотектонической зоны Черского включает фронтальные зоны Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский, Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирка. По серии северо-западных разломов сдвиговой кинематики террейны разобщены на блоки, наиболее крупные из которых Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селенняхский и др. Деформационная структура сегмента характеризуется надвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформирована в процессе нескольких этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35-40 % [11]. В северо-восточной и юго-западной зонах сегмента значительную роль играют соответственно право-сдвиговые и лево-сдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [2]. В становлении современного рельефа Яно-Индигирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения и активизированные в кайнозое. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных, морфотектонических и сейсмологических исследований показал, что на этой территории развиты дизъюнктивы различного генезиса, с преобладанием сдвиговых, взбросо-сдвиговых и надвиговых деформаций [4, 5]. Для анализа динамики формирования сейсмогенерирующих структур сегмента наиболее показательна разломная система, трассируемая вдоль осевой части Момского хребта. Здесь выделяются Арга-Тасский и Илинь-Тасский разломы. В плане южные кулисы разнонаправленной системы Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжены под косым углом примерно

в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия, представленных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба и Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположен кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализированные термальные источники подземных вод [1, 4, 5].Совместный анализ особенностей активной тектоники и проявлений сейсмичности выявил определенную закономерность пространственного распределения очагов землетрясений и структурную организацию главных сейсмогенных зон. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль линии разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки по трассе Чибагалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140°-141° восточной долготы круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенняхской впадин и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следится к Полоусному хребту, тяготея к Селенняхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этой зоны, где только в течение 1962-2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений с M = 5,0-6,2. Таким образом, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур зон контактного сопряжения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подобные условия возможны, если при сближении литосферных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенерирующие зоны взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики расходящихся в разные стороны от индентора, было детально изучено при рассмотрении структур, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [9, 10, 13, 17]. На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в Яно-Индигирском сегменте зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северу и югу от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под всей системой хребтов Черского [12, 15] своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент является северным блоком Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну [2, 11]. Он располагается к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого отделен Билякчанским разломом северо-восточного простирания. Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Большая часть террейна перекрыта полого залегающими континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Пространственное распределение сейсмичности позволяет выделить в пределах сегмента зоны повышенной сейсмотектонической активности, где основную роль играют активные разломы и проявле-

ния сейсмичности. Инструментальные сейсмологические данные и структурно-тектонические исследования позволяют выделить здесь три активные зоны, где сейсмичность сгруппирована в протяженные диффузные полосы, приуроченные к зонам динамического влияния разломов, ограничивающих Охотский блок с запада, северо-востока и юга. В первой из них – землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977 г., 1984 г. и 1986 г., имели восток – северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах. Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе разломов северо-западного простирания. Большинство крупных сейсмических событий в 1974-1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [4, 8]. Третья – относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига с взбросовой компонентой. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости сместителя рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобоковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Названные системы разрывных нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях. Наиболее мобильна северо-восточная граница этого блока, находящаяся в зоне контакта между Северо-Американской и Охотоморской плитами и принадлежащая юго-восточному флангу сейсмотектонической зоны Черского. Меньший уровень сейсмичности отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений фиксируется также на южной границе, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной. Все сейсмические события Охотского блока возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [4, 8].Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфокинематических характеристик активных разломов, развитых в пределах Индигиро-Колымского сегмента, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть блока, охватывающая акваторию Охотского моря, представляет жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако, краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов ААСП и динамика очагов сильных землетрясений являются индикаторами типов сейсмотектонической деструкции земной коры зон контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия, возникшей при сближении: Тихоокеанской (скорость 8-10 см/год), Северо-Американской (~ 1 см/год) и Евразийской (~ 0,2 см/год) [4, 5], при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). Под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [15, 16], способствуя конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелехова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в

бассейнах рек Кетанда, Ульбея и Охота в Северном Приохотье и на о. Сахалин. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой анализа геодинамических режимов отдельных сегментов сейсмических поясов северо-востока Азии.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты № 10-05-00573а и № 09-05-00727а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. – № 12. – 1996. – С. 5-36.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. – М.: Наука, 1979. – 207 с.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. – М.: Недра, 1979. – 311 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 226 с.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. – Т. 10. – № 1. – 2009. – С. 5-17.
6. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. – № 5. – 2009. – С. 56-62.
7. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. – М.: Наука, 1984. – 125 с.
8. Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). – М.: Наука, 2001. – С. 33-67.
9. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный мир, 1997. – 313 с.
10. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. Внутриплитные структурно-кинематические парагенезы – индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ // Геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Т. 1. – Иркутск, 2009. – С. 170-173.
11. Парфенов Л.М. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука», 2001. – С. 199-254.
12. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. – № 4. – 1986. – С. 32-35.
13. Трифонов В.Г. и др. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Труды ГИН РАН. – Вып. 541. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
14. Chapman M.B., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia // J. Geophys. Res. – Vol. 81. – № 5. – 1976. – P. 921-930.
15. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov., 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. – Ser. 4. – 2009. – P. 117-145.
16. Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al. Seismicity of Eastern Russia 1960-2007: map – 2007. LAUR-04-1381.
17. Moores E.M. and Twiss R.J. Tectonics/ W.H.Freeman and Company. – New York, 1995. – 415 p.

УДК 550.83

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

И.Н. Кадурин, В.А. Ракитов, В.В. Недядько, Т.С. Олейник, Н.Н. Горбатенко, Н.А. Радькова

ОП Центр «ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизика», г. Москва, Россия

В период с 2005 по 2008 годы в рамках Государственного заказа по теме «геолого-геофизические работы по прогнозу землетрясений» ОП «Центр ГЕОН» ГФУП «ВНИИГеофизика» выполнило на территории Алтае-Саянского региона глубинные сейсмические исследования по методике точечного зондирования вдоль сети региональных профилей протяженностью 3300 пог. км (рис. 1). Осуществлялась одновременная трехкомпонентная регистрация сейсмических событий со средним шагом 3 км и расстановкой более чем ста цифровых регистраторов «Дельта-Геон», укомплектованных сейсмоприемниками СК-1П с собственной частотой 1 Гц. За полевой период было зарегистрировано большое количество далеких и близких землетрясений из различных сейсмоактивных зон.

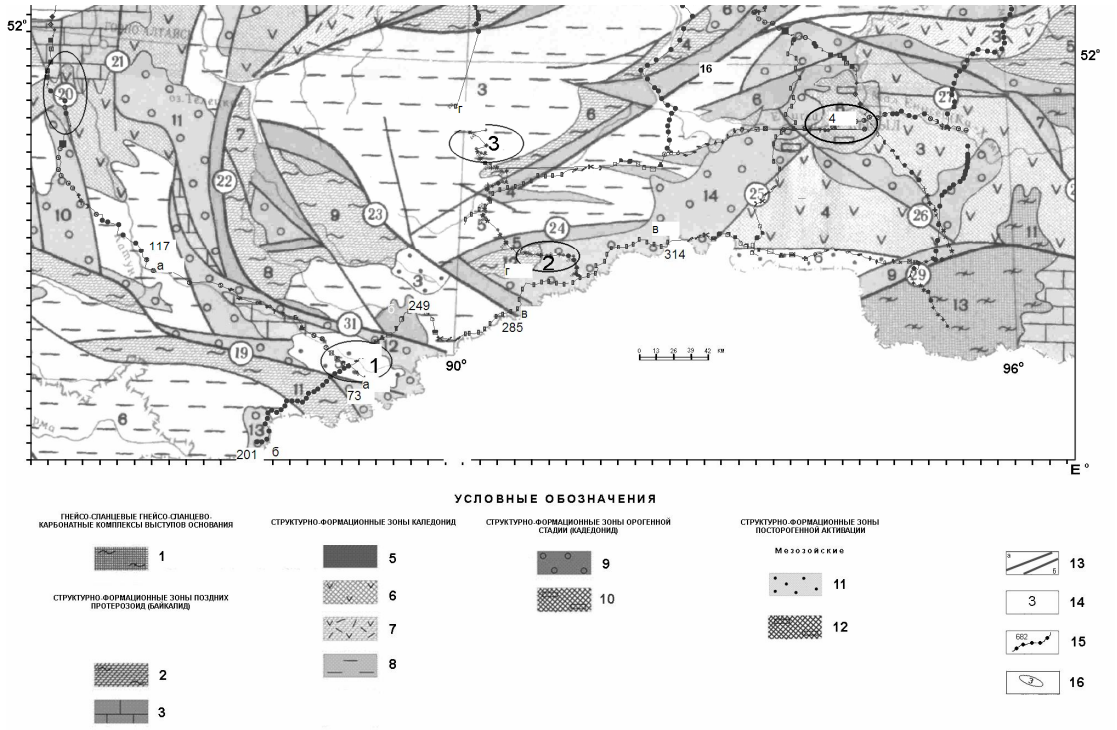


Рис. 1. Обзорная карта расположения региональных профилей на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона (Матросов и др., 1988). *Условные обозначения: 1 – Раннепротерозойские гнейсо-сланцево-карбонатные комплексы выступов основания (13 – Западно-Сангиленский). 2-3 – Структурно-формационные зоны байкалид (8 – Башкаусский, 11 – Южно-Чуйский). 5-8 – Структурно-формационные зоны каледонид: 5 – Раннекаледонские эвгеосинклинальные с офиолитовыми ассоциациями, 6-7 – Эвгеосинклинального типа, 8 – Позднекаледонские миогеосинклинального типа. 9-10 – Структурно-формационные зоны орогенной стадии: 9 – Раннеорогенные вулканогенно-молассоидные, 10 – Позднеорогенные молассоидные угленосные. 11-12 – Структурно-формационные зоны посторогенной стадии: 11 – Юрские молассоидные угленосные, 12 – Кайнозойские молассоидные. 13 – Каркасные разломы (11 – Мартайгинско-Патынский, 13 – Саяно-Минусинский, 16 – Хемчикско-Куртушибинский, 19 – Башелакский, 22 – Прителецкий, 23 – Шапшальский, 24 – Шуйский, 26 – Восточно-Таннуольский, 31 – Курайский). 14 – Обозначения региональных профилей: а) Ташанта-Кош-Агач-Бийск; б) плато Укок – Кош-Агач; в) Кош-Агач-Саглы; г) Саглы-Шира. 15 – пункты МОВЗ в начале и конце профилей. 16 – Очаговые зоны землетрясений: 1 – Алтайская, 2 – Шапшальская, 3 – Тээлинская, 4 – Шагонарская*

Обработка записей далеких землетрясений осуществлялась с использованием программного комплекса (авт. Кухмазов С.У.), который позволяет выделять на записях горизонтальных компонент обменные волны типа P-to-SV, образующиеся на скоростных неоднородностях среды под пунктами наблюдения и строить временные разрезы в волновом изображении как в МОГТ. В качестве стартовых моделей были приняты блоково-слоистые модели, полученные путем трансформации временных разрезов в глубинные со скоростными параметрами, полученными в результате обобщения имеющихся данных ГСЗ и обработки годографов промышленных взрывов [1-3].

При построении первоначальных сейсмических разрезов применялся метод последовательного наращивания глубины с использованием разницы во времени волн PS, сменивших поляризацию на кровле и подошве слоя. Составление окончательных разрезов проводилось методом 2D лучевого моделирования путем решения прямой задачи сейсмики для обменных волн по программе (Zelt,1992). В процессе подбора расчетные данные согласовывались с наблюденным волновым полем, уточнялась структура сейсмических границ и распределение пластовых скоростей P- и S-волн.

По спектрам обменных волн, обменявшихся на кровле и подошве слоя, вычислялись коэффициенты поглощения, позволившие дополнить сейсмические разрезы зонами повышенного поглощения. В этих зонах коэффициент поглощения превышал фоновые и достигал значений более $900 \cdot 10^{-6}$ 1/км. Параметры очагов близких землетрясений определялись с использованием программы (Lahr, 1988).

По результатам выполненных работ составлена карта сейсмотектонического районирования, построены комплексные модели земной коры и схема эпицентров близких землетрясений [4]. Получена новая информация о тектонической расслоенности, блоковой делимости коры и верхней мантии, глубине проникновения выявленных зон тектонических нарушений. Выявлены скоростные и структурные неоднородности в разрезе земной коры. Подтверждено наличие крупнейших шовных зон глубинного заложения, контролирующих региональные морфо-тектонические особенности строения изученной части Алтае-Саянской складчатой области.

На примере составленных в качестве эталонных геолого-геофизических моделей очаговых зон землетрясений: Алтайской (Чуйское землетрясение 2003 г., M = 7,3) и Шапшальской (Урэг-Нурское 1970 г., M = 6,7) установлена связь местной сейсмичности с особенностями глубинного строения и неотектонических движений. Высокая сейсмическая активность проявляется в областях сочленения блоков с контрастными вертикальными движениями [5]. Такие зоны часто выражены тектоническими разрывами, к наиболее крупным из них приурочены развитые в их пределах впадины (Алтайская и Шапшальская очаговые зоны). Названия тектонических структур приведены согласно работы [6].

Алтайская очаговая зона, размеры которой составляют 150 х 100 км, изучена профилями Ташанта – Кош-Агач – Бийск и плато Укок – Кош-Агач, пересекающими ее в различных направлениях (рис. 2, *а*, *б*). Она расположена в пределах Курайско-Чуйской впадины Горного Алтая в области торцового сочленения со структурами Западного Саяна. Здесь сходится ряд региональных разломов, представленных зоной Курайского разлома и параллельного ему Башелакского разлома, серией северо-восточных разрывных нарушений, заканчивающихся в Алтайском очаге и торцово сочленяющихся с зоной Курайского сейсмоактивного разлома. К бортам впадины с вертикальными движениями до 2 мм/год приурочено основное (до 40 %) количество эпицентров. Оставшаяся часть событий распределена в пределах прилегающих горстов.

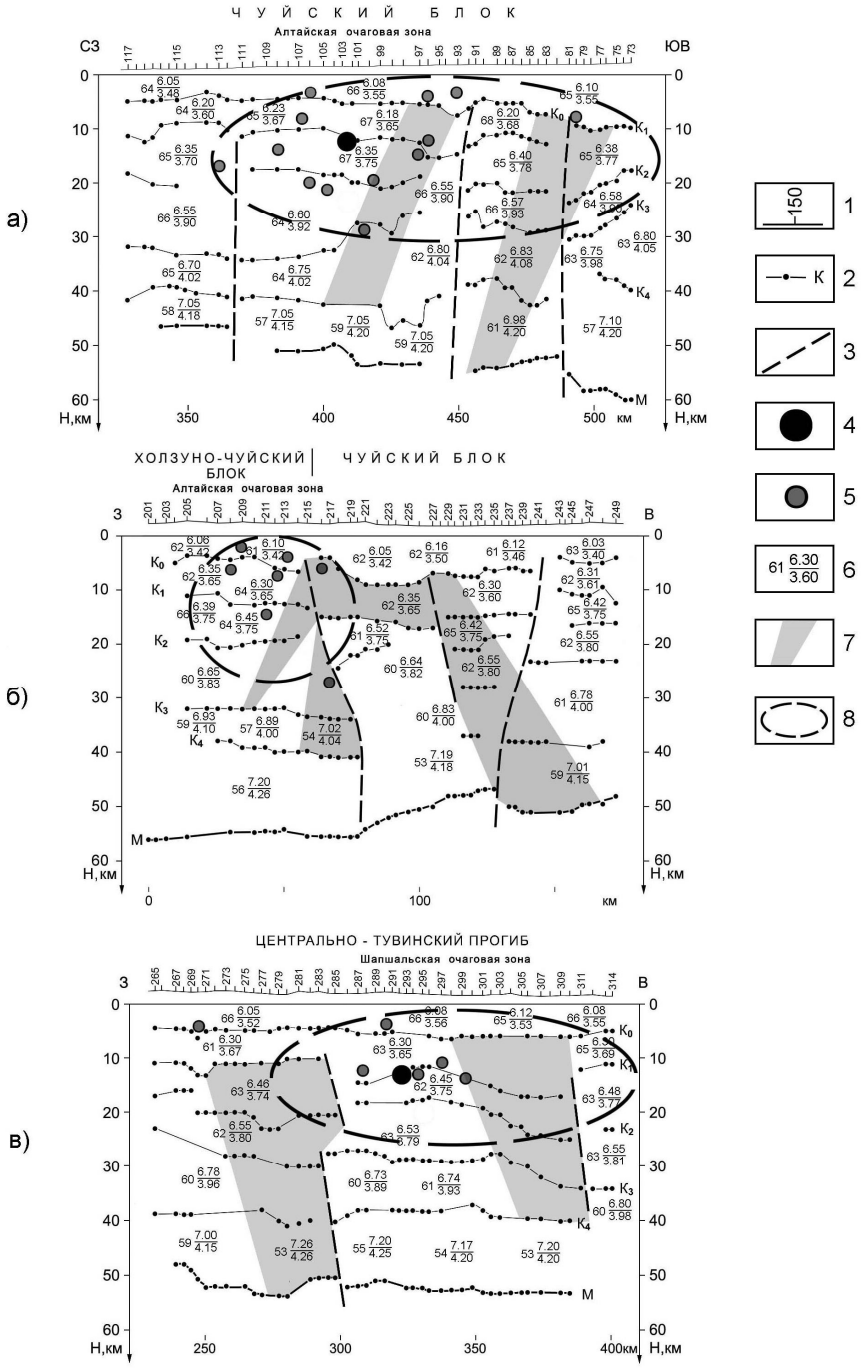


Рис. 2. Глубинные сейсмогеологические разрезы по данным МОВЗ вдоль профилей: а) Ташанта-Кош-Агач-Бийск; б) плато Укок – Кош-Агач; в) Кош-Агач-Саглы. *Условные обозначения: 1 – номера точек МОВЗ; 2 – сейсмические границы и их индексы; 3 – границы блоков (разломы); 4-гипоцентры землетрясений: Алтайского (27.09.2003 г, M = 7,3); Урэг-Нурского (15.05.1970 г., M = 6,7); 5 – очаги локальных землетрясений, зарегистрированных в 2006-2008 гг. с M = 1,5-3,3; 6 – скорости P- и S-волн в слое в км/с и содержание (вес. проценты) SiO_2; 7 - области повышенного поглощения PS-волн (K > 0,0009 1/км); 8 – выделенные группы землетрясений в очаговых зонах*

Глубинное строение северо-западной части очаговой зоны вдоль профиля Ташанта – Кош-Агач – Бийск характеризуется значительными перепадами отметок глубин поверхности Мохо с 45 км до 54 км, понижением скоростей V_p на глубинах 8-30 км до ΔV_p = 0,04-0,05 км/с. Кровля нижней коры на глубине 25 км образует антиклинальную структуру с амплитудой до 10 км, над которой располагается очаг Чуйского землетрясения с M = 7,3, произошедшего как в условиях сжимающих напряжений с юго-востока на северо-

запад, так и растягивающих субширотных напряжений. Интенсивность обменных волн в этом блоке заметно понижена. Юго-восточная часть очаговой зоны пересекается профилем плато Укок-Кош-Агач. Результаты действующих вдоль профиля сжимающих напряжений проявляются здесь в виде разрывов типа надвигов границы Мохо на глубине 53-55 км. Граница Мохо воздымается под очаговой зоной с 55 км до 50 км. Участки аномально высокого затухания сейсмических волн со значениями $K > 0{,}0009$ 1/км совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности, приуроченных к выделенным тектоническим нарушениям земной коры в очаговой зоне, где также прерывается корреляция обменных волн. Скорости продольных волн на глубинах 20-30 км возрастают с 6,64 км/с до 6,74 км/с и на глубинах 30-40 км – с 6,83 км/с до 7,02 км/с.

Шапшальская очаговая зона пересечена профилем Кош-Агач – Саглы (рис. 2, *в*). Она расположена в системе торцового сочленения широтных структурно-тектонических зон Тывы со структурами Алтая, имеющими северо-западное простирание. Очаговая зона, размеры которой составляют 120 х 45 км, находится на стыке двух контрастных неотектонических блоков: опускающегося со скоростью 0,3 мм/год западного борта Убсунурской впадины и воздымающегося со скоростью 0,6-0,7 мм/год структур Монгольского Алтая.

Разломная сеть очаговой зоны представлена разрывными нарушениями двух направлений. Первая из них, контролирующая разломно-блоковую структуру очага и направление эпицентрального поля, это близмеридиональная зона Шапшальского разлома. Вторая система разрывных нарушений имеет запад-северо-западное направление. Близмеридиональная ориентировка эпицентрального поля очага обусловлена его приуроченностью к зоне активного Шапшальского разлома, по которому граничат контрастные неотектонические блоки с разнонаправленными вертикальными движениями. Более 50 % сейсмических событий в очаге сконцентрировано в пределах поднятого микрогорста, оставляя практически асейсмичными приграничные с ним опущенные блоки – впадины. Очаг Урэг-Нурского землетрясения с M = 6,7 непосредственно располагается в зоне, где кончается сильная расслоенность коры и наблюдается область повышенного затухания ($K > 0{,}0009$ 1/км) обменных волн.

Исходя из вышеизложенного можно считать, что очаговые зоны сильных землетрясений на глубинных разрезах характеризуются следующими особенностями:

- наличием большой мощности консолидированной коры, перерывов в прослеживании границы Мохо, изменения его рельефа (Алтайская и Шапшальская очаговые зоны);
- заметными вариациями мощности и скорости внутрикоровых слоев вплоть до выклинивания некоторых из них, например, нижнекорового слоя в Тээлинской зоне ВОЗ;
- наличием куполовидных структур в земной коре, которые могут свидетельствовать о процессе регионального сжатия;
- наличием разломных зон и дробности строения коры, сопровождающегося мелкоблоковым состоянием коры;
- повышенной сейсмичностью, которая в очаговых зонах проявляется большим количеством очагов слабых землетрясений;
- приуроченностью эпицентров слабых событий к границам областей «затухания» обменных волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоркин А.В. Средние скорости объемных волн в консолидированной коре Сибири // Геология и геофизика. – № 9. – 1989. – С. 105-112.
2. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Квятковская Г.Н. – М.: Наука, 1991. – С. 67-95.
3. Золотов Е.Е., Тойб Р.Е., Кадурин И.Н., Ракитов В.А. и др. Глубинное строение восточной части Алтае-Саянской области и локальная сейсмичность по данным МОВЗ и МТ-

методов // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. – Новосибирск: СО РАН, 2003. – С. 357-361.
4. Кадурин И.Н., Егоркин А.В., Ракитов В.А. и др. Изучение сейсмотектонических условий Алтае-Саянской области методом МОВЗ // Прогноз землетрясений и оценка сейсмической опасности Центральной Азии. Тезисы международного симпозиума. – Алматы: Институт сейсмологии МОНиК Республики Казахстан, 2010. – С. 136-137.
5. Краснораменская Т.Г., Лобацкая Р.М. Объемная неотектоническая разломно-блоковая модель Алтае-Саянской складчатой области и сейсмический процесс // Тектонофизика и актуальные вопросы науки о Земле. – М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 267-269.
6. Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Под ред. П.С. Матросова, Г.Н. Шапошникова. – Т. 7. – Л.: Недра, 1988. – 300 с.

УДК 551.242.5

СОВРЕМЕННЫЕ АНОМАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, СРЕДСТВА И МЕТОДЫ ИХ ОБНАРУЖЕНИЯ»

Р.М. Кармалеева, Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Результаты многочисленных повторных и непрерывных измерений современной геодинамической активности показали приуроченность аномальной динамики, как природного, так и техногенного генезиса к участкам неоднородного напряженно-деформированного состояния геологической среды. Неоднородности возникают и развиваются, как правило, на стыках разнородных структур, в зонах тектонических нарушений. Это могут быть глубинные разломы со смещением слоев пород по системе трещин, или участки пониженной прочности, в которых наблюдается аномальное изменение физико–химических свойств пород, повышенная их трещиноватость и водонасыщенность. Как правило, это зоны, разделяющие коровые блоки разных порядков. Чаще всего они приурочены к гидрографической сети.

Если определить зону разлома, как область, вмещающую породы с аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и другими характеристиками, тогда эти зоны представляют собой естественные концентраторы неоднородного напряженно-деформированного состояния геологической среды [1]. Именно они должны выступать в качестве основного объекта изучения в современной геодинамике (геодеформационного мониторинга), как участки экологической опасности.

Особую важность приобретают измерения параметров современных движений земной поверхности на территориях крупных ответственных и экологически объектов. Как показывают многочисленные наблюдения, эти измерения необходимо проводить не только на стадии проектирования и строительства объекта, но, и что особенно важно, на стадии его эксплуатации. Длительные дополнительные нагрузки на слагающие породы в сочетании с метеорологическими воздействиями могут привести, например, к изменению гидрогеологической обстановки участка и к изменению упругих параметров среды. Разломы, как правило, контролируют месторождения полезных ископаемых, и необходимость постоянного мониторинга этих территорий очевидна.

Геодеформационный мониторинг осуществляется геодезическими и геофизическими (аппаратурными) методами. Методы имеют различную чувствительность и пространственно–временную детальность. В то время как геодезические методы охватывают территории в десятки и сотни километров, геофизические измерения проводятся на базах в десятки метров. Оптимальным вариантом нужно считать сочетание указанных методов. Основным параметром, определяющим степень опасности участка (территории) считается скорость отно-

сительных деформаций. В нормативных документах, регламентирующих безопасную работу ответственных объектов, кроме скорости определен также допустимый предел накопленных относительных деформаций. Последний составляет 10^{-5} за период 15-30 лет. Аппаратурные геофизические (наклономерные и деформометрические) данные добавляют к этому информацию о величинах амплитуд сезонных и земноприливных волн.

Геодезические измерения проводятся на трех масштабных уровнях: региональном, зональном и локальном.

Региональные исследования, в основном, базируются на материалах повторных нивелирных наблюдениях вдоль линий Государственной геодезической сети. Для этих измерений протяженность профилей составляет сотни и более километров, расстояния между реперами – десятки километров, а интервалы между повторными нивелированиями – десятки лет.

Зональные исследования проводятся на специально организованных геодинамических полигонах различного целевого предназначения. Обычно различают техногенные и прогностические полигоны. На геодинамических полигонах используется широкий арсенал геодезических методов для изучения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности.

Локальные геодезические измерения используются, как правило, при изучении современной геодинамической активности разломных зон и/или очаговой области произошедших сильных землетрясений.

Хорошо известно, что существующие базовые определения и характеристики процессов, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы их изучения в основном являются относительными.

В последнее время появилась возможность использовать в современной геодинамике абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (GPS-системы). Однако к настоящему времени из-за отсутствия многократных GPS-измерений с повышенной пространственно-временной детальностью (расстояние между пунктами – 0,1-0,5 км, и интервалам между повторными наблюдениями – 0,1-0,5 года), а также дефиците информации по совмещенным (спутниковым и наземным) системам наблюдений, возникают существенные трудности при оценке степени адекватности, получаемых спутниковыми методами результатов при анализе современных геодинамических процессов. Следствием этого явилось то, что практически все исследователи, которые изучают современные геодинамические процессы методами GPS наблюдений, прибегают к относительному методу измерений. Иными словами, выбирается пункт, который идентифицируется, как «твердый» (неподвижный), а все смещения на остальных пунктах вычисляются по отношению к исходному. В этом смысле спутниковая геодезия отличается от наземной только более легкой процедурой процесса измерения. Именно таким способом были получены основные характеристики о скоростях движения литосферных плит, подвижках вдоль (и поперек) крупных геоструктурных элементов строения земной коры и других региональных геодинамических процессов.

Известно, что точность GPS измерений слабо зависит от расстояния между пунктами наблюдений. Это, зачастую, порождает некую иллюзию того, что, и анализ результатов измерений автоматически не зависит от густоты наблюдательной сети. Вместе с тем, хорошо известно, что, на результаты определения региональных скоростей движений крупных геоструктурных элементов среды спутниковыми методами, когда расстояния между наблюдательными пунктами составляют десятки и сотни километров, существенное влияние оказывают локальные, суперинтенсивные деформации земной поверхности в разломных зонах [1]. Эти процессы могут приводить (и приводят!) к принципиальному искажению региональных характеристик движений, таких, например, как скорость и направленность.

Действительно, если в окрестности пункта GPS-наблюдений расположена разломная зона, в пределах которой имеют место локальные, присущие собственно этой зоне, аномальные деформационные процессы, то при определении векторов и скоростей движений, полученных осреднением на больших базах измерений, можно локальные характеристики движений идентифицировать, как региональные.

В самое последнее время появился новый спутниковый метод измерения деформаций земной поверхности – спутниковая радиолокация с синтезированной апертурой (РСА). Однако и этот метод требует обязательного совмещения с наземными или GPS измерения, т.к. оперирует с «наклонной дальностью» до спутника, что требует определенной редукции при переходе к величинам вертикальных векторов смещений земной поверхности. Кроме того, при сравнении нескольких интерферограмм, полученных за различные периоды времени, принципиальная трудность возникает при обеспечении надежного закрепления фиксированных точек (отражателей) на земной поверхности.

Особо следует подчеркнуть, что современная аномальная геодинамика недр носит существенно контрастно неоднородный характер.

Имеются многочисленные примеры, когда происходит перемежаемость периодов активизации и покоя в режиме деформирования земной поверхности [1]. Так, на рис. 1 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль нескольких локальных профилей (длиной порядка 5 км), расположенных в пределах северной части Припятской впадины. Как видно из графика, происходит периодическая активизация процессов и перемежаемость периодов активности и покоя с преимущественной активизацией одних и тех же разломных зон.

Учитывая, что современные деформационные процессы нелинейно развиваются, как в пространстве, так и во времени, результаты измерений одним и тем же методом на одном и том же участке могут значительно различаться в зависимости от примененного способа. В качестве примера можно привести результаты локальных геодезических измерений на Камчатском геодинамическом полигоне. Длина нивелирного профиля составляла 3 км. Высокоточные нивелирные наблюдения проводились с частотой 1 раз в неделю в течение 3 лет. Расстояние между пунктами измерений составляло – 50 м.

Если для расчета среднегодовой скорости относительных деформаций варьировать расстояние между пунктами и интервал между повторными наблюдениями, то полученные среднегодовые скорости изменяются от $3 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-5}$ в год. То есть, изменяются практически на два порядка. Приведенный пример показывает, насколько важно выбрать наиболее информативный способ измерений при мониторинге потенциально опасных участков.

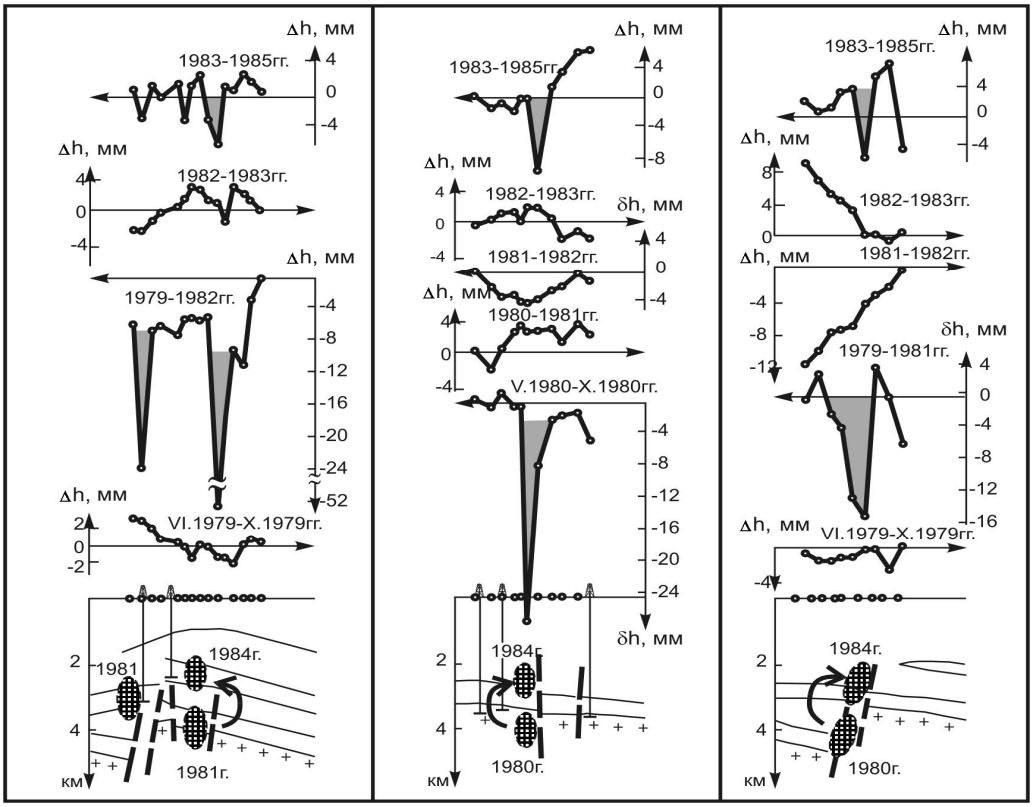


Рис. 1. Пульсирующий характер деформационных процессов в зонах разломов

Исследования показывают, что аномальные подвижки, превышающие допустимые для прецизионных объектов технологические нормы, наблюдаются не только в орогенных сейсмоактивных областях, но и в асейсмичных зонах на платформенных участках. Это утверждение получило поддержку, когда в начале семидесятых годов Миннефтепромом СССР была начата реализация долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах. Основная цель работ заключалась в использовании результатов высокоточных геодезических съемок для изучения геологического строения территорий. В качестве объектов были выбраны нефтегазоносные бассейны, расположенные на Русской платформе, Западно-Сибирской плите, а также в некоторых складчатых областях [2].

Обобщение полученных результатов привело, в частности, к следующим основным заключениям, которые ниже будут подтверждены данными деформометрических измерений. 1. Интенсивные вертикальные и горизонтальные движения приурочены к зонам разломов разного типа и порядка. 2. Основные пространственно-временные характеристики аномальных движений в сейсмоактивных и асейсмичных разломных зонах идентичны. При этом интенсивность деформационного процесса в разломах асейсмичных регионов выше, чем в сейсмоактивных. Скорости деформаций в пределах разломных зон асейсмичных районов $(2\text{-}7)\cdot 10^{-5}$ в год. В подобной ситуации совершенно необходимо проводить совместный анализ и сочетание методов (спутниковых и наземных, геодезических и геофизических), обладающих различной пространственно-временной (региональной, зональной, локальной) детальностью наблюдений за деформациями земной поверхности.

Аппаратурные геофизические (наклономерные и деформометрические) измерения, как правило, выполняются на локальных участках потенциальной геодинамической опасности, где проявления тектонических, экзогенных и техногенных воздействий максимальны. Высокая чувствительность методов (10^{-11}-10^{-12}) и непрерывность регистрации во времени позволяют обнаружить аномальный процесс в начале зарождения и прогнозировать дальнейшее его развитие. Имея непрерывную картину движений, можно за относительно короткий срок (2-3 года) получить характеристику поля современных движений изучаемой территории. Многолетние деформометрические измерения, выполненные в условиях различной тектоники, в орогенных зонах и на платформенных участках, позволили установить цикличность деформационного процесса, которая отражает временную анизотропию напряженно–деформированного состояния геологической среды. Преобладающий период циклов 3-4 года. При этом их длительность уменьшается в разломных зонах. Это уменьшение можно объяснить, если рассмотреть модель жестко-вязкой среды. В однородной упругой среде период вынужденных колебаний равен периоду вынуждающей силы. В среде с вязкостью, во-первых, меняется форма колебания. Во-вторых, при определенном соотношении модулей упругости и вязкости период вынужденного колебания становится меньше вынуждающего. Таким образом, наблюдаемое уменьшение длительности циклов на нарушенных участках, по-видимому, можно объяснить реологическими свойствами [3].

Результаты наблюдений подтверждают соответствие между длительностью циклов и степенью опасности участка в зависимости от близости его к разломной зоне. Например, на станции Талгар, которая расположена на расстоянии около 2 км от главного Заилийского разлома, скорости деформаций меняются в пределах 10^{-6}-10^{-7}, амплитуда сезонной волны равна $2\cdot 10^{-7}$, величина накапливаемой за десять лет деформации составляет $2\cdot 10^{-6}$, длительность цикла 4 года. На станции Протвино, расположенной на расстоянии около 500 м от края разломной зоны VII-VIII порядка, получены те же величины (10^{-6}-10^{-7}, $3\cdot 10^{-7}$, $3\cdot 10^{-6}$, 4 года) соответственно. Таким образом, эти участки, расположенные один в сейсмоактивной зоне, а второй на стабильной платформе, согласно нормативным документам не представляют экологической опасности, т.к. находятся за пределами зоны действия разломов. Это подтверждают и результаты земноприливного анализа. Амплитуды волны M_2 занижены по сравнению с теоретическими на обеих станциях на 20 %, о чем будет сказано ниже.

Рассмотрим результаты деформометрических измерений в зоне разлома, разделяющего блоки земной коры VII-VIII порядка на Протвинском геодинамическом полигоне. Зона приурочена к руслу р. Боровна. Слагающие породы представляют собой чередование слоев глин различной твердости и песка. Основная особенность пород – повышенная их водонасыщенность. Устойчивый водоносный слой находиться на глубине 5 м. Известняки залегают на глубине 35 м, в то время как внутри блоков эта глубина равна 7-8 м. Скорость горизонтальных деформаций в течение наблюдательного периода меняется в пределах от 10^{-4} до $2{,}5 \cdot 10^{-5}$. Этот факт подтверждает цикличность деформационного процесса.

Как было отмечено выше, согласно результатам многочисленных измерений скорости деформаций в разломных зонах в пределах асейсмичных платформ выше, чем сейсмоактивных районах. Так на станции Джерино, входящей в сеть геодинамического полигона Гарм–Душанбе, скорость деформации по данным прибора, пересекающего трещину Кондаринского разлома, равна $2{,}5 \cdot 10^{-6}$ [4]. Аналогичный результат получен на станции Тоно в центральной Японии. Глубинный разлом пересекает подземную выработку, где проводятся деформометрические и наклономерные измерения. Скорость деформаций здесь равна 10^{-6}. Для объяснения приведенного кажущегося парадокса скоростей можно предположить, что накапливаемая в аномальной зоне энергия реализуется либо в сейсмической форме, либо в виде интенсивной, но медленной деформации.

Цикличность деформационного процесса может определять временное изменение степени опасности аномального участка. В качестве примера рассмотрим результаты измерений на Протвинском полигоне в зоне действия разлома, разделяющего блоки земной коры IX-X порядка. Разлом картируется вдоль русла ручья. В зоне, ширина которой около 100 м, отмечается повышенная трещиноватость известняков, залегающих на глубинах 30-35 м, смещение пород по трещинам, нарушение однородности состава глин. Наблюдения проводились на расстоянии около 50 м от картированного края зоны. Величина средней скорости горизонтальных деформаций равна $3 \cdot 10^{-6}$. Амплитуда сезонной волны $5 \cdot 10^{-6}$. Средняя скорость вертикальных деформаций равна $1{,}3 \cdot 10^{-5}$. Накопленная за 11 лет величина деформации составляет $3 \cdot 10^{-5}$. В течение наблюдательного периода скорость горизонтальных деформаций меняется на порядок в пределах 10^{-5}-10^{-6}, а вертикальных от 10^{-4} до 10^{-5}. Причем изменение скорости происходит не только по величине, но и по направлению [5]. Таим образом, участок, расположенный на асейсмичной платформе, на расстоянии равном половине ширины разломной зоны от ее края, по крайней мере, периодически представляет собой территорию экологического риска.

Особое место в системе геодеформационного аппаратурного мониторинга занимает метод исследования параметров земноприливных волн. Диапазон приливных периодов достаточно широк от третьсуточных до 11-летних и более. Периоды всех волн известны с астрономической точностью, а амплитуды, рассчитываемые в рамках принятой модели упругой Земли, для любой ее точки – с точностью до нескольких процентов. Ответная реакция Земли на воздействия приливных сил зависит от упругих свойств окружающей породы. Амплитуды земноприливных волн деформации измеряются наностренами и представляют собой чувствительный индикатор изменения этих свойств, а, следовательно, и структурных особенностей изучаемого участка.

Перспективным направлением считается изучение временных вариаций параметров приливных волн, что важно для решения прогностических задач, а также при исследованиях на потенциально опасных участках в условиях техногенных воздействий.

При регистрации волн земного прилива гравиметрами, деформометрами и наклономерами анализируются, как правило, волны с суточными и полусуточными периодами, т.к. они имеют максимальные амплитуды и для их выделения не требуются длительные в несколько лет ряды наблюдений. Максимальную амплитуду в этом диапазоне периодов имеет полусуточная волна M_2. Параметры этой волны практически не зависят от термических воз-

действий в силу ее периода 12 час 24 мин. Кроме того, в направлении СЮ ее амплитуда в несколько раз превышает амплитуды других волн на всех широтах от экватора до полюса. Полусуточные волны также более чувствительны к изменениям упругих свойств породы, чем суточные.

Результаты деформометрических измерений в зонах разломов обнаруживают неплохое согласие с теоретическими расчетами о влиянии неоднородностей на приливные амплитуды. Последние в зонах разломов превышают теоретические в отдельных случаях на 200 %, по выходе резко уменьшаются, а при удалении от края разлома возрастают, постепенно приближаясь к нормальному для данного пункта значению [5]. Таким образом, заниженное значение величины волновых амплитуд на исследуемом участке может свидетельствовать о наличии вблизи тектонического нарушения. В этом случае участок, прилегающий к разлому, представляет собой зону действия последнего. Данные многолетних деформометрических измерений, показали, что участки, где амплитуда волны M_2 занижена на 30 % и более, представляют собой зоны экологического риска.

В этой связи метод земноприливных волн может быть применен для обнаружения скрытых, не выходящих на поверхность разломов. Одним из примеров могут служить результаты, полученные в районе Нурекской ГЭС. Заниженная на 206 % амплитуда M_2 свидетельствовала о близости тектонического нарушения. Этот результат был подтвержден повторным инженерно–геологическим обследованием участка. Первоначально разлом трассировался непосредственно через пункт наблюдений.

Метод земноприливных волн может быть использован для обнаружения временных изменений упругих параметров геологической среды. Примером служат данные, полученные на Протвинском полигоне. В периоды, когда в результате техногенных воздействий активизируется поверхностный карст, наблюдается уменьшение приливной амплитуды M_2 до 38 %. Инженерно-геологические обследования, проводимые в эти периоды, обнаруживают проседания грунта, изменение его свойств, трещины в стенах зданий. При этом скорость и величина накопленной за несколько лет деформации остаются стабильными, характерными для спокойных участков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09–05–00825–а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород // МГГУ. – М., 2004. – 262 с.
2. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмических и асейсмических областей // Дискретные свойства геофизической среды. Сб. научных трудов. – М.: Наука, 1989. – С. 33-46.
3. Кармалеева Р.М., Силаева О.И. О временной анизотропии в напряженно–деформированном состоянии горных пород // Гидротехнич. строительство. – № 12. – 2001. – С. 22-25.
4. Кармалеева Р.М., Латынина Л.А., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я. Распределение линейных приливных деформаций в зоне тектонического разлома // Медленные деформации Земли и ее вращение. – М.: Радио и связь, 1985. – С. 98-105.
5. Кармалеева Р.М. Использование результатов деформометрических измерений в задачах геодинамики // Материалы XVI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагенияь литосферы Восточно–вропейской платформы. – Т. I. – Воронеж, 2010. – С. 316-321.

УДК 528.88:551.4

ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ ПРОВЕРКА МОДЕЛИ УПРУГОЙ ОТДАЧИ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ ПАРКФИЛД (КАЛИФОРНИЯ, США, 28.09.2004 г., M = 6)

В.И. Кафтан[1], Р.И. Красноперов[2] , П.П. Юровский[3]

[1] *Центральный НИИ геодезии, аэросъемки и картографии, Росреестр, г. Москва, Россия;*
[2]*Учреждение РАН Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия;*
[3]*Московский государственный университет по землеустройству, г. Москва, Россия*

Наиболее распространенной в России, благодаря инициативам проф. А.К. Певнева [1], моделью деформирования земной поверхности в связи с сейсмическими событиями является модель упругой отдачи, наиболее применимая для трансформных границ плит и других сейсмогенерирующих разломов, имеющих характер смещения по их простиранию.

Рассмотрим основные особенности модели, а также результаты ее проверки и усовершенствования [2].

Графически характер деформирования в области разлома в соответствии с моделью упругой отдачи представлен на рис. 1 и 2.

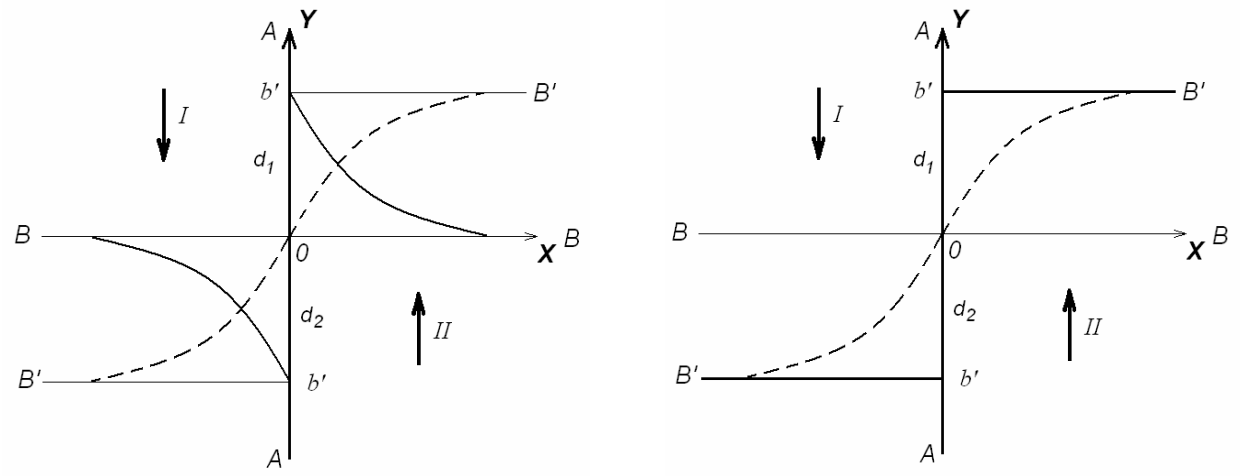


Рис. 1. Механизм упругой отдачи: *слева – начальная эпоха наблюдений фиксирует критическое напряженное состояние, справа – начальная эпоха фиксирует начало накопления упругих деформаций*

На рис. 1 (слева) представлено изображение разлома и линий на земной поверхности, используемых для регистрации деформирования, спроектированное на горизонтальную плоскость. Линия *AA* представляет проекцию разлома, борта которого испытывают взаимные перемещения в противоположных направлениях I и II. В результате накопления упругой деформации к моменту разрыва прямая линия *BB* искривилась и приобрела форму *B′0B″*. Если прямой линией *BB* зафиксировать положение точек земной поверхности в момент непосредственно перед разрывом, то, в результате разрыва она приобретет форму двух разорванных кривых *b′B*. Эффект такого характера регистрируемого искривления обусловлен, тем, что момент начала накопления упругих деформаций не известен и прямая линия, представляющая собой, например, геодезический профиль прокладывается всегда на напряженной (уже искривленной) поверхности. Этот случай относится к ситуации, когда не удалось зафиксировать взаимные перемещения бортов разлома в процессе упругой отдачи, т.е. геодезические измерения первого цикла выполнены непосредственно (за достаточно короткий интервал времени) перед землетрясением.

Другой возможный вариант картины упругих деформаций относится к случаю точного попадания начальной эпохи наблюдений на момент начала накопления упругих деформаций (момент «запирания» разлома). Этот вариант представлен на рис. 1 (справа).

Этот вариант отличается от остальных тем, что упругий изгиб не воспроизводится по наблюдениям. Прямая сплошная линия, фиксирующая первую эпоху наблюдений *B0B* в момент, следующий сразу после землетрясения, преобразуется в разорванную, состоящую из двух отрезков, линию *B′b′B′*. В данном случае полная разрывная деформация также как и в первом случае будет получена как $d_{\text{сум.}} = d_1 + d_2$.

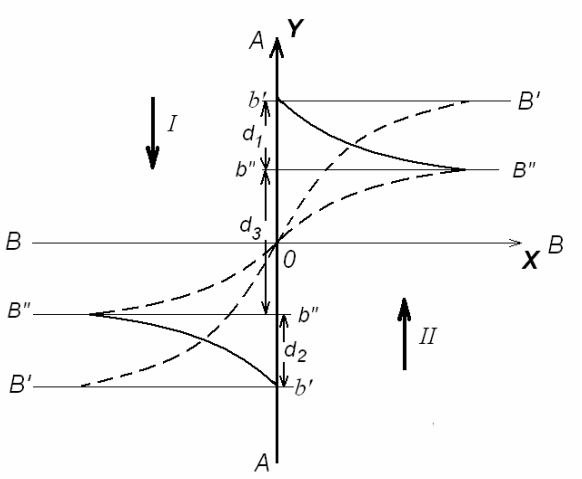


Рис. 2. Механизм упругой отдачи (начальная эпоха фиксирует незавершенное накопление упругих деформаций)

В большинстве случаев, когда измерения начальной эпохи выполнялись за достаточно продолжительное время до землетрясения, картина деформаций, зарегистрированных наблюдениями после землетрясения, в дополнение к предыдущим примерам, отразит отрезок упругих деформаций бортов разлома, накопленных за время от начальной до конечной эпохи наблюдений d_3 (см. рис. 2). На рис. 2 представлена более распространенная и общая картина упругого деформирования, когда повторные измерения зафиксировали некоторую часть этих предваряющих событие деформаций, что отразилось в виде отрезка взаимных смещений d_3. Таким образом, в более общем случае регистрируется не только уровень упругих деформаций, накопленных при подготовке землетрясения, но, также и скорость их накопления равная $v_{\text{подг.}} = d_3 / (t_i - t_0)$ за время от начальной t_0 до повторной эпохи наблюдения t_i. Далее, зная скорость накопления деформации (взаимного смещения бортов), получаем время подготовки землетрясения как

$$T_{\text{подг.}} = (d_1 + d_2 + d_3) / v_{\text{подг.}}. \qquad (1)$$

На рис. 2 показано, что пунктирная кривая *B′0B″*, фиксирующая начальную эпоху наблюдений не достигла критического пресейсмического состояния *B′0B″*. Это обеспечило регистрацию некоторой части накапливаемых деформаций d_3. Полная длина разрыва составит $d_{сум.} = d_1 + d_2 + d_3$. Заметим, что в предыдущем случае полная длина разрыва состоит лишь из двух слагаемых $d_{сум.} = d_1 + d_2$, т.е. процесс накопления деформаций зафиксировать не удалось.

Можно видеть, что более общий вариант регистрации механизма упругой отдачи на разломах со смещением по простиранию показывает возможность обнаружения места накопления упругих деформаций (места будущего эпицентра), а при знании уровня критической деформации становится возможным и прогнозирование времени будущего землетрясения, если наблюдения зафиксировали момент «запирания» разлома. Эти факты свидетельствуют о том, что для прогнозирования землетрясения необходимо организовать регулярные или непрерывные геодезические наблюдения в месте предполагаемого «запирания» разлома.

Нередко эти места обнаруживаются по сейсмологическим наблюдениям. Это так называемые «сейсмические бреши», где наблюдается слабый сейсмический фон в противоположность тому, что это место является участком сейсмогенерирующего разлома, воспроизводящего в прошлом сильные землетрясения. Возможно, этим местом окажется эпицентр уже произошедшего землетрясения или область вблизи него.

В любом случае для реализации прогнозных наблюдений необходимо выбирать место создания контрольной сети с использованием всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации.

Как показывают исследования, накопление упругих деформаций на сейсмогенерирующем разломе перед сильным землетрясением регистрируется достаточно надежно.

Приведем пример результатов наблюдений в контрольной сети Национальной геологической службы США, расположенной на разломе Сан-Андреас. Сеть была создана специально для контроля подготовки ожидаемого сильно землетрясения в данном районе. Наблюдения выполняются по настоящее время непрерывно, начало которым было положено за несколько лет до землетрясения 28 сентября 2004 года с M = 6,0 (США, Калифорния), произошедшего почти, что в пределах контрольной сети. Этот факт указывает на удачный прогноз американских геофизиков в отношении места возникновения сейсмического события, которое они ожидали в 1988-1993 гг. Следует отметить, что это, на сегодня, очень успешный прогноз места будущего землетрясения.

В районе были развернуты регулярные линейно-угловые геодезические измерения, а с начала 90-х годов – непрерывные GPS наблюдения. Таким образом, контрольная сеть, созданная в районе землетрясения, сегодня представляет уникальный тестовый полигон, результаты непрерывных измерений которого доступны из Интернет.

Изменения положений авторами доклада пунктов были получены с использованием оригинальных методик и программного обеспечения, описанных в [3].

Получены характеристики движений и деформаций земной поверхности в связи с подготовкой и разрядкой сильного землетрясения с частотой один раз в 5 дней за интервал продолжительностью в 5 лет. Частота определения деформаций была определена на основании известных оценок криповых смещений по разлому Сан-Андреас в среднем 40 мм в год, что составляет ~ 0,1 мм в день. Учитывая точностные возможности ГНСС методов, обеспечивающих в наилучшем случае около миллиметровые погрешности определения смещений, более или менее надежное определение характеристик движений и деформаций становится возможным по истечении более 10 дней. Некоторая избыточность в дискретности повторных определений до 5 дневного интервала, в данном случае, оправдана исследовательским характером анализа и стремлением получить более высокое временное разрешение для воспроизведения деформационного процесса.

В связи с демонстрацией возможностей ГНСС наблюдений для изучения сейсмической активности приведем пример регистрации механизма упругой отдачи на трансформном разломе. На рис. 3, 4 представлены компоненты взаимных смещений бортов разлома Сан-Андреас по линии, пересекающей его перпендикулярно в центре территории, обеспеченной наблюдательной сетью. Смещения (красные точки на рис. 3, 4) представляют собой средние характеристики смещений по всей протяженности сети вдоль контролируемого сегмента разлома.

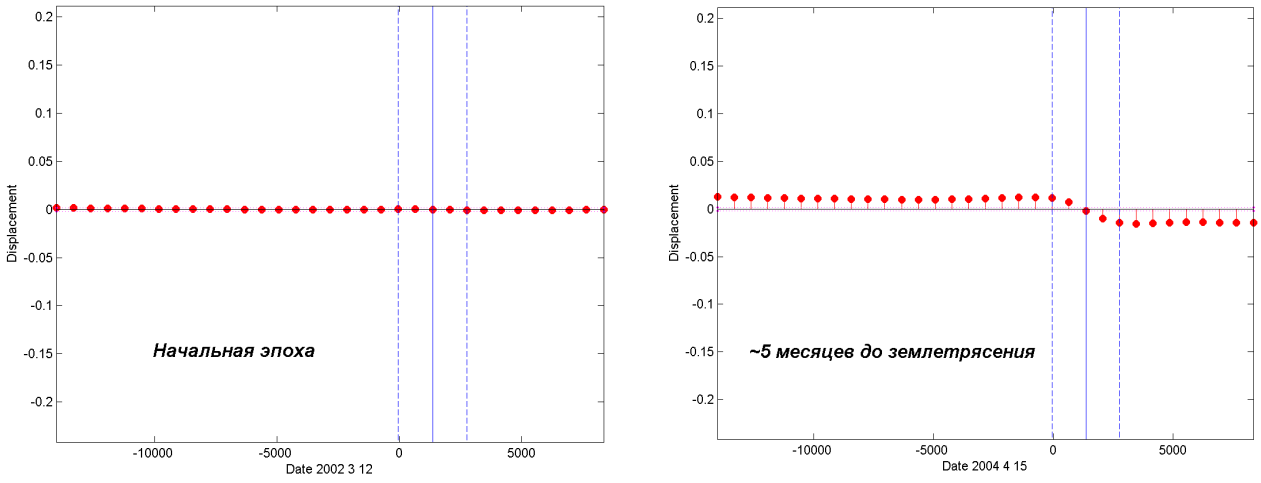


Рис. 3. Результаты определения смещений: *слева - начальная эпоха на напряженном основании, справа – напряженное состояние за 5 месяцев до землетрясения*

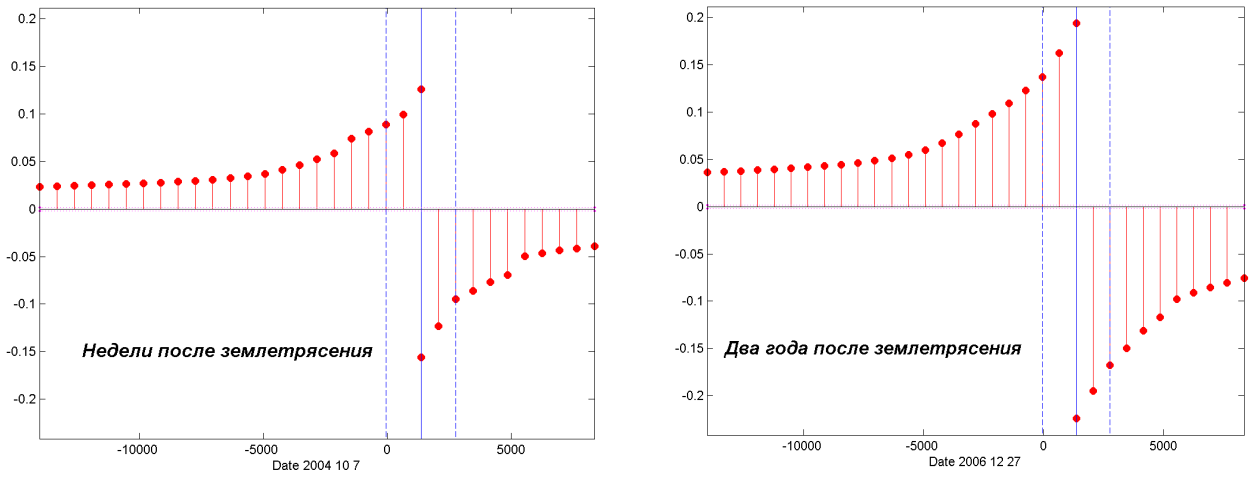


Рис. 4. Разрядка упругих напряжений вблизи момента землетрясения (слева), рост деформаций после землетрясения – крип бортов разлома (справа)

Представленная на рисунках картина убедительно подтверждает модель упругой отдачи и обеспечивает важной информацией о ходе подготовки и разрядке землетрясения.

Рассчитаем момент начала накопления упругих деформаций, т.е. «запирания» разлома и прекращения криповых движений. Для этого используем формулу (1). Графики 4 свидетельствуют о том, что за интервал времени примерно 2 года и 1 месяц накопилось смещение примерно $d_3 = 0{,}015$ м. Откуда скорость накопления упругих деформаций составит $v = 0{,}015/2{,}1 = 0{,}007$ м/год. Получим полную амплитуду смещения по разлому в момент землетрясения (рис. 4) $d_1 + d_2 + d_3 = 0{,}13 + 0{,}16 = 0{,}29$ м. Тогда по формуле (1) получаем $T_{\text{подг.}} = 0{,}29/0{,}007 = 41$ год. Обратим внимание, что значение скорости накопления упругих деформаций получено недостаточно надежно. Величина смещения составила лишь полтора см за два года. Возможно значение скорости, полученное за более длительный интервал времени будет отличаться от полученного из-за меньшего влияния ошибок измерений и осреднения возможных неравномерно ускоренных смещений за период их накопления.

Результаты анализа демонстрируют степень эффективности регулярных ГНСС наблюдений с высоким временным разрешением (до одного раза в пять суток) при их использовании в изучении процесса подготовки и разрядки землетрясений, а также при поиске запертых/подвижных зон трансформного разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Певнев А.К. Пути к практическому прогнозу землетрясений. – М.: ГЕОС, 2003. – 163 с.
2. Reid H.F. The Mechanics of the Earthquake, the California Earthquake of April 18, 1906 // Report of the State Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington. – Vol. 2. – Washington, D.C., 1910.
3. Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Юровский П.П. Графическое представление результатов определения движений и деформаций земной поверхности средствами глобальных навигационных спутниковых систем // Геодезия и картография. – № 11. – 2010. – С. 2-7.

УДК 550.343-528.88:551.4

ПРОЦЕСС ПОСТСЕЙСМИЧЕСКОЙ РЕЛАКСАЦИИ ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ И СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.И. Кафтан[1], М.В. Родкин[2]

[1]*Центральный НИИ геодезии, аэросъемки и картографии, Росреестр, г. Москва, Россия;*
[2]*Учреждение РАН Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия*

Понимание физики сейсмического процесса сильно затруднено тем, что в большинстве случаев факторы, обуславливающие характер этого процесса остаются неизвестными. Обычно неизвестен ни характер изменений напряженного состояния, ни изменения прочностных характеристик горных пород. В отдельных случаях, однако, характер изменения напряженного состояния можно полагать в значительной степени известным. В частности, резонно предполагать, что процессы, следующие за возникновением сильного землетрясения, в значительной степени обуславливаются скачком (сбросом) напряженного состояния в момент землетрясения и продолжающейся некоторое время крипповой релаксацией уровня напряжений. При этом возникновение значительного числа афтершоков и довольно четкое указание пространственно-временной области развития афтершокового процесса облегчают постановку исследования.

В настоящей работе на основе совместного анализа геодезических и сейсмических данных анализируется афтершоковый процесс землетрясения в Паркфилде (Калифорния, США, 28.09.2004 г., M = 6). Выбор этого события обусловлен тем, что для него оказалось возможным собрать и совместно проанализировать достаточно большой объем геодезической информации по локальной сети GPS измерений и достаточно полные данные по афтершоковой последовательности (http://www.ncedc.org/ncedc/catalog-search.html). Полученные результаты сопоставляются с характером изменчивости сейсмического режима в Обобщенной окрестности сильного события (ООСС), что позволяет дополнительно выявить ряд особенностей фор- и афтершокового процесса, для выявления которых по данным отдельных афтершоковых последовательностей не хватает фактических данных [2].

По данным обработки GPS измерений в геодезической сети обсерватории PBO (Plate Boundary Observatory), проведенной с использованием оригинальных методик и программных средств [1], сильный косейсмический скачок горизонтальных смещений по простиранию разлома сопровождается продолжительными постсейсмическими движениями той же направленности, затухающими примерно по экспоненте (рис. 1). Эта особенность свидетельствует о том, что сброс упругих деформаций, накопленных до момента землетрясения, не происходит мгновенно за счет основного толчка, а продолжается достаточно длительное время.

Согласно сейсмическим данным затухающая афтершоковая последовательность, развивающаяся в целом по закону Омори, сопровождается также одновременными изменениями таких характеристик сейсмического режима как значения наклона графика повторяемости b и средние глубины афтершоков. Оценки величин наклона графика повторяемости b и средние глубины очагов определялись для последующих по времени групп событий. Число событий в группе n определялось компромиссом между требованием получения достаточно точных значений искомых параметров и желательно большим разрешением изменчивости исследуемых параметров по времени. Соседние группы отбирались со сдвигом на $n/2$ событий. В данном случае использовались группы из 16 событий, оценка параметра b проводилась методом максимального правдоподобия [7].

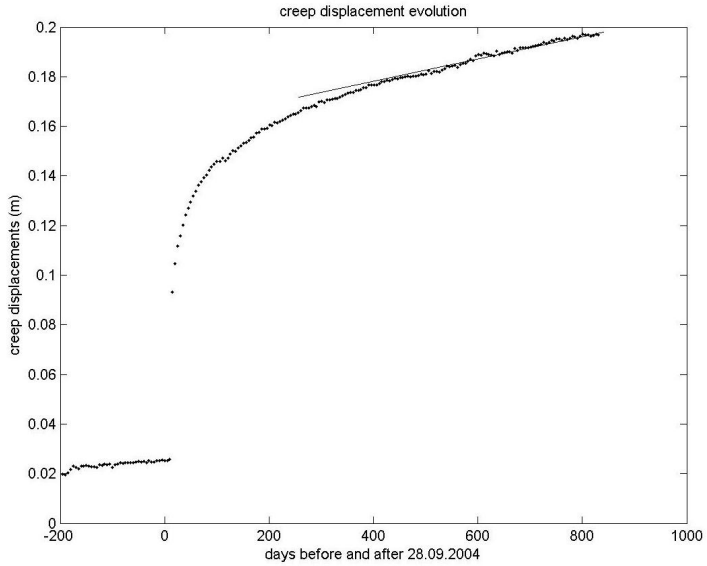
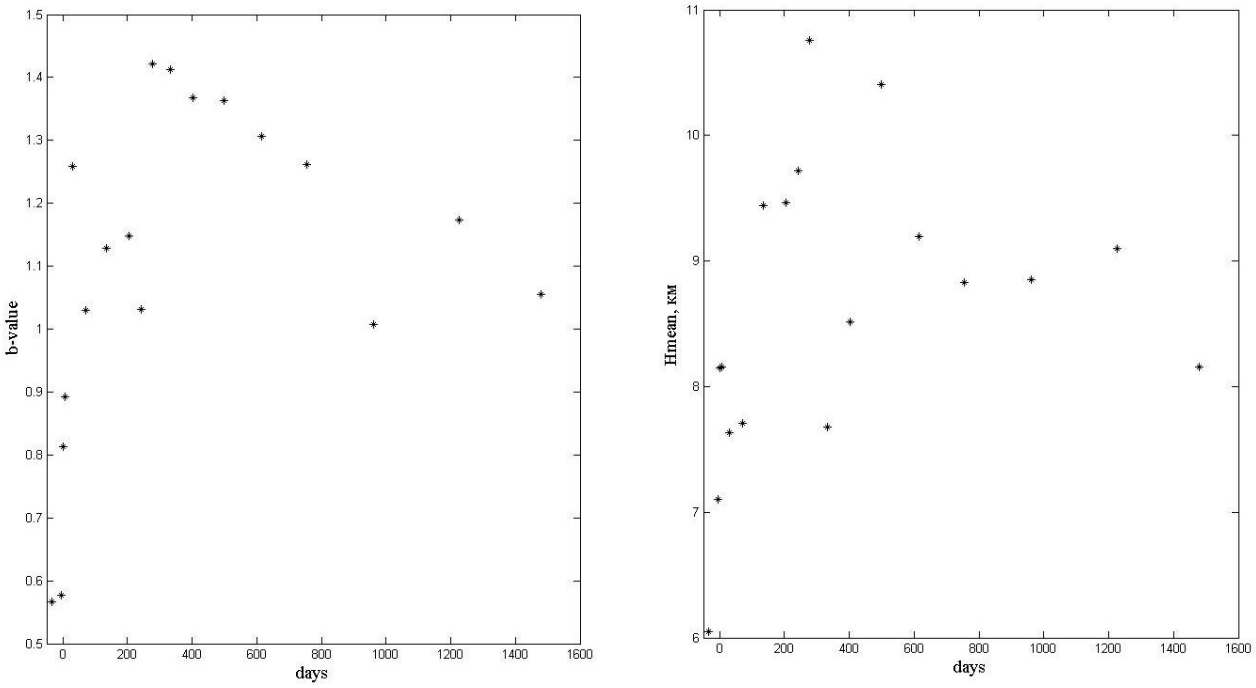


Рис. 1. Поведение криповых горизонтальных смещений до и после землетрясения: *прямая линия демонстрирует участок с примерно постоянной скоростью крипа, приближающейся к фоновой скорости и начинающейся через год после события*

И для значений наклона графика повторяемости, и для средних глубин афтершоков обычно наблюдается тенденция направленных трендовых изменений этих характеристик со временем. Для афтершоковой последовательности землетрясения в Пакфилде наблюдался рост обоих этих параметров, относительно их значений в ближайшей окрестности главного события, где эти характеристики имели минимальные значения, рис. 2, *а*, *б*. На стационарный уровень обе эти характеристики вышли примерно через год после главного события. Отметим, что тенденция уменьшения значений наклона графика повторяемости афтершоковых последовательностей уже была установлена ранее по сейсмическим и лабораторным данным [2, 4]. Такая тенденция была подтверждена и по данным о крупнейших недавних землетрясениях [3]. Что касается тенденции изменения глубин афтершоков, то, по-видимому, она была выявлена только сравнительно недавно по данным детальной локальной сети станций в окрестности сильного платформенного землетрясения в северо-западной Индии (2001, M = 7,7) и затем уже получила подтверждение по данным афтершоковых последовательностей Великого Андаманского, Симуширских землетрясений и недавнего сильнейшего землетрясения в северо-восточной Японии [3, 5]. Интерпретация этой тенденции представляет значительный интерес в связи с ее предположительной обусловленностью глубинным флюидным режимом; представляется естественным трактовать эту закономерность как указание на процесс быстрого отжимания глубинного флюида к поверхности в повышенно раздробленных очаговых областях сильных землетрясений.

Продолжительность явно выраженных релаксационных движений после землетрясения в Паркфилде по геодезическим данным оказалась близка к длительности релаксационных процессов по сейсмическим данным (около года). Отсюда представляется естественным попытаться интерпретировать эти изменения совместно. Естественно предположить, что развитие афтершоковых деформаций близких по направленности к сильному скачку косейсмических деформаций отвечает продолжающемуся процессу релаксации тектонических напряжений, ответственных за реализацию основного толчка. При этом согласно данным по ряду землетрясений суммарная амплитуда медленных релаксационно затухающих постшоковых деформаций оказывается близкой к величине косейсмического толчка. Для землетрясения 2004 года в Паркфилде соответствующие значения смещений составили примерно 0,07 м (см. рис. 1).



а *б*

Рис. 2. Средние изменения параметра *b*-value (*а*) и средней глубины афтершоков после землетрясения в Паркфилде (*б*), по оси *x* – дни после главного толчка

Такой характер смещений оказывается согласным характеру временных изменений величин *b*-value. Действительно, принято полагать [4, 6 и др.], что уменьшение значений наклона графика повторяемости отвечает росту величин действующих напряжений, а рост значений *b*-value соответствует уменьшению уровня напряжений. Отмеченная выше тенденция роста наклона графика повторяемости в афтершоковых последовательностях отвечает уменьшению уровня напряженного состояния в ходе постсейсмических релаксационных процессов в очаговых зонах сильных землетрясений.

Дополнительная информация о характере процессов релаксации может быть получена сопоставлением с характером изменчивости параметра *b*-value в ООСС; метод построения ООСС и ряд полученных этим методом результатов описаны в [2]. Согласно полученным методом ООСС уточненным данным (рис. 3), имеет место не только минимум значений параметра *b* в близкой окрестности сильного события (как это было уже известно ранее). Выявляется также степенной характер изменчивости параметра *b* в малой окрестности сильного события (рис. 3). Не менее интересно также, что по прошествии около месяца после основного толчка значения *b*-value оказываются стабильно выше фоновых значений, указывая тем самым на значительную разгрузку очаговой области сильного землетрясения.

Такое изменение величин *d*-value может указывать на сброс избыточных (по сравнению с долговременным фоном) напряжений в области сильного землетрясения и на процесс последующего восстановления уровня напряжений в течение 1-2 лет после сильного землетрясения.

Выявление вероятной связи между процессами релаксации напряженного состояния в окрестности очаговой области сильных землетрясений и режимом сейсмичности открывает возможность более детального исследования соотношения между уровнем напряженного состояния и сейсмическим режимом (в данном случае на более простом примере афтершоковых последовательностей).

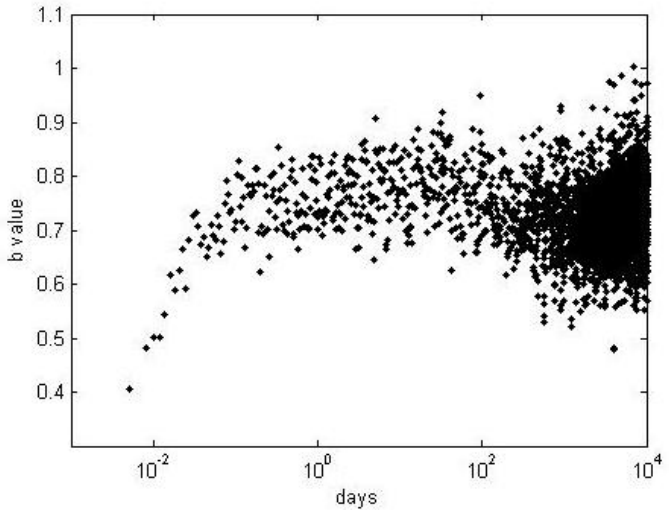


Рис. 3. Изменение величин *b*-value в ООСС (по каталогу USGC-NEIS для событий M ≥ 7). *По оси x – дни после главного события*

ЛИТЕРАТУРА

1. Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Юровский П.П. Графическое представление результатов определения движений и деформаций земной поверхности средствами глобальных навигационных спутниковых систем // Геодезия и картография. – № 11. – 2010. – С. 2-7.
2. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Вулканология и сейсмология. – № 6. – 2008. – С. 1-12.
3. Родкин М.В., Тихонов И.Н. Мега-землетрясение в Японии 11 марта 2011 года: величина события и характер афтершоковой последовательности // Геофизические процессы и биосфера. – Т. 10. – № 1. – 2011. – С. 64-80.
4. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным. Физика Земли. – № 10. – 2004. – С. 26-36.
5. Rodkin M., Mandal P. The super-long sequence of seismic activity following the Bhuj M 7.7 intraplate earthquake – possible physical mechanism (submitted to Tectonophysics). – 2011.
6. Schorlemmer, D., Wiemer, S., Microseismicity data forecast rupture area // Nature 434, 1086. – 2005.
7. Utsu T., 1965. A Method for determining the value of *b* in *a* formula log*n* = *a* – *b*M showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (in Japanese) // Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 13. – P. 99-103.

УДК 550.34

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КАК ОБОБЩЕННЫЙ МЕТОД СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

А.В. Кендзера[1], П.И. Пигулевский[2], С.В. Щербина[3]

[1,3]Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина;
[2]Днепропетровская геофизическая экспедиция «Днепрогеофизика», г. Днепропетровск, Украина

Введение. Методология защиты населения от опасных и катастрофических сейсмических событий осуществляется по-разному в разных странах. Большинство стран применяют, в основном, высокоразвитые технические методы возведения сейсмически устойчивого жилья и производственных сооружений.

Для прогнозирования уровня интенсивности воздействий (при будущих сейсмически опасных событиях) на важные и экологически опасные сооружения используются макросейсмические данные о проявлении исторических землетрясений и инструментально зарегистрированные колебания грунта при близких и сильных удаленных землетрясениях. При этом, некоторые исторические разрушительные землетрясения произошедшие 100 и более лет тому назад, описаны только в виде художественных воспоминаний.

Для описания интенсивности сейсмических проявлений используются описательные макросейсмические шкалы. При оценке макросейсмических эффектов и определении уровня сейсмической опасности на территории Украины продолжает использоваться 12-балльная макросейсмическая шкала Медведева-Шпонхойера-Карника (MSK-64), разработанная в 1964 году и получившая широкое распространение в Европе и СССР. С 1998 года в странах Европейского союза применяется более современная Европейская макросейсмическая шкала (EMS-98). С целью адаптации украинской нормативной базы строительства с европейской, с 2011 года, согласно приказу Минрегионстроя Украины от 23 декабря 2010 г. № 539, в стране вступил в действие ДСТУ-Б-В.1.1-28:2010 «Захист від небезпечних геологічних процесів, шкідливих експлуатаційних впливів, від пожежі. Шкала сейсмічної інтенсивності». Этот документ в основном унаследовал шкалу MSK-64, но, в то же время, он полностью адаптирован к Европейской макросейсмической шкале EMS-98.

Макросейсмическая шала MSK-64 лежала в основе СНиП II-7-81 «Строительство в сейсмических районах», который действовал на территории Украины с 1982 года по 2007 год (с незначительными поправками). С 1 февраля 2007 года его заменил ДБН В.1.1-12:2006 «Строительство в сейсмических районах Украины». В ДБН в табличном виде и на картах общего сейсмического районирования (ОСР) (см. Приложение А и Б к ДБН) показана прогнозируемая величина сейсмической опасности в баллах шкалы MSK-64, которая с вероятностью 90, 95 и 99 % не будет превышена за ближайшие 50 лет. ДБН В.1.1-12:2006 предписывает методику определения уязвимости домов и сооружений при различном уровне сейсмической опасности и рекомендует основные методы сейсмической защиты.

Все происшедшие сейсмические события, как незаметные для обычных людей, так и сопровождаемые интенсивными макросейсмическими проявлениями, фиксируются в каталогах землетрясений. Надежное определение параметров слабых локальных землетрясений возможно только при наличии достаточно густых сетей сейсмических станций, оснащенных высокочувствительной широкополосной сейсмологической аппаратурой, способной предоставить информацию о пространственно-временном и энергетическом проявлении сейсмических событий. Развитие наблюдательных сейсмологических сетей государством является наиболее эффективным и рациональным использованием бюджетных средств, предназначенных для обеспечения защиты населения, проживающего в сейсмических районах страны. Такие районы характеризуются наличием активизированных на современном этапе геологического развития тектонических структур. Оценка сейсмической опасности предполагает изучение их сейсмотектонического потенциала в терминах магнитуды максимально возможного землетрясения (с заданной вероятностью его не превышения) и характеристик затухания сейсмических сотрясений с расстоянием от очага.

Сейсмическое районирование территории Украины. На рис. 1 приведена карта прогнозируемой интенсивности сейсмических воздействий (сейсмической балльности), которая за ближайшие 50 лет не будет превышена с вероятностью 99 %, что приближенно соответствует периоду повторяемости землетрясений один раз в 5000 лет. Карта построена Б.Г. Пустовитенко (ИГФ НАН Украины) и В.И. Уломовым (ИФЗ РАН). Она имеет условное название ОСР-2004 С.

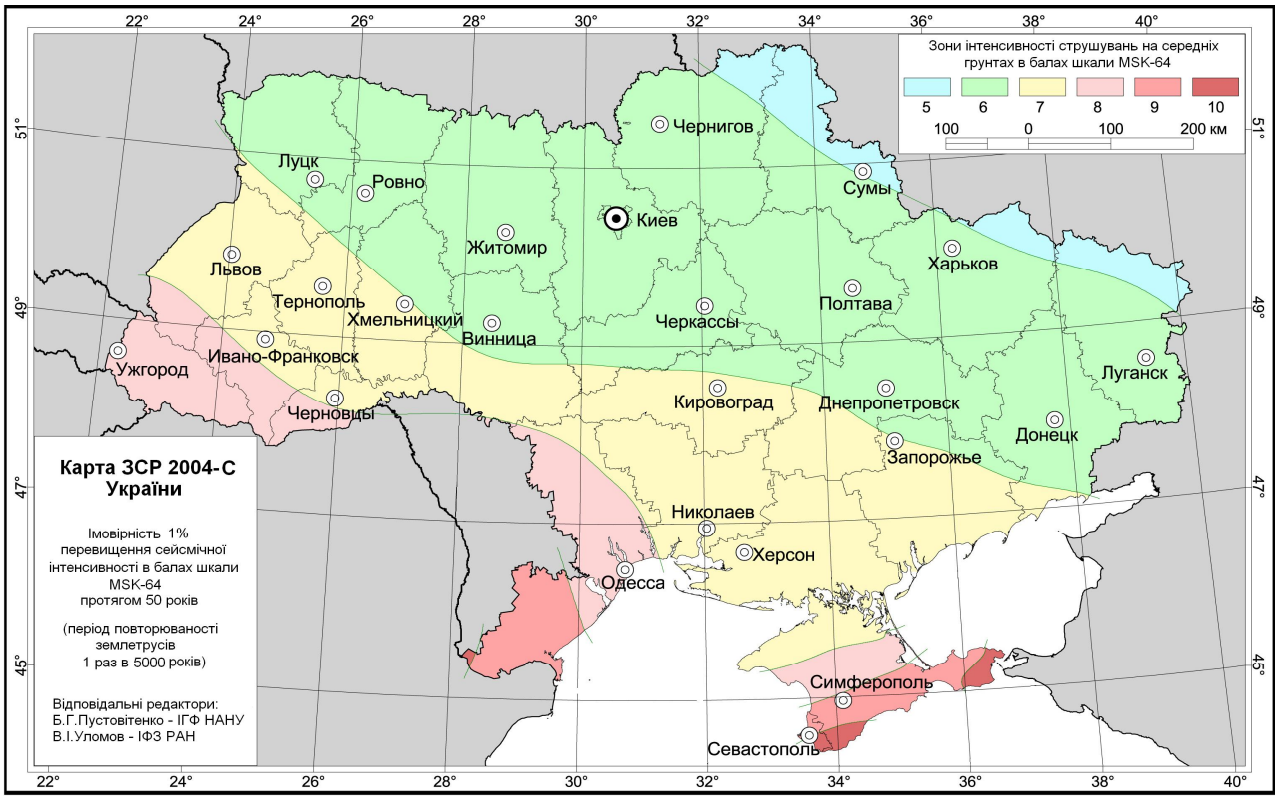


Рис. 1. Пространственное распределение на территории Украины прогнозируемой интенсивности сейсмических сотрясений, которая с вероятностью 99 % не будет превышена в ближайшие 50 лет

Возможность привлечения исторических и современных макросейсмических данных о проявлении землетрясений различного уровня, простота и ясность приведенных на картах ОСР обозначений – позволяет использовать их широким кругом пользователей, без необходимости иметь глубокие познания в области сейсмологии. В результате, за длительный период применения картах ОСР для сейсмической защиты жилья, общественных зданий и промышленных сооружений, выработана эмпирически обоснованная, методика применения представленной на картах информации для расчета дополнительной сейсмологической нагрузки спектральным (статическим) способом. К сожалению, все усложняющаяся структура зданий, сооружений и их инфраструктуры, а также постоянное усложнение потенциально уязвимых технологических процессов в современных производствах, требуют получения количественных характеристик сейсмических воздействий при динамических сейсмических нагрузках. В ДБН В.1.1-12:2006 «Строительство в сейсмических районах Украины» в качестве исходных данных для динамических расчетов проектируемых зданий и сооружений рекомендуют использовать рассчетные акселерограммы. Расчетные акселерограммы представляют собой модельные трехкомпонентные временные функции, моделирующие полный вектор ускорений сейсмических колебаний на свободной поверхности строительной площадки, при опасных для проектируемого объекта расчетных землетрясениях. Форма, длительность, максимальные значения и спектральное наполнение расчетных акселерограмм существенно зависят от направления на очаг, его механизма, диаграммы направленности излучения, расстояния от очага до исследуемой площадки, особенностей затухания сейсмических волн на их пути от очага к площадке, а также от ее грунтовых условий (резонансных свойств).

К сожалению, прямой связи между сейсмической балльностью и максимальными ускорениями сейсмических колебаний – нет. Существующая связь описывается сложным вероятностным соотношением, показанным на рис. 2.



Рис. 2. Вероятностная связь между сейсмической интенсивностью в баллах шкалы MSK-64 и максимальными ускорениями в колебаниях грунта (по Ф.Ф. Аптикаеву). *N – количество использованных сейсмограмм*

Видно, что при одной и той же интенсивности сейсмических сотрясений (в баллах) инструментально фиксировались самые различные ускорения, иногда различающиеся в десятки раз. Кроме того, показанные на рис. 2 соотношения могут существенно отличаться от региона к региону. Все это усложняет процесс составления карт ОСР в терминах максимальных сейсмических ускорений. Основой для их построения должны служить результаты инструментальных наблюдений, полученные широкополосной сейсмологической аппаратурой с хорошо определяемой частотной характеристикой, позволяющей восстанавливать из сейсмических записей «истинные» значения наблюдаемых колебаний грунта.

Наибольшим недостатком карт ОСР, представленных в баллах макросейсмической шкалы, является их ступенчатый характер, когда на изосейстах, разделяющих соседние зоны, сейсмическая опасность скачком изменяется на 1 балл, что противоречит физике затухания энергии сейсмических колебаний. Было осуществлено ряд попыток пересчета карт ОСР, построенных в терминах сейсмической балльности, в карты ОСР, прогнозирующие сейсмическую опасность в значениях максимальных ускорений сейсмических колебаний (PGA – peak ground accelerations). На рис. 3 показан фрагмент такой карты, построенной в рамках программы GSHAPE, для территории Европы.

Представленная на рис. 3 карта ОСР была рассчитана путем линейной интерполяции сейсмической балльности и присвоения дробным значениям интенсивности среднестатистических ускорений (50-ти процентная гарантия не превышения в ближайшие 50 лет). Эту карту можно рассматривать только как качественную, иллюстративную. Она не базируется на данных сейсмологических наблюдений за ускорениями сейсмологических колебаний при местных и сильных удаленных землетрясениях. С помощью, представленной на рис. 3, карты ОСР нельзя с необходимой точностью оценить реальные значения прогнозируемых пиковых ускорений. Надежную карту, прогнозирующую с контролируемой точностью уровень сейсмической опасности на территории Украины в ускорениях сейсмических колебаний, еще предстоит создать.

Известно, что карты общего сейсмического районирования необходимо пересматривать, примерно, через 10-20 лет. За такое время, как правило, появляются новые данные о сейсмической активности территории страны и новые, более совершенные, методики прогнозирования параметров сейсмологической опасности.

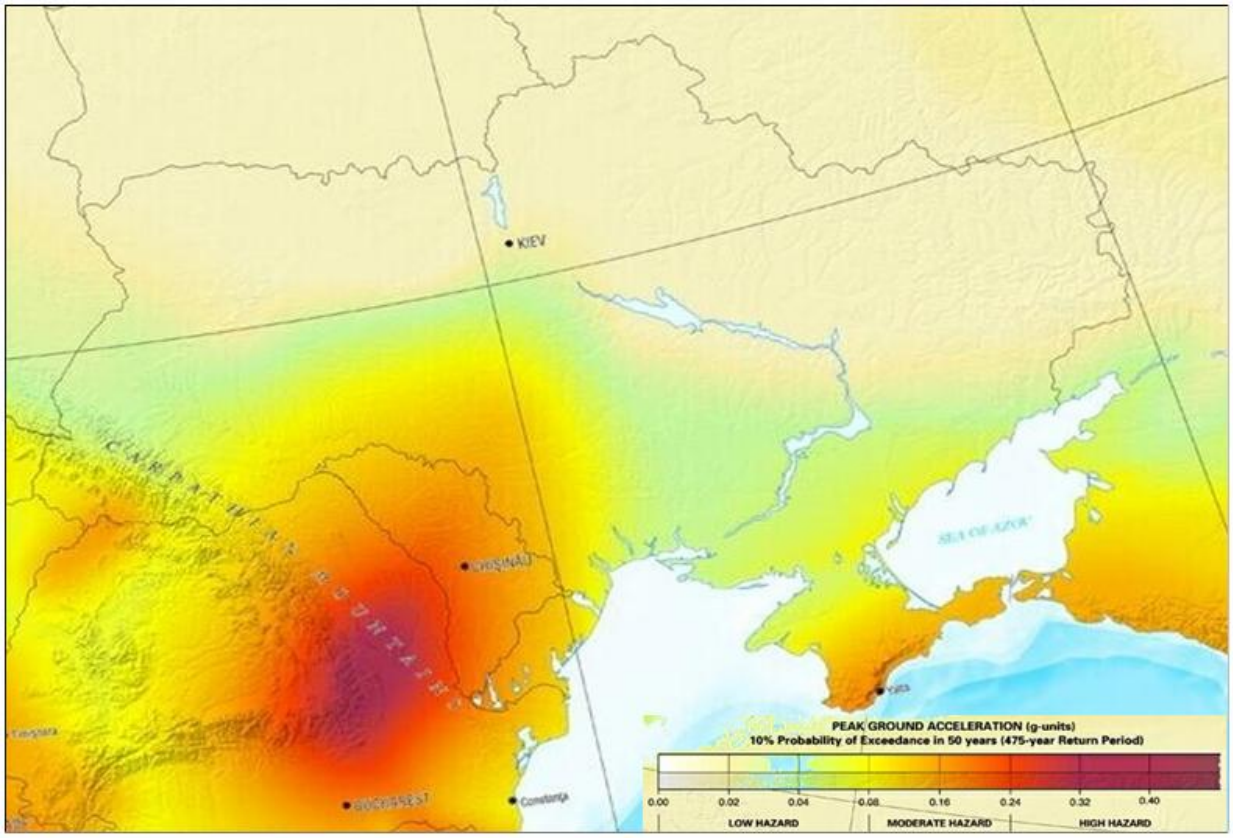


Рис. 3. Пространственное распределение пиковых ускорений колебаний грунта, которые с вероятностью 90 % не будут превышены в ближайшие 50 лет (период повторяемости землетрясений 475 лет). Фрагмент карты ОСР, построенной по международной программе GSHAPE

На рис. 4 представлена тектоническая схема Украины. Ее сравнение с картами ОСР, представленными на рис. 1 и 3, показывает, что, при их построении сравнительно слабо учитывалось тектоническое районирование территории страны. Из рисунка видно, что в пределах Украины выделяются ряд геоструктур, на которых могут возникать опасные землетрясения. Мегаструктуры делятся на структуры I, II, III и т.д. порядков. Кроме показанных тектонических структур, на территории страны существуют также разломы разных рангов, характеризирующихся различной современной активностью, механизмами подвижек, протяженностью и глубиной заложения. Эти и ряд других особенностей строения земной коры и литосферы, вместе с петрофизическими особенностями осадочного чехла, должны лежать в основе детального сейсмического районирования (ДСР) территории страны, как основы для создания новых карт ОСР.

Бифуркационный анализ нелинейных динамических систем, какими являются сейсмически активные тектонические структуры, показывает, что в определенные моменты времени разброс некоторых геофизических параметров может достигать порядка 100 процентов и больше. Последние результаты исследований временных комплексных геофизических параметров состояния земной коры (внешних и внутренних) показали, что тектоническая активность на нашей планете, приводящая к землетрясениям, возросла в несколько раз. Если верить информации, представленной на рис. 5, которая свидетельствует о том, что на данном этапе геологического развития планеты происходит увеличение среднегодовой энергии, выделившейся при землетрясениях, столь существенное изменение активности тектонических структур должно повлиять на уровень сейсмической опасности, выраженной в терминах ускорений, а также на ее пространственное распределение.

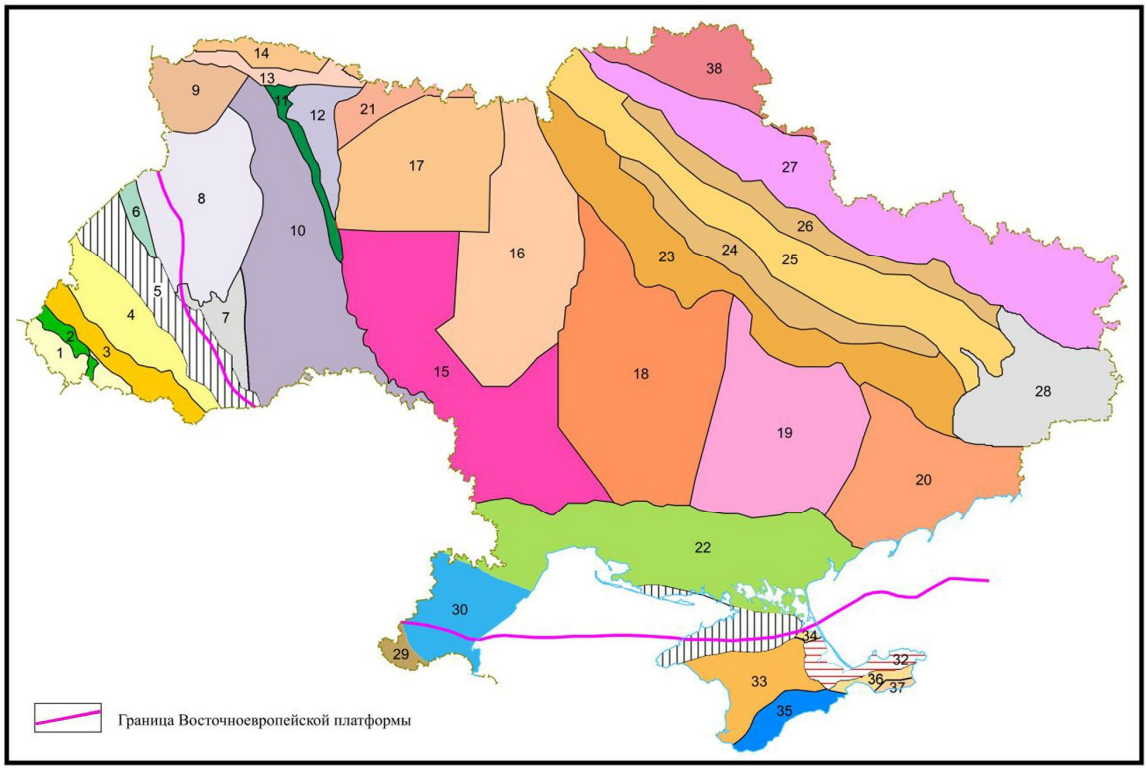


Рис. 4. Схема тектонического районирования Украины (Круглов С.С. и др., 2004). *Условные обозначения: Карпатский меганапнорий (1-5): 1 – Закарпатский внутренний прогиб, 2 – Вигорлат-Гутинская вулканогенная зона (гряда); 3 – Мармароский массив, зона Скель и внутренние флишевые покровы; 4 – зона Кросно та Скибовий покров; 5 – Предкарпатский прогиб; Западноевропейская платформа: 6 – Рава-Русская эпиорогенная зона; Восточноевропейская платформа (7-27): Волыно-Подольская плита (7-14), 7 – Боянецкий прогиб; 8 – Львовский палеозойский прогиб; 9 – Ковельский выступ; 10 – Волыно-Подольская моноклиналь; 11 – Волынские трапы; 12 – Волыно-Полесский прогиб; 13 – Североукраинская горстовая зона; 14 – Полесская седловина; Украинский щит (15-21), мегаблоки: 15 – Днестровско-Бугский, 16 – Россинско-Тикичский, 17 – Волынский, 18 – Кировоградский (Ингульский), 19 – Среднеприднепровский, 20 – Приазовский, 21– Волыно-Полесский плутонический пояс; Южноукраинская моноклиналь (22); Днепровско-Донецкая впадина (23-27): 23 – Южная бортовая зона; 24 – Южная прибортовая зона; 25 – Центральна зона; 26 – Северная прибортовая зона; 27 – Северная бортовая зона; Складчатый Донбасс (28); Скифская эпиорогенная зона (29-34): 29 – Нижнепрутский выступ; 30 – Преддобружский прогиб; 31 – Каркинитский прогиб; 32 – Индольский прогиб; 33 – Центральнокрымское поднятие; 34 – Азовский вал; Крымский меганапнорий (35-37): 35 – Таврийский та Яйлынский тектонические покровы; 36 – Владиславовский тектонический покров; 37 – Краснопольский тектонический покров; Воронежский массив (38)*

Происшедшее в Японии 11.05.2011 г. мощное землетрясение с $M_W = 9$ непосредственно связано с ростом активности существенно нелинейно деформированной тектонической структуры и с ее бифуркацией, как результатом сложного тектонического процесса. Очаг землетрясения находился в 130 км от берега. Как видно из рис. 6, наблюденные на суше ускорения сейсмических колебаний при этом достигали 2,7 g, что превысило все существующие до этого представления о максимальных значениях сейсмической опасности, выраженной в терминах ускорений. Справедливости ради следует заметить, что многие известные сейсмологи неоднократно предупреждали, что наши представления о максимальных (пиковых) ускорениях сейсмических колебаний, базирующиеся на сейсмологических записях с существенно ограниченной высокочастотной составляющей их спектров, являются существенно заниженными. Поэтому, с течением времени, благодаря усовершенствованию регистрирующей сейсмологической аппаратуры, значения средних статистических ускорений, соответствующих заданной интенсивности сейсмических сотрясений, будет постоянно увеличиваться.

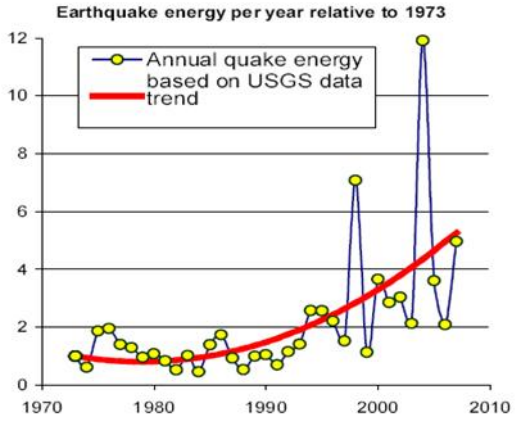


Рис. 5. Вариация количества мировых сейсмических событий во времени и его флуктуация, связанная с нелинейным поведением системы сейсмотектонических структур

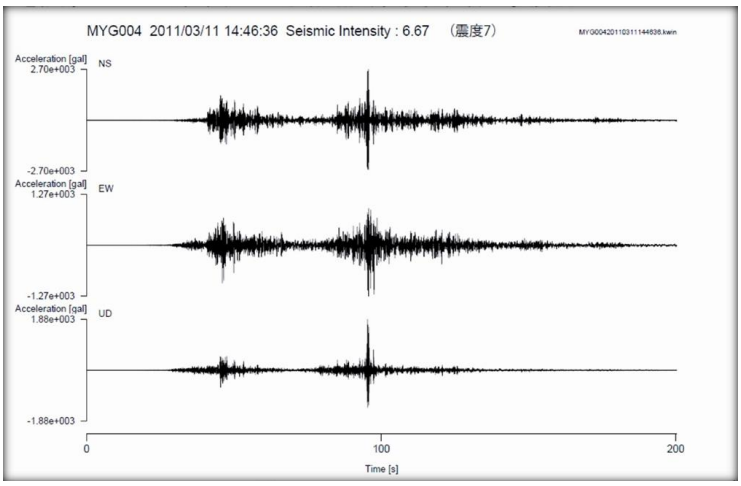


Рис. 6. Акселерограмма колебаний грунта, зарегистрированных на сейсмологической станции MYG004 при землетрясении 11.05.2011 г. в Японии с $M_W = 9$

Опыт деятельности в области сейсмической защиты таких стран как США, Япония, Канада, Франция, Италия и др. показывает, что основной концепцией сейсмической защиты должно стать не прогнозирование времени возникновения землетрясений, а внедрение сейсмостойкого проектирования и строительства жилья и промышленных объектов, на базе объективных знаний о количественных параметрах реально существующей сейсмической опасности в районах их размещения и на конкретных строительных площадках.

Знание параметров реальной сейсмической опасности, наравне с надежными данными о сейсмической уязвимости сооружений, необходимы для сейсмостойкого проектирования и выработки организационных мероприятий по снижению сейсмического риска.

Из вышесказанного следует, что повышение надежности определения уровня прогнозируемой сейсмической опасности (в терминах пиковых ускорений, которые не будут превышены с заданной вероятностью за определенный период времени) является важнейшей задачей современной сейсмологической науки, поддерживаемой государством. Повышение надежности пространственно-временного распределения параметров, прогнозируемых пиковых ускорений сейсмических колебаний, может не только повысить безопасность проживания населения в сейсмических районах страны, но и позволит удешевить сейсмостойкое строительство путем оптимального выбора конструктивных решений, позволяющих избежать возникновения резонансных явлений при совпадении собственных периодов колебаний грунта и проектируемых объектов.

Становится очевидным, что уточнение количественных параметров оценки сейсмической опасности для территории Украины, в терминах пиковых сейсмических сотрясений прогнозируемых при местных землетрясениях и землетрясениях сейсмоактивной зоны Вранча (Румыния), является важной и актуальной задачей. Решить ее можно только путем развития и совершенствования государственной сети сейсмологических наблюдений, которые предполагают: увеличение плотности расположения пунктов наблюдений и улучшение (модернизацию) аппаратурно-программных средств регистрации и обработки зарегистрированных сейсмологических данных. Сильные местные землетрясения и ощутимые на территории Украины землетрясения зоны Вранча происходят не часто, поэтому, даже после организации достаточно плотной системы сейсмических наблюдений, пройдет достаточно много времени (порядка 3-10 лет) пока будет накоплено достаточно сейсмологических данных для построения количественных статистических закономерностей проявления землетрясений на территории страны. Поэтому и в дальнейшем будет оставаться актуальным изучение геофизиче-

ских процессов, происходящих в области подготовки землетрясений, с целью разработки методики эффективного использования комплекса геолого-геофизических данных, полученных на территории страны при поиске полезных ископаемых. Такие исследования, в будущем, позволят научиться моделировать региональные процессы подготовки землетрясений, а, следовательно, откроют возможность по наблюдаемым предвестникам более точно предсказывать время возникновения будущих катастрофических событий, их механизмы, энергетические параметры, а, следовательно, и более правильно рассчитывать параметры будущих сейсмических воздействий. Геофизические исследования процессов изменения напряженно-деформированного состояния геологической среды, вплоть до нарушения ее целостности, внесут существенный вклад в развитие методики решения задач прогнозирования землетрясений.

Выводы. Для обеспечения защиты населения и экономики страны от потенциально возможных землетрясений необходимо первоочередное внимание уделить дальнейшему совершенствованию наблюдательной сейсмологической сети путем увеличения ее плотности, улучшения аппаратурно-программного оснащения и расширения комплекса регистрируемых геофизических полей. Сеть должна решать следующие задачи:

- получить объективные инструментальные сейсмологические данные о значениях параметров наблюдаемых сейсмических воздействий на различных участках территории страны, при различных по уровню и положению землетрясениях, для определения количественных параметров прогнозируемых максимальных воздействий;
- подтвердить наличие, либо отсутствие, слабых локальных землетрясений, трассирующих активизированные и потенциально сейсмоактивные геологические структуры на территории страны и вблизи ее границ, изучение их сейсмического потенциала;
- контроль изменения геодинамической ситуации на территории страны.

УДК: 551.243

АКТИВНАЯ РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ КОЛЛИЗИИ КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

А.И. Кожурин[1], Т.П. Пинегина[2]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, Россия
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

В существующих моделях западная часть Алеутской островной дуги (Командорский блок, КБ), влекомая Тихоокеанской плитой, сталкивается с Камчатской островной дугой в районе полуострова Камчатский. При этом основной коллизионный контакт помещается или в подножье восточного подводного склона полуострова (сейсмогенный контакт, [8]), или же в пределах его юго-восточной части [1, 5, 6], которая, в таком случае, составляет единый блок с Командорской частью Алеут (рис. 1). Возможным представляется и относительно свободное перемещение блока полуострова, возможно, с компонентой его вращения по часовой стрелке, вызываемой неравномерным давлением на него со стороны продольных блоков западных Алеут, перемещающихся на СЗ со скоростью, возрастающей к югу, в сторону Тихоокеанской плиты [9].

Показанные на рис. 2 разломы выделены при дешифрировании аэрофотоснимков и детальных космических снимков, изучены наземными геолого-геоморфологическими методами, включая тренчинг.

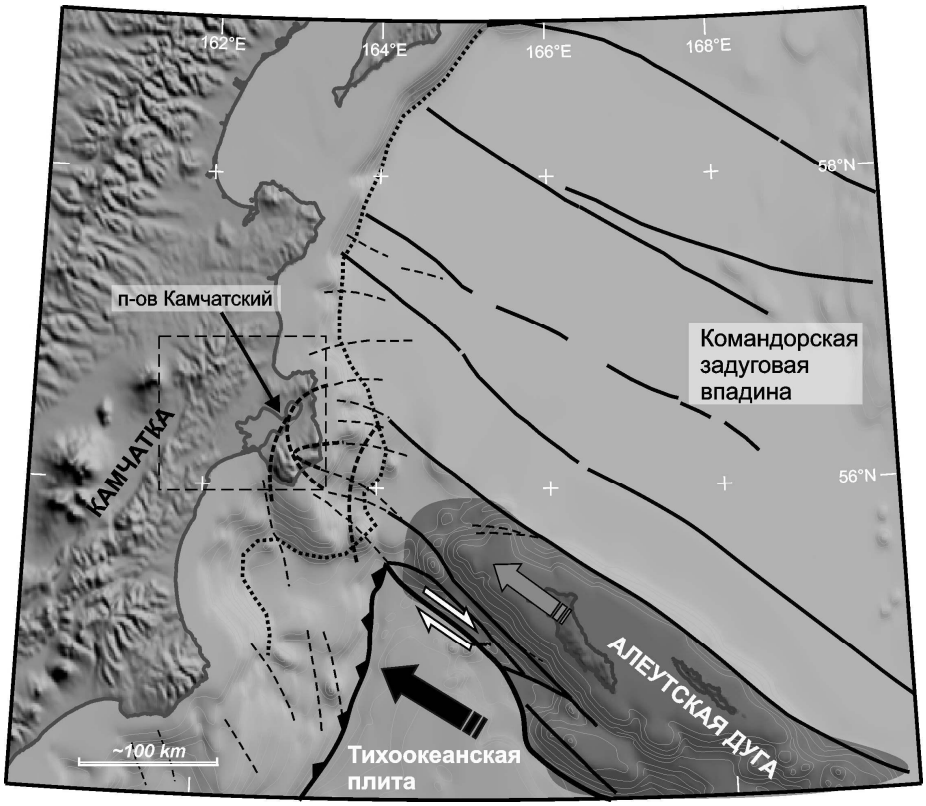


Рис. 1. Схема основных структурных элементов района сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг. *Черная, серая и белая стрелки – векторы движений Тихоокеанской плиты, Командорского блока Алеутской дуги и направление трансформных движений на границе Тихоокеанской плиты, соответственно. Сплошные жирные и тонкие пунктирные линии – подводные разломы, по [2, 3, 4]. Точечная линия – подножье континентального склона. Дуги пунктирных линий – примерное положение коллизионного контакта, по [1, 5, 6]. Прямоугольник – границы рис. 2*

Среди активных разломов полуострова главными являются два (№№ 1 и 2 на рис. 2). Они отделяют полуостров от собственно Камчатки и, таким образом, превращают его в отдельный блок, который может перемещаться до какой-то степени независимо от своего окружения. Разлом № 1 протягивается в подножье восточного склона хр. Кумроч (севернее р. Камчатка). Данные тренчинга и георадарного профилирования свидетельствуют о надвиговой кинематике разлома и западном (под хребет) падении его плоскости. Последняя подвижка по разлому имела место примерно в середине голоцена. Разлом № 2 (разлом Покатый) восток-северо-восточного простирания начинается у северного окончания разлома № 1 и протягивается до побережья Берингова моря и, очевидно, продолжается в каньон Покатый на континентальном склоне полуострова. Доминирующими по нему являются правосторонние движения по, возможно, пологой падающей к северу плоскости, с величинами разовых сдвиговых подвижек до 4-6 м. Последняя подвижка по разлому произошла примерно 2 тыс. л.н. Два разлома образуют структурное сочетание, предполагающее активное перемещение блока полуострова примерно в северо-западном направлении, его пододвигание под поднятие хр. Кумроч и, таким образом, гораздо более западное положение основного коллизионного контакта между двумя дугами. Остальные активные разломы полуострова представляют результат и проявление внутренней деформации блока полуострова, спецификой которой является приуроченность к краям блока полуострова. Некоторые разломы достигают береговой линии и, очевидно, подножья континентального склона, но представляют ли они непосредственные наземные продолжения подводных продольных сдвиговых разломов западных Алеут, не ясно. Имеющиеся данные о кинематике таких разломов (преобладающие правосдвиговые движения по разлому № 3 и преимущественно сбросовые по разломам №№ 4 и 5) модели прямых структурных связей Командорского блока и блока полуострова Камчатский противоречат.

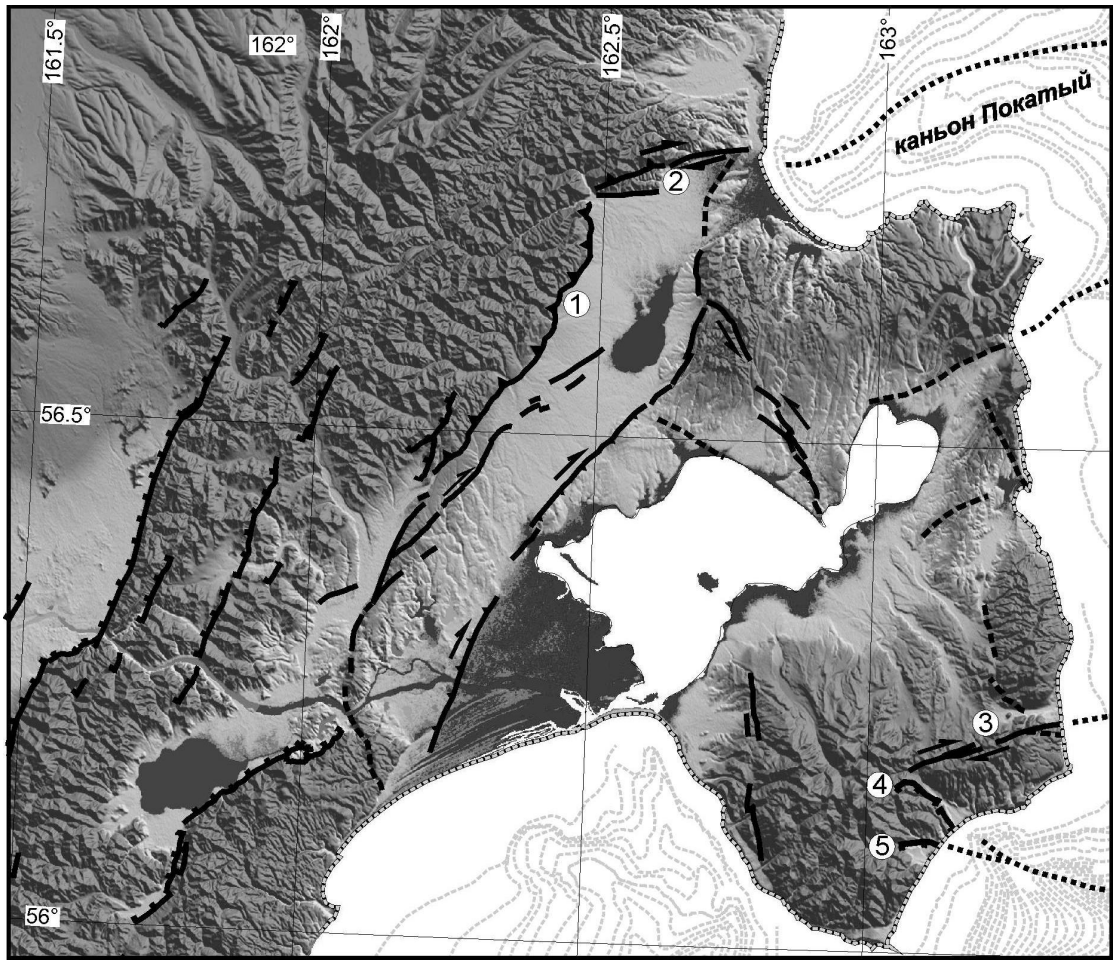


Рис. 2. Активные разломы полуострова Камчатский. Сплошные линии – доказанные разломы, пунктирные – предполагаемые. *Стрелки, берг-штрихи и треугольники означают направление движений по разломам – сдвиговых, сбросовых и надвиго-взбросовых, соответственно. Точечными линиями показаны возможные продолжения разломов под водой. Цифры в кружках – разломы, описываемые в тексте*

В целом, активная разломная тектоника полуострова Камчатский может быть интерпретирована как эффект коллизионного взаимодействия Алеутской и Камчатской островных дуг. При этом западные Алеуты, включая полуостров Камчатский, движутся не как единый жесткий блок, а состоят из нескольких относительно мелких блоков, способных перемещаться относительно друг друга («мягкая» коллизия).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Б.В., Гедике К., Фрейтаг Р., Дозорова К.А. Активные разломы юго-восточной части Камчатского полуострова и Командорская зона сдвига // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – Вып. 16. – № 2. – 2010. – С. 66-77.
2. Селиверстов Н.И. Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. – № 2. – 1983. – С. 53-67.
3. Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Яновский Ф.А. О геологическом строении и развитии Командорской котловины (по результатам геофизических исследований) // Вулканология и сейсмология. – № 1. – 1995. – С. 38-53.
4. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. – № 2-4. – 1991. – P. 237-269.

5. Freitag R, Gaedicke C, Baranov B, Tsukanov N. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // Terra Nova. – Vol. 13. – 2001. – P. 433-442.
6. Gaedicke C, Baranov B, Seliverstov N, Alexeiev D, Tsukanov N, Freitag R. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian–Kamchatka junction // Tectonophysics. – Vol. 325. – 2000. – P. 63-85.
7. Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // Tectonics. – Vol. 13. – 1994. – P. 538-560.
8. Kozhurin A.I. Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction. In: Eichelberger J, Gordeev E, Izbekov P, Lees J (eds) Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. American Geophysical Union, Washington, DC. – 2007. – P. 263-282.

УДК 550.343-528.88:551.4

СОЛНЕЧНО-ГЕОМАГНИТНЫЕ ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВОЗБУЖДЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Б.П. Комитов

Институт астрономии Национальной астрономической обсерватории «Рожен», Болгарская академия наук, Stara Zagora, Болгари

На сегодня имеется ряд доказательств прямого или косвенного характера о том, что тектоническая активность Земли (вулканизм и землетрясения) в некоторой степени связана с солнечной активностью и геомагнетизмом. Связь солнечной и сейсмической активности замечена уже почти столетие назад [Чижевский, 1976]. В середине 50-х годов британский ученый Д. Шове пользовался историческими сообщениями о землятрясениях прошлого, как одним из косвенных индикаторов сверхвекового хода солнечной активности, в так называемом «Ряде Шове» [Schove, 1955]. Он это делал на основе некоторых уже известных на тот момент связей.

Основные выявленные ранее статистические связи можно обединить следующим образом:

1. Тенденция приуроченности числа сильнейших землетрясений к эпохам экстремумов 11-летних солнечных циклов, в том числе для отдельных регионов поверхности Земли (Серафимова, 2005).
2. Наблюдаемая тенденция увеличения общей планетарной выделенной сейсмической энергии во время солнечных минимумов векового и сверхвекового характера за последние ~ 300 лет. То же самое видно и в рамках 11-летнего цикла [Рогожин и Шестопалов, 2007].
3. Все 15 сильнейших вулканических извержений последних пяти столетий показывают четко выраженную тенденцию группирования этих явлений к эпохам экстремумов 11-летных солнечных циклов [Комитов, 2008].
4. Четкая приуроченность так называемых «темных» полных лунных затмений к эпохам низкой солнечной активности. Как известно, цвет Луны во время полных лунных затмений прямо зависит от оптических свойств земной атмосферы в данный момент, а «темное затмение» – явление, возникающее из-за высокого содержания пыли и аэрозолей в земной атмосфере. Наиболее вероятным источником этого повышения может быть, прежде всего, высокий уровень вулканической деятельности.

Поскольку тектонические явления на Земле являются следствием внутриземных процессов и связаны со строением земной коры в районах их происхождения, то внешние воздействия, такие как влияние солнечной активности, могут играть роль дополнительного три-

герного механизма. Это означает, что активизация данного тектонического явления может быть спровоцирована активными проявлениями на Солнце и в геомагнитном поле Земли, только в случаях накопления околокритических значений потенциальной энергии в соответствующих зонах литосферы. В этих случаях солнечно-геомагнитное воздействие на данный тектонический очаг имеет дополнительный характер. Отсюда следует, что солнечно-геомагнитные явления, во многих случаях, но далеко не во всех, могут спровоцировать тектонические события. Таким образом, можно объяснить наблюдаемые тенденции 1-4.

Физические механизмы этих тригерных эффектов пока неясны, и можно говорить лишь о гипотезах. По мнению автора, очень вероятно, что связь «солнечная активность – земная тектоника» проявляется как следствие существования солнечно-геомагнитных связей. В этой связи надо отметить что: 1. Та группа тектонических явлений, которая связана с солнечными максимумами, фактически лучше корреспондирует не с пиками общей пятнообразовательной деятельности, а с пиками солнечной вспышечной и соответственно геомагнитной активности. 2. С другой стороны, в околоминимумные и особенно предминимумные фазы солнечных 11-летних циклов обычно возникают изолированные, но самые долгоживущие и мощные группы солнечных пятен, которые являются источниками редких, но очень сильных геомагнитных бурь, как это в последний раз бывало в 2004-2006 годах. Это частично позволяет связать усиление тектонической активности в солнечных минимумах с этими событиями на Солнце и в земном магнитном поле. Пока трудно утверждать: существует ли здесь какой-нибудь вклад других событий сопровождающих солнечные минимумы, как, например, усиление фона галактических космических лучей (ГКЛ) и увеличение площадей «корональных дыр» в атмосфере Солнца. Последние также являются источниками, хотя и слабых, но геомагнитных бурь.

Магнитные бури электродинамическим путем могут отразиться на скорости вращения Земли, приводя к микрофлуктуациям в продолжительности суток (LOD – индекс) и, в конечном счете, – к возникновению соответствующих инерциальных сил в литосфере. Последние могут являться тригерным источником для части тектонических событий (рис. 1).

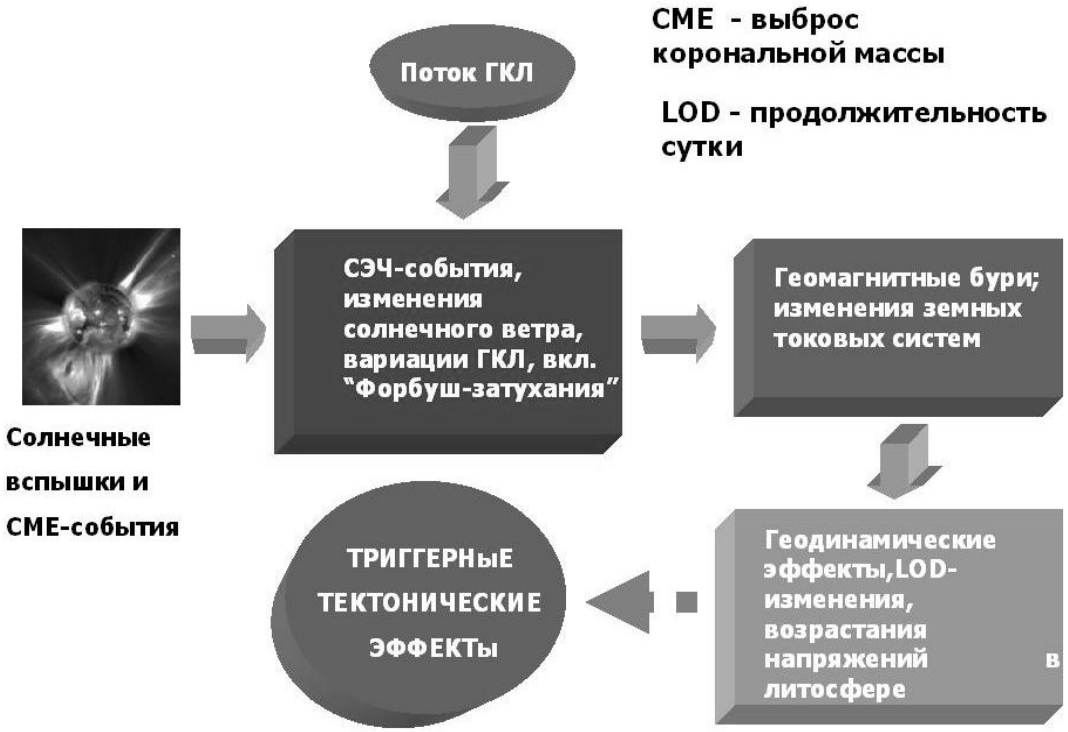


Рис. 1. Схема возможного тригерного солнечно-геомагнитного механизма возбуждения тектонической активности

Дла иллюстрации покажем два конкретных примера.

Первый из них относится к сильнейшему вулканическому событию последних 100 лет. Это извержения вулкана Пинатубо на острове Лусон в Филлипинах в июне 1991 года. В максимальной фазе 11-15 июня ему приписан индекс VEI = 6 по 8-степенной шкале мощности. Считается, что извержение Пинатубо стало причиной резклго уменьшения общепланетарного содержания озона на протяжении нескольких лет в начале 90-х годов, а также привело к краткосрочному эпизоду похолодания климата в то же самое время.

В ходе недавно проведенного исследования, связанного с влиянием солнечно-геофизических факторов на поведение озона в период 1979-1993 гг. автор вместе с К. Стойчевым [Komitov and Stoychev, 2011] заметили, что извержение Пинатубо очень хорошо совпадает по времени с одним из самых активных периодов Солнца в течении 22 цюрихского пятнообразовательного цикла. Именно в этом периоде на Солнце произошло несколько самых мощных вспышек рентгеновского класса X (по классификации наблюдений спутников серии GOES). Эффект этих вспышек в межпланетной среде оказался настолько сильным, что поток ГКЛ упал в первой половине июня до самых низких значений за весь период измерений на станции Москва, начиная с 1958 года до настоящего времени (2011 г.) (рис. 2).

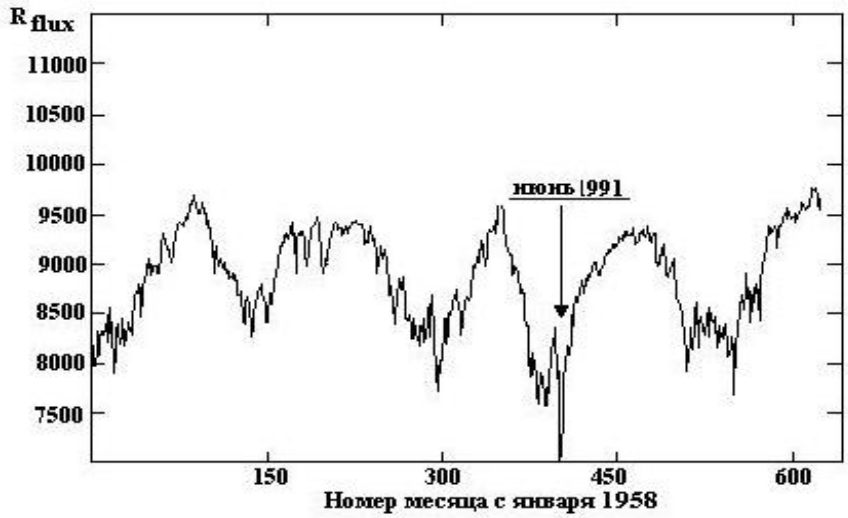


Рис. 2. Вариации потока ГКЛ (нейтронная компонента) по среднемесячным значениям для периода с января 1958 по февраль 2010 гг.

Это совпадение оказалось очень интересным, чтобы проанализировать все детали, касающиеся извержения Пинатубо в связи с возможным солнечным влиянием на это тектоническое событие.

Предистория извержения начинается годом ранее. Тогда на острове Лусон произошло мощное землетрясение с магнитутодой M = 7,7 в июле 1990 г. Активизация вулкана началась во второй половине марта 1991 г. Основные события этого процесса следующие:

1. Серия землятрясений в окресностях вулкана во второй половине марта 1991 г.
2. Первое магматическое извержения 2 апреля 1991 г.
3. Плавное возрастание вулканической газовой и пылевой эммисии в периоде 15-28 мая и магматическое извержение 3 июня
4. Первая мощная вулканическая вспышка 7-го июня.
5. Серия из 4 самых мощных вспышек в период 11-15 июня, последная из них самая мощная.

Все эти события 1-5 показаны в верхней части (*a*) рис. 3. Они сопоставленны с логарифмом общего колличества энергии *Fp*, выделенной солнечной вспышечной активностью. Хорошо видно, что активизация вулкана в марте произошла очень синхронно с поведением последней. Фактически оказывается, что главный вклад в общую энергию солнечных вспышек приходится на самый мощный класс X, а таких в периоде с марта по июнь 1991 г. произошло много.

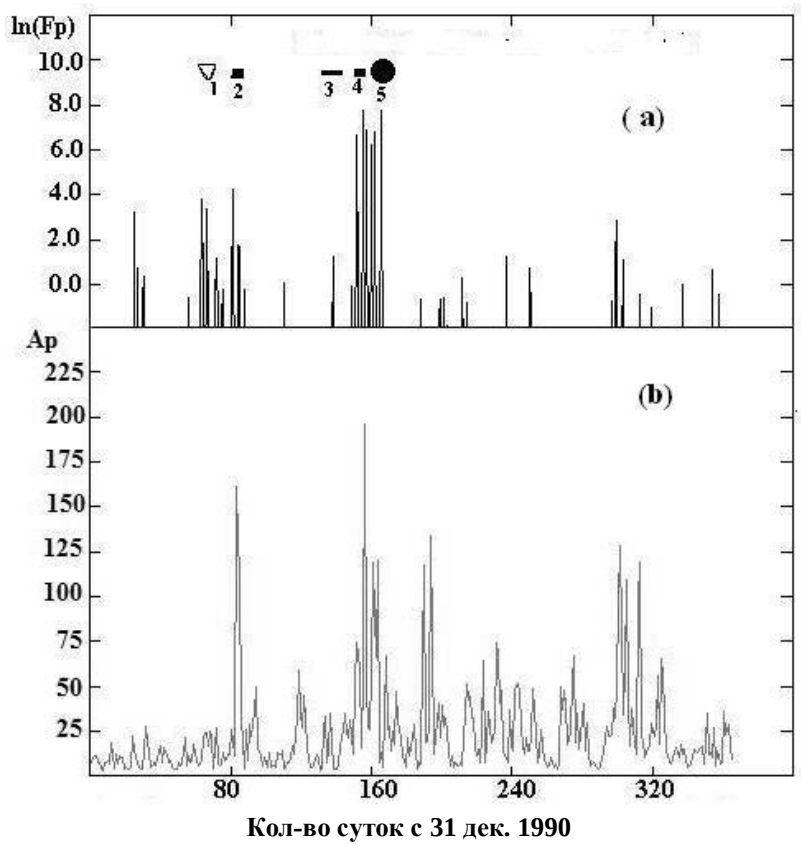


Рис. 3. Вспышечная активность Солнца (*a*) и геомагнитный индекс *Ap* (*b*) в 1991 году. *В верхней части рисунка обозначены также моменты основных событий извержения вулкана Пинатубо*

Сейсмическая активвность в конце марта (событие 1) хорошо согласуется с усилением вспышечной активности Солнца. 23 марта произошло две вспышки класса X, по одной X-вспышке произошло соответственно 25, 29 и 30 марта, а таже 1 апреля. Как видно, на нижнем рисунке вспышка 1 апреля была геоеффективной и вызвала геомагнитную бурю, примерно, на сутки позднее, что совпадает с первым магматическим извержением (событие 2). Во второй половине мая начинается долгий период возрастания солнечной вспышечной активности, чему соответствует событие 3, т.е. плавное повышение вулканической эмиссии. Это совпадает с усилением солнечной вспышечной активности, включая и вспышку класса X 18 мая. Затем, начиная с 29 мая по 16 июня, происходит быстрое возрастание солнечной активности. Этот период ознаменован 7 вспышками класса X, что очень редко случается в таком коротком интервале времени (менее 20 дней). Их даты соответственно 29 мая и 2, 5, 7, 10, 12 и 16 июня. Первая эксплозия вулкана 7 июня (событие 4) соответствует мощной геомагнитной буре в этот день (*Ap* ~ 190), а последняя возникла из-за солнечной вспышки 5 июня.

Солнечная вспышка 10 июня оказалась исключительно геоэффективной. Она не только вызвала вторжение в низкие слои атмосферы Земли солнечных энергетических частиц (СЕЧ) с энергиями выше 100 MeV, но последние даже достигли земной поверхности, увеличивая приземный радиационный фон (GLE-явление). Именно эта вспышка вызвала очень глубокое «Форбуш-затухание» ГКЛ-потока на 23 % и вместе с двумя следующими привела к глубокому минимуму (рис. 2). Она вместе с произошедшей 12 июня хорошо согласуется как с геомагнитно активным периодом 11-15 июня, так и с четырьмя самыми мощными извержениями вулкана Пинатубо (событие 5). Второе GLE событие произошло 15 июня.

Этот пример, по мнению автора, является очень хорошим доказательством того, что, в некоторых случаях, солнечные вспышки могут служить спусковым механизмом тектонических событий, и, в частности – извержений вулканов. Вывод дополнительно подкрепляется также фактом наличия не только приближенного соответствия, но даже такого, которое на-

блюдается и в отдельных фазах, т.е. в тонкой временной структуре явлений. Еще раз следует подчеркнуть, что это не универсальная связь. Во многих случаях вулканические явления происходят и без солнечного тригерного эффекта – например вспышка вулкана Ель Чичон в 1982 году. Зато, по-видимому, солнечный «пуск» действовал в случае извержения вулкана Мон Пеле в 1902 году.

В отличие от извержения Пинатубо, второй пример, с большим землятрясением в Японии (11 марта 2011 г.; M = 9,0), не столь впечатляет. Однако, обстоятельства позволяют с высокой уверенностью полагать, что и в этом случае также действовал тригерный эффект солнечного происхождения. Как известно, это землетрясение случилось 11 марта в 05 часов 45 минут всемирного времени. Этот момент в трехчасовом интервале совпадает с началом геомагнитной суббури (трехчасовой $Ap \approx 55$) (рис. 4). Первоисточником суббури была солнечная вспышка X класса 9 марта 2011 г. Очевидно, в этом случае, геомагнитное возмущение оказалось слишком слабым по сравнению с условиями во время извержения Пинатубо в 1991 году. Однако это не странно для тригерного характера запуска – во многих случаях внешним воздействием может быть и слабое явление.

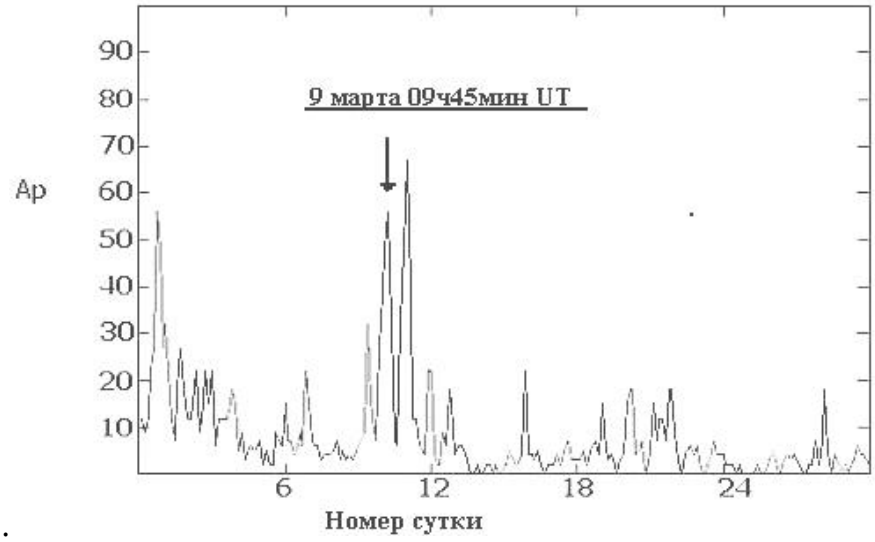


Рис. 4. Трехчасовой геомагнитный *Ap*-индекс в марте 2011

Из обоих примеров следует, что тригерные» эффекты возбуждения тектонических явлений за счет солнечно-геомагнитных процессов, по всей видимости, играют значительную роль. Очень интересно и важно уточнить какой вклад эти воздействия вносят во временное поведение глобального вулканизма и сейсмичности. Данные о тектонической, а также солнечной и геомагнитной активности довольно полные и надежные имеются с середины 19-го века. Поэтому они и являются хорошей базой для исследования проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Комитов Б. Въздействие на слънчевата активност върху климата в миналото и съвременността. – Ст. Загора: Изд-во Алфамаркет (на болгарском), 2008.
2. Рогожин Ю.А. и Шестопалов И.П. Вековые циклы сейсмичности Земли и сейсмическая безопасность АЭС // Атомная стратегия, март 2007 г. – № 29. – 2007.
3. Серафимова Ю. // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – Вып. 6. – 2005.
4. Чижевский, А. Земное эхо солнечных бурь. – М.: Изд-во Мысль, 1976.
5. Schove D.J. The Sunspot Cycle 649 BC to AD 2000 // J. Geophys. Res., 60. – 1955. – P. 127.
6. Komitov B., Stoychev K. The stratospheric ozone, solar activity and voulcanism // Bulg. Astron. J. – 2011. – 17 p. (in press).

УДК 551.24 (471.0)

НАЛОЖЕНИЕ РАЗНООРИЕНТИРОВАННЫХ НОВЕЙШИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ

М.Л. Копп

Учреждение Российской Академии наук Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В центре Русской плиты (между Казанью, Пензой и Саратовом) наблюдается несколько групп разноориентированных кайнозойских дислокаций (рис. 1): субширотных (Жигулевские, Саратовские), северо-западного простирания (Керенско-Чембарские и Сурско-Мокшинские), а также северо-восточного (Присурский, Корсунский и Борлинский валы) [1-8]. Все они сходятся почти в одной точке, образуя сложный тектонический узел. В местах пересечения структур разного простирания видны следы их наложения и интерференции.

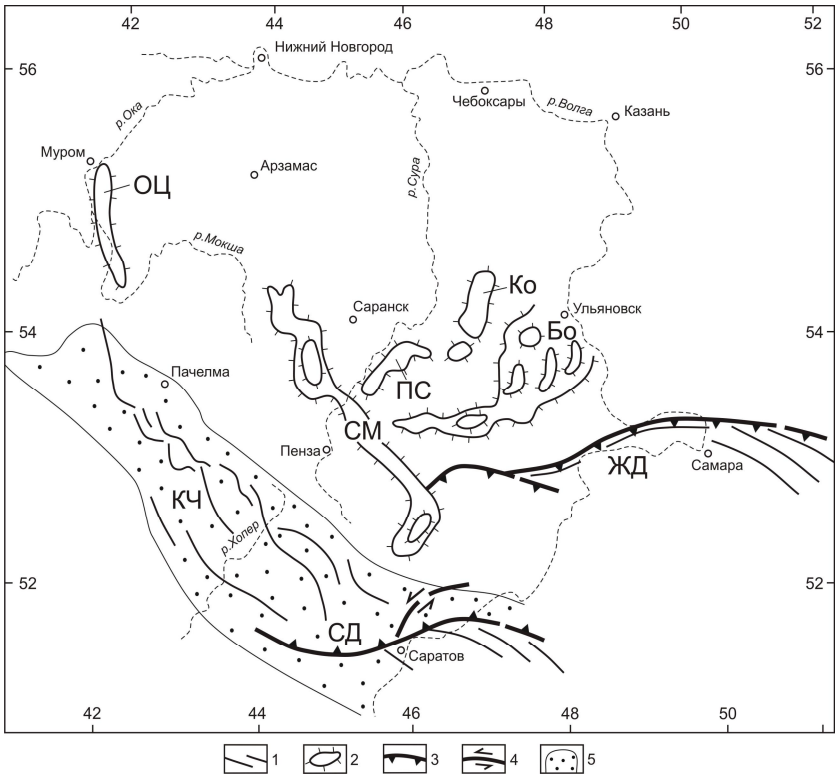


Рис. 1. Схема расположения разноориентированных внутриплитных дислокаций центра Русской плиты. *1 – оси складок, 2 – валы и локальные поднятия внутри валов, 3-4 – разрывы: 3 – взбросы и надвиги, 4 – сдвиги; 5 – контур Пачелмского прогиба. Структуры: Бо – Борлинский вал, ЖД – Жигулевские дислокации, Ко – Корсунский вал, КЧ – Керенско-Чембарские дислокации, ОЦ – Окско-Цнинский вал, ПС – Присурский вал, СД – Саратовские дислокации, СМ – Сурско-Мокшинские дислокации*

Изучение эволюции, регионального макроструктурного рисунка и мезотектонических парагенезов показало, что все эти линейные структуры возникли при поперечном к ним сжатии. Для Саратовских и Жигулевских дислокаций данный вывод был сделан уже достаточно давно [1, 3, 5, 6], в том числе и в результате предшествующих работ автора и его коллег [4, 9]. Для зон же «диагональной» – северо-западной и северо-восточной – ориентировки соответствующие доказательства были собраны в результате только что проведенных полевых исследований; особенно представительны данные для Керенско-Чембарских и Сурско Мокшинских дислокаций (рис. 2-4).

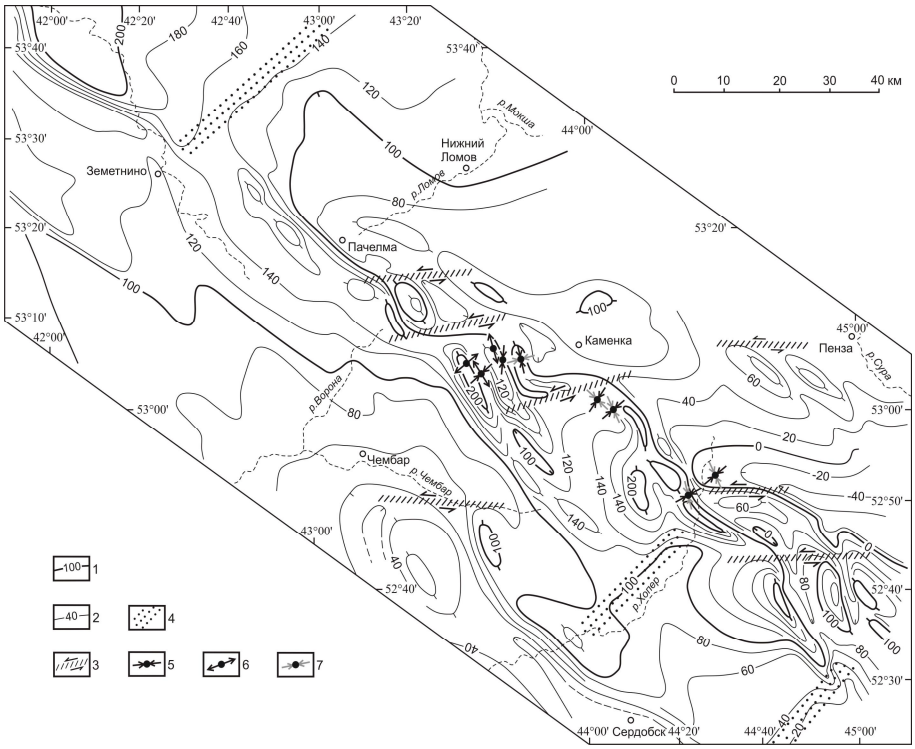


Рис. 2. Керенско-Чембарские дислокации: структурная карта с результатами определения ориентации осей напряжений по мезотектоническим данным. *1, 2 – стратоизогипсы по кровле альба, 3 – зоны сдвига, установленные по структурному рисунку, 4 –поперечные флексуры, 5-7 – ориентация осей напряжений: 5-6 – 1-го порядка: 5 – сжатия, 6 – растяжения; 7 – 2-го порядка*

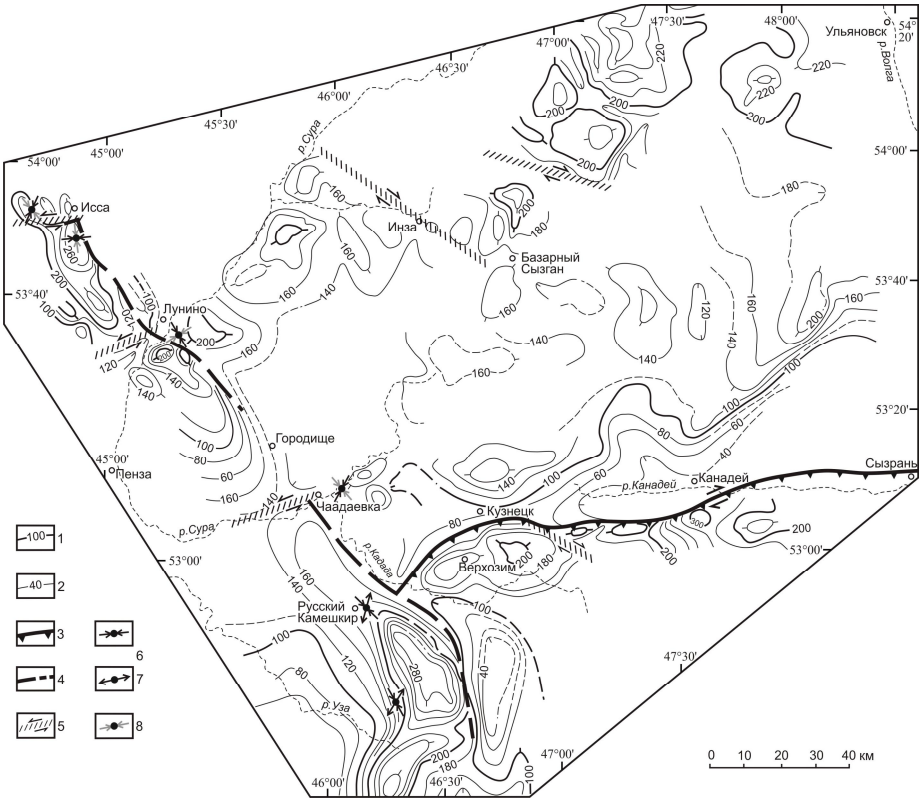


Рис. 3. Сурско-Мокшинские и Жигулевские дислокации: структурная карта с результатами определения ориентации осей напряжений по результатам обработки мезотектонических стереограмм для точек наблюдения. *1, 2 – стратоизогипсы по кровле альба, 3-4 – разрывы: 3 – взбросы и надвиги, 4 – неясной кинематики; 5 – зоны сдвига, установленные по структурному рисунку, 6-8 – ориентация осей напряжений: 6-7 – 1-го порядка: 6 – сжатия, 7 – растяжения, 8 – 2-го порядка*

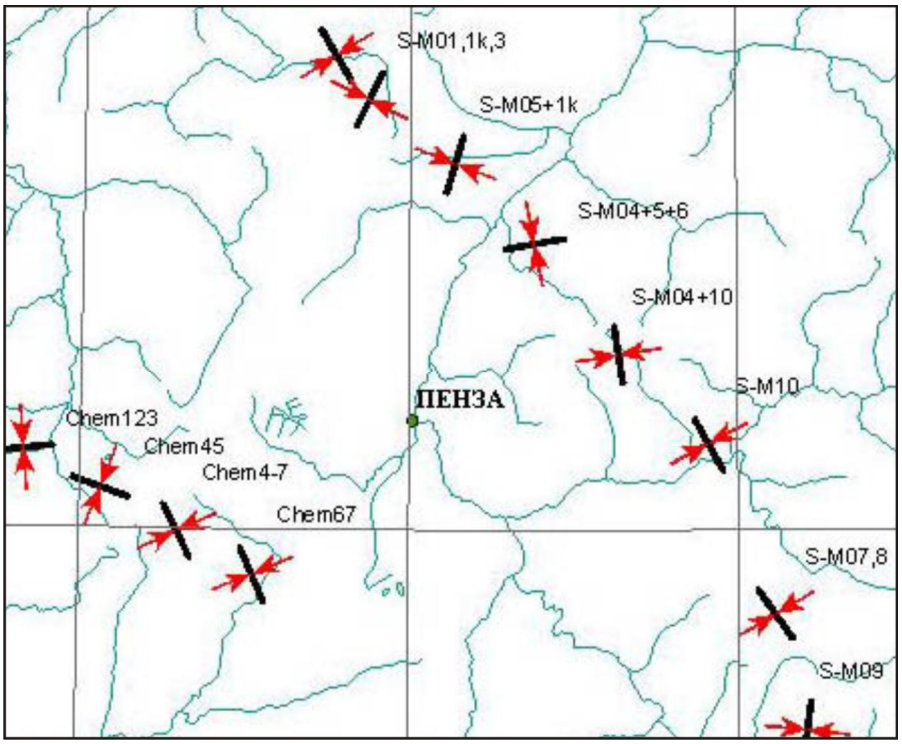


Рис. 4. Ориентация новейших напряжений взбросового стресс-режима для Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций (компьютерная модель Н.Ю. Васильева, по результатам обработки нашего мезотектонического материала). *Красные стрелки – ось σ_3, черные штрихи – ось σ_2.*

Таким образом, в данном районе взаимодействовали три установленные независимыми методами системы напряжений – с субмеридиональным, северо-восточным и северо-западным направлениями главного сжатия. При этом все они развивались геологически одновременно – в позднеальпийское время (неоген-квартер).

Развивавшееся на востоке участка субмеридиональное сжатие, создавшее Жигулевские и Саратовские дислокации, было наиболее мощным (оно проявилось в образовании секущих фундамент и весь чехол левых взбросо-сдвигов) и по ряду признаков уверенно сопоставляется с направленным к северу давлением от Кавказа и, в более общем плане, от Периаравийской коллизионной области в целом [4, 8, 10, 11]. Латеральное выжимание масс при левостороннем сдвиге было направлено к востоку – к Прикаспийской синеклизе – области стабильно прогибавшейся в течение всего фанерозоя утоненной коры, которая в данной системе напряжений выполняла роль «геодинамического убежища», способного принять и сохранить выжатый материал.

Более умеренный уровень деформации участков развития «диагональных» структур – признак подчиненного характера генерировавших их напряжений, их вторичности по отношению к мегарегиональному полю субмеридионального сжатия. При этом проявившееся на юго-западе района сжатие ЮЗ-СВ, судя по хорошо задокументированному в угловых несогласиях распространению деформационной волны с юга на север [2, 7] и по ряду установленных нами особенностей структурного рисунка (здесь, например, тоже проявился левый сдвиг с выжиманием блоков к востоку – см. рис. 2, 3), также необходимо связывать с влиянием коллизии плит на юге. Несколько же необычная с такой точки зрения северо-восточная ориентация сжатия может быть объяснена искривлением траекторий напряжений, вызванным их прохождением здесь через податливый к деформации чехол древнего Пачелмского авлакогена – изначально ориентированную в направлении СЗ-ЮВ ослабленную зону, способную отклонить эти траектории в поперечном к себе направлении.

Природа действовавшего на северо-западе рассматриваемого участка сжатия в направлении ЮВ-СЗ (местами отклоняющегося до субширотного) наиболее проблематична. От

генерируемого на юге субмеридионального сжатия оно здесь отличается не только почти поперечным ему простиранием, но и обратным – правосторонним – знаком ассоциирующих с ним субширотных сдвигов (см. рис. 3). Не исключено поэтому, что для его объяснения следует искать независимые источники напряжений.

С одной стороны, в данном смысле обращает на себя внимание, что структуры сжатия (складчатые зоны и валы) СВ-ного–субмеридионального простирания присутствуют на бортах новейшего Урала и в соседних прогибах [11 и др.]. Создавшее эти структуры сжатие субширотной–северо-западной ориентировки объяснялось нами, во-первых, их нахождением в узкой полосе между Периаравийской и Периндийской коллизионной областями, где естественно ожидать встречного давления последних, и во вторых, искажением первично направленных к северу и северо-западу траекторий давления от второй из этих областей около восточного края ВЕП, изначально ориентированного вдоль меридиана: он создавал естественный экран для напряжений. Кроме того, нами допускалось влияние направленного к юго-востоку некоторого перемещения всей Восточно-Европейской субплиты в конце палеогена [12].

С другой же, уральские новейшие структуры сжатия гораздо чаще сопровождаются левым сдвигом, нежели правым (см. также ниже). Кроме того, возникает естественный вопрос: можно ли с указанными причинами связать образование значительно удаленных к западу от восточного края ВЕП (а также границы указанных коллизионных областей и, соответственно, Урала) других, образованных в обстановке сжатия новейших структур СВ-ного–субмеридионального простирания, которые широко распространены на севере платформы – как, например, Вятские дислокации? В районе же широтного отрезка Волги, между Нижним Новгородом и Казанью, развивалось, по нашим данным, совместимое со сжатием в направлении СЗ-ЮВ новейшее растяжение ЮЗ-СВ (до меридионального); именно это растяжение (сочетающееся, как и во всем этом структурном домене, с правым сдвигом) сформировало морфологию этого участка Волги.

Все эти факты позволяют еще раз обратиться к сформулированному автором ранее [13] представлению о вероятности возникновения компенсационных стрессов обратного знака на периферии области индентации. Оно полагает, что в условиях сплошной среды локальный избыток свободного пространства, образовавшегося в результате растяжения на фронте максимального давления, будет одновременно нивелироваться (хотя бы частично) обратным компенсационным притоком материала от областей, составляющих самую внешнюю, незатронутую этим коллизионным давлением раму. В свою очередь, это способно создать аномальное (ориентированное поперек общему меридиональному), т.е. в нашем случае субширотное-СЗ-ное компенсационное сжатие, и, кроме того, оно может сопровождаться сдвигами противоположного знака (но при этом той же ориентировки!), нежели те, которые обусловили возникновение указанного разрежения масс. Иными словами, в нашем случае аномальное сжатие в направлении ЮВ-СЗ, до субширотного, может быть связано с естественной для индентационной модели трансформацией того же самого мегарегионального давления с юга от Периаравийской коллизионной области.

Более широкий анализ кинематики установленных нами новейших сдвиговых смещений для всей территории центра-востока Русской плиты и Урала позволил установить общее правило: повсюду среди двух теоретически возможных систем сдвигов разного знака (правых либо левых) реализуются или, во всяком случае, получают приоритетное развитие те, боковая компонента смещения по которым аккомодируется выжиманием блоков в сторону широких древних синеклиз – Прикаспийской, Московской, Мезенской и Печорской. Например, новейшие левые сдвиги Среднего и Северного Урала перемещали блоки в направлении Печорской синеклизы, а правые Южного – к Прикаспийской синеклизе. Рассматривавшиеся же в настоящем докладе субширотные правые сдвиги Присурского и Корсунского валов, а также образующие с ними единый домен таковые Чебоксарского участка Средней Волги и,

севернее, Вятских дислокаций обеспечивали латеральное выжимание масс в направлении Московской синеклизы.

Соответственно, «оси растекания» между симметрично расходящимися сдвигами разного знака в каждом из упомянутых платформенных регионов трассируются на крупные древние щиты и антеклизы с мощной и жесткой континентальной корой, способной транслировать напряжеиия. Для Уральского региона такая ось (примерно субширотного простирания) направлена к Волго-Уральской антеклизе, а для центра Русской плиты – к осевой полосе Сарматского палеощита (где она имеет меридиональное – ССВ-ное простирание) и, далее, выгибаясь к востоку – к той же Волго-Уральской антеклизе.

Исследование поддержано Программой № 6 ОНЗ РАН. Автор благодарен А.А. Колесниченко, участвовавшему в полевых мезотектонических наблюдениях, и Н.Ю. Васильеву, создавшему по нашим данным компьютерные модели кайнозойских напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горьков Ю.Д. Происхождение и строение линейных дислокаций Саратовского правобережья в связи с поисками залежей нефти и газа // Вопросы геол. Юж. Урала и Поволжья. – Вып. 20. – Саратов: Изд-во СГУ, 1979. – С. 25-42.
2. Грекова Н.В. Тектоническое районирование Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. – Вып. 12. – Саратов: Изд-во СГУ, 1975. – С. 59-67
3. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-уральской провинции. Тр. ИГиРГИ. – Вып. 24. – М.: Недра, 1979. – С. 74-77.
4. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. ГИН РАН. – Вып. 552. – М.: Наука, 2004. – 340 с.
5. Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л. и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. – № 7. – 1974. – С. 33-36.
6. Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г. О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. – № 5. – 1970. – С. 42-46.
7. Хохлов П.С. Тектоника и история развития Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. – М.: Гоостоптехиздат, 1955. – 250 с.
8. Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S. & Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan. C.r.Acad.Sci. Ser. IIa. – Vol. 329. – 1999. – P. 49-57.
9. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 74. – Вып. 5. – 1999. – С. 18-29.
10. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. – № 1. – 2001. – С. 36-59.
11. Копп М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. – № 5. – 2005. – С. 36-61.
12. Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. – М., Наука, 1999. – С. 84-107.
13. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // Тр. ГИН РАН. – Вып. 506. – М.: Научный мир, 1997. – 314 с.

УДК 552.1:551.14(477)

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН НИЗКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ

В.А. Корчин

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина

Глубинными сейсмическими исследованиями литосферы установлены аномалии упругого поведения минеральной среды на различных глубинах в виде, так называемых, зон низких скоростей (з.н.с.). Зоны выявлены в континентальной и океанической коре, в районах различной тектонической активности и расположены, как правило, на глубинах 3-25 км [1].

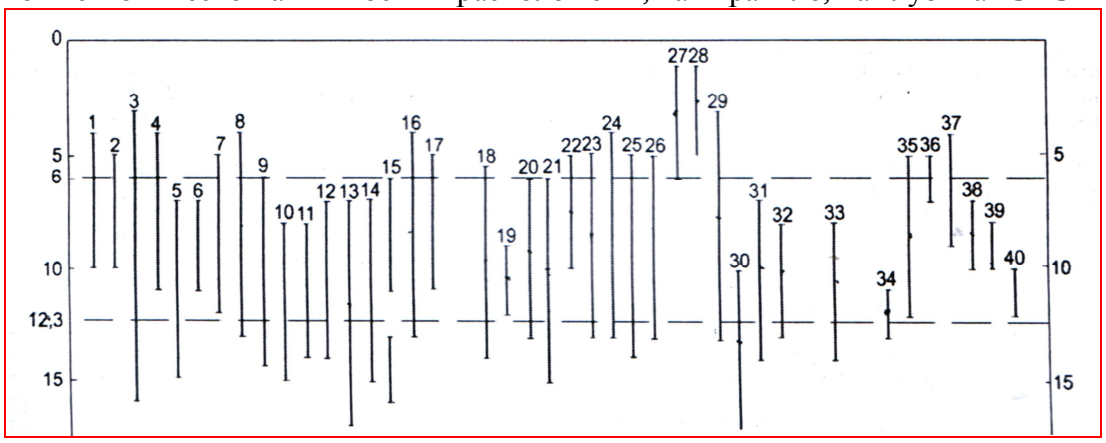


Рис. 1. Распределение волноводов в земной коре Украинского (1-17), Балтийского (18-32), Индийского (33), Канадского (34-40) щитов. $\Delta V_в$ = 0,1-0,7 км/с (0,1-0,22 км/с), $\Delta H_в$ = 3-15 км, $H_{мин}$ = 5-12 км [1]

Они имеют мощность от нескольких метров до 20 км с уменьшением скорости в них до 0,4 ÷ 0,6 км/с. Абсолютные значения скорости в зоне обычно 6,1 ± 0,4 км/с (рис. 1). Коровые зоны низких скоростей, как правило, ограничены по площади и вертикали. Природа зон недостаточно изучена. Ряд исследователей полагает, что они вещественного происхождения, другие связывают их с тектоническими нарушениями сплошности коры (зоны повышенной трещиноватости, подобие горизонтальным разломам). Некоторые объясняют появление этих зон локальным обводнением пород соответствующих толщ коры. Есть мнение, что в области з.н.с. происходит понижение литостатического давления, обусловленное воздыманием верхней части пород земной коры над зоной за счет тектонических сил, направленных навстречу друг к другу и образованием упругой «арки». Каждый из предложенных вариантов образования зон низких скоростей в земной коре может существовать, однако, условия возникновения и механизмы реализации их повсеместно на определенных глубинах трудно объяснимы. Многолетними экспериментальными исследованиями горных пород различного минерального состава в условиях высокого давления и температуры, изменяющихся по программам соответствующих различным глубинам, нами установлены сложные зависимости изменения их упругих параметров с глубиной.

На экспериментальных кривых $V_{P,S} = f(PT) = f(H)$ (рис. 2) выявлены области инверсии скоростей. С увеличением глубины, другими словами, термобарических параметров опыта (PT), воздействующих на образец породы после некоторого увеличения $V_{P,S}$ и ρ наблюдается их уменьшение. Затем скорости и плотности вновь возрастают. Таким образом, на зависимости $V_{P,S} = f(PT) = f(H)$ образуется зона низких скоростей. Эти экспериментальные зоны хорошо коррелируются по своей конфигурации и местоположению с упругими аномалиями, выявленными в земной коре в естественных условиях методом ГЗС (рис. 1).

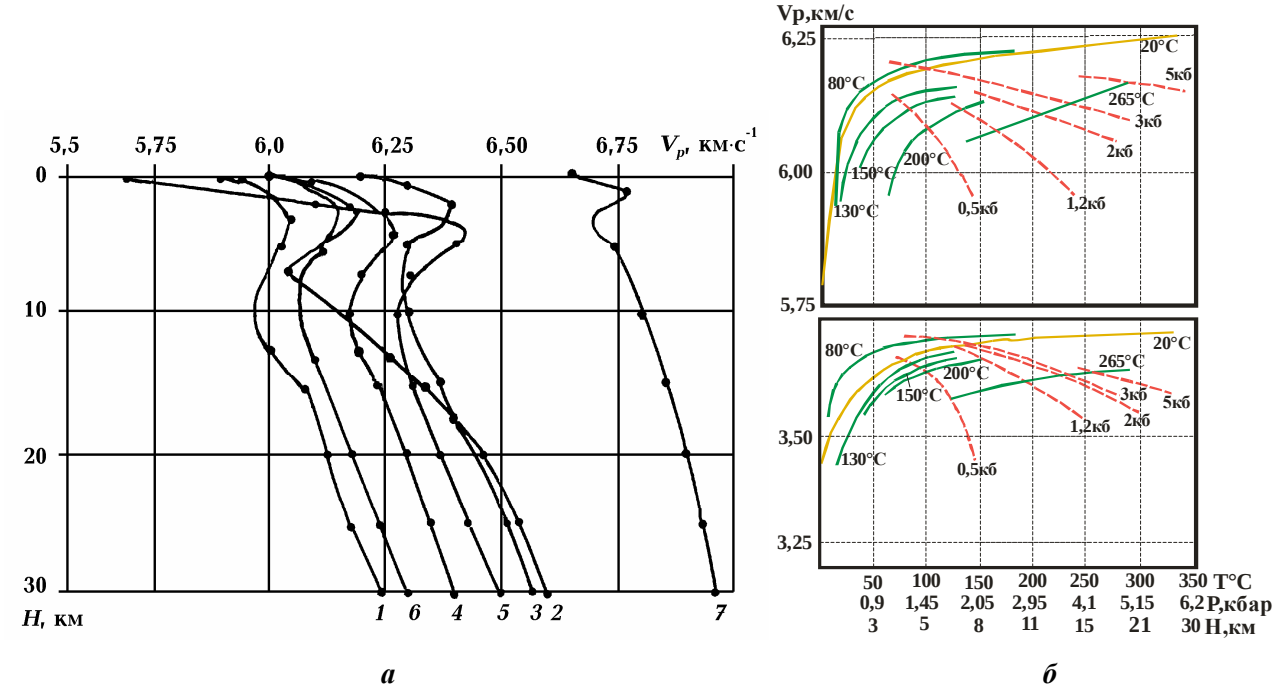
Установлено, что существует пороговое значение изменения с глубиной температуры, при котором возникают области аномального упругого состояния минерального вещества – зоны низких скоростей.

Если изменения с глубиной скорости распространения упругих волн (V_P) в породе постоянного минерального состава может быть рассчитано по соотношению: $\frac{\partial V}{\partial H}=\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T \frac{\partial P}{\partial H}+\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \cdot\frac{\partial T}{\partial H}$, то для образования зоны необходимо выполнение условия для абсолютных величин:

$$\left|\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T \cdot\frac{\partial P}{\partial H}\right| < \left|\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \cdot\frac{\partial T}{\partial H}\right|. \qquad (1)$$

На основании экспериментальных данных исследования горных пород при высоких давлении и температуре и опытов, выполненых по программам (рис. 2, *а*) (низко- и высокотемпературные режимы) или изобарам и изотермам (рис. 2, *б*), расчетами установлено, что в случае реализации низкотемпературного режима опытов $\left(\frac{\partial T}{\partial H} < 9-11\frac{^oC}{км}\right)$ зоны инверсии скоростей на зависимостях $V_P = f(PT) = f(H)$ не проявляются. Если температурный градиент $\frac{\partial T}{\partial H} > 15 \div 20\frac{^oC}{км}$ в интервале давлений 1,8 ÷ 3,5 кбар на зависимостях $V_P = f(PT)$ зоны низких скоростей проявляются четко. Уменьшение скоростей в этих зонах для различных образцов пород варьируют от –10 до –250 м/с.

Мощность экспериментальных слоев с пониженной скоростью от 2 до 20 км (60 % в интервале 6-12 км). Как правило, глубины минимальных значений V_P расположены в интервале суперпозиции давлений и температур, соответствующих 9-16 км. Конфигурация экспериментальных зон низких скоростей (глубина залегания, мощность, занижение скорости) подобны обнаруженным в ходе глубинного сейсмического зондирования земной коры (рис. 1, 2, *а*). Это дает нам право предполагать, что вероятнее всего, в земной коре на указанных глубинах зоны низких скоростей имеют термодинамическую природу [2-5].



а *б*

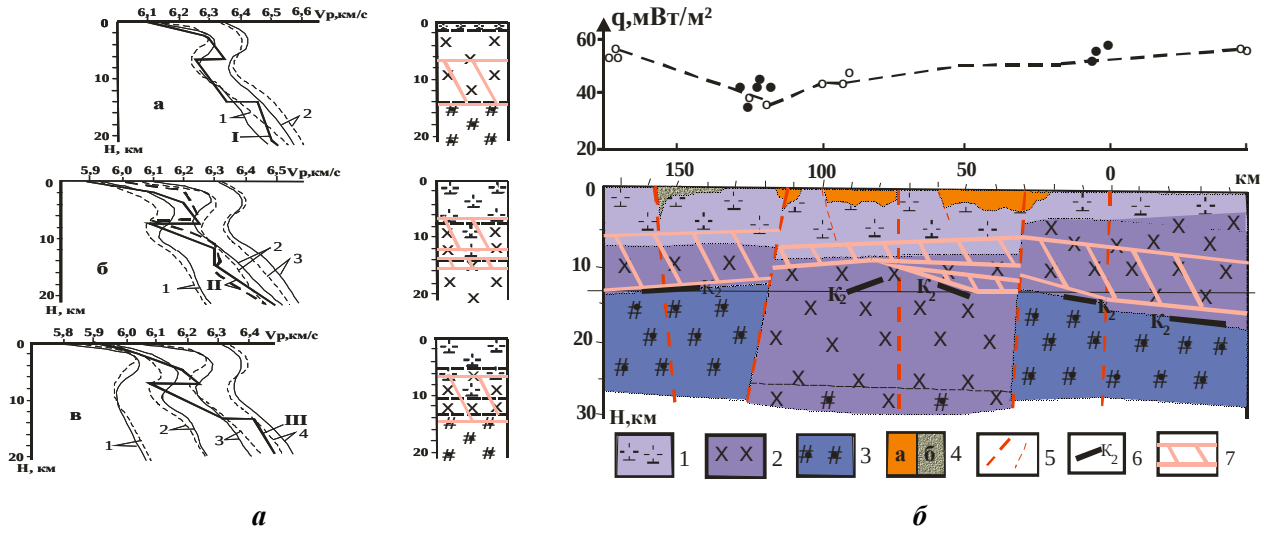
Рис. 2. *а – изменение V_P S = f(PT) = f(H) с глубиной для различных пород; б – изобары и изотермы изменения скорости V_P в граните*

В результате комплексного структурного исследования пород после воздействия различных высоких давлений и температур оптическими, рентгеноструктурными, электронномикроскопическими методами, анализируя материалы изучения упругих характеристик пород и данных ГСЗ, сделано предположение о термобарической природе упругой вертикальной зональности минерального вещества отдельных горизонтов земной коры. Комплекс упругих и структурных изменений пород, начиная от термодинамических условий на глубине 3-5 км до 12-15 км, свидетельствует о свойствах пород, характерных их катакластическому преобразованию. В данном интервале РТ-изменений происходит разуплотнение минеральной среды – явление дилотансии. Основной механизм этого – совместное действие развивающихся в среде неравномернораспределяющихся неоднородных напряжений по объёму образца, иногда достигающих в локальных контактах значений больше предела прочности отдельных минералов, приводящих к хрупким на микроуровне разрушениям среды. Такому разуплотнению способствуют разноориентированные анизотропные коэффициенты линейного расширения отдельных минералов, эффект разрушения газово-жидких включений, миграция свободной воды и газа по микротрещинам породы. Микроструктурные нарушения породы подготавливают условия для ее существенных преобразований с увеличением глубины (РТ-условия опыта) после постепенного уплотнения породы включаются механизмы, характерные пластическим деформациям среды, происходит совершенствование породы за счет вещественных и структурных (на уровне элементарных дефектов) перестроек. С некоторыми допущениями, пользуясь геологической терминологией, в интервале глубин 20-40 км наблюдается процесс регионального метаморфизма [2, 5].

Полагаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре является объективной реальностью, как результат структурных преобразований пород в условиях противоборства давления и температуры, характерных для определенных глубин литосферы. Они возникают в тех случаях, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превосходит определенный порог, а давление не способно компенсировать нарушение минеральной среды, вызванное действием температуры. Экспериментально и расчетным путем показано, что условия возникновения термобарических зон аномального поведения минерального вещества на определенных глубинах весьма чувствительна к температурам. Очевидно, флуктуации температуры на глубинах 7-20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения. Причиной такого явления может быть изменение теплового режим за счет изменения физических характеристик пород в зоне и глубинных термопроцессов. Термобарическое петрофизическое моделирование участков литосферы УЩ с коровыми зонами низких сейсмических скоростей (на примере Приднепровья и Западно-Ингулецкой зоны) показало, что ЗНС в коре слабо зависит от минерального состава пород на соответствующих глубинах. Эти зоны, в первую очередь, связаны с геотермической обстановкой на соответствующих глубинах, тепловым потоком (ТП).

В зависимости от величины теплового потока (суммарного) меняются температуры в литосфере, а, следовательно, и физические свойства слагающих ее пород. Так, на глубине 25 км рассчитываются следующие зависимости T от ТП [6, 7]: $T = 250°$ С при ТП = 30 мВт/м^2; $T \approx 300°$ С при ТП = 40 мВт/м^2; $T \approx 500°$ С при ТП = 60 мВт/м^2.

Поскольку тепловые потоки на исследуемом участке УЩ варьируют от 30 до 55 мВт/м^2 [6], то различные блоки вдоль участка профиля имеют различные температурные градиенты с глубиной, а, следовательно, должны характеризоваться различной конфигурацией зоны низких сейсмических скоростей, в связи с существенной зависимостью их от $\partial T/\partial H$. Если эта производная меньше 9-12° С/км, зоны нет или она слабо контролируема, если температурный градиент больше 14 ÷ 16° С/км, зоны выделяемы достаточно четко [2-4]. Действительно, как видно на приведенных моделях (рис. 3), ЗНС более значительны и уверенно регистрируются на западном и восточном участках, где ТП≈50÷60 мВт/м^2, а T_{25} =350÷425° С ($\partial T/\partial H \approx 14 \div 17°$ С/км). В центральном блоке (ПК 110-70), где ТП ≈ 35 ÷ 45 мВт/м^2, а $T = 270 \div 305°$ С, ($\partial T/\partial H < 12°$ С/км).



а *б*

Рис. 3. *а – Сопоставление графиков изменения $V_p = f(H)$ (кривые I, II, III) по данным ГСЗ с материалами экспериментальных исследований зависимости $V_p = f(PT) = f(H)$: а – восточный блок: диориты (1), эндербиты (2); б – центральный блок: плагиограниты (1, 2), диориты (3); в – западный блок: плагиограниты (1, 2), диориты (3), эндербиты (4). б - фрагмент схематического разреза вещественного состава земной коры участка геотраверса IV: 1 – плагиограниты, 2 – диориты, 3 – эндербиты, 4 – осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных структур (а) и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса (б), 5 – зоны разломов, 6 – граница K_2, 7 – зона низких скоростей*

Это связано с тем, что центральный участок профиля более сложно структурно построен, со значительным количеством отражающих сейсмических горизонтов и границ, очевидно сформированных породами значительно разориентированными, многократно переработанными в ходе своего развития, тепловые потоки невысокие, а, следовательно, здесь будут ЗНС менее выражены, маломощны по глубине в форме отдельных линз.

В связи с этим и неоднородностью теплового поля в центральном блоке (ПК 75-30) выделяется две зоны низких скоростей: первая – на глубине H = 6-9 км в гранитах ($\Delta V \approx 0{,}15$ км/с) и вторая – на $H \approx 10 \div 12$ км в диоритах ($\Delta V = 0{,}03$ км/с).

Нами экспериментально подтверждено, что существует тесная связь в различных PT-условиях между теплопроводностью пород и их упругими характеристиками [5, 6]. Расчетами и экспериментальными данными изменение теплопроводности в земной коре в некотором интервале глубин прямопропорционально изменению упруго-плотностных характеристик минеральной среды и обратнопропорционально температуре. Показано, что теплопроводность пород в земной коре изменяется подобно $V_P = f(H)$, т.е. на зависимости $\lambda = f(H)$ выделяются области минимальных значений, совпадающие с подобными для скоростей [5-7]. Тогда зона низких скоростей в земной коре характеризуется пониженными значениями λ и является отражающим горизонтом для теплового потока, источником которого являются термоактивные процессы на больших глубинах. По классическим законам термодинамики и теплофизики [8] наличие слоя с пониженной теплопроводностью на пути распространения тепловой энергии, приводит к повышению температуры на нижнем участке слоя и понижению ее на верхнем.

Таким образом, нарушается равновесное PT-условие существования зоны низких скоростей. С понижением температуры в верхней области зоны нарушается термобарическое условие (1). Состояние пород верхнего слоя зоны выравнивается с состоянием вышележащих пород и верхняя кромка зоны опускается вниз. Одновременно, пропорционально разнице теплопроводности минеральной среды зоны в нижней части подстилающих ее пород происходит перегрев подошвы зоны, что приводит к нарушению опять же условия (1) и нижняя кромка зоны опускается вниз. Более высокое давление останавливает рост зоны за счет компенсации термических структурных нарушений пород давлением. При этом зона изменяет свою конфигурацию – ее мощность может увеличиваться (с увеличением интенсивности глубинного теплового потока) или она исчезнет (с понижением поступления достаточного

тепла с глубины) (рис. 4). Подобная неустойчивость, нестабильность термодинамической зоны низкой скорости обуславливает их эпизодичность проявления в земной коре, а также их миграцию по глубине и горизонтали в зависимости от флуктуации температурного поля в земной коре.

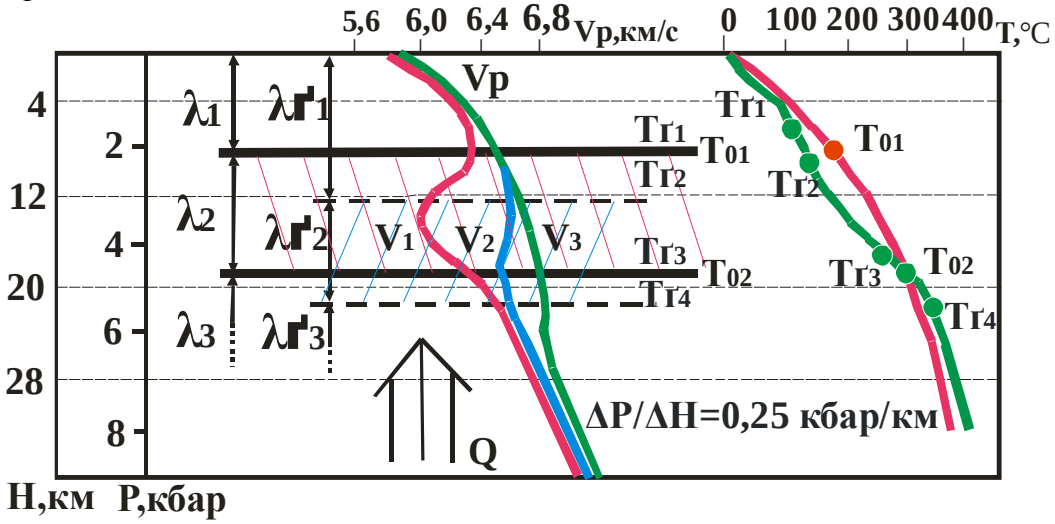


Рис. 4. Динамика изменения параметров зоны низких скоростей в связи с изменением глубинного теплового потока (*Q*)

Кроме того, зона низких скоростей является наиболее активной областью коры, где происходят наиболее интенсивные современные преобразования породы за счет миграции глубинных флюидов и других форм массопереноса газообразных и жидких сред дифференциации глубинных растворов, формируя в отдельных областях локализации полезных ископаемых. Таким образом, коровые зоны низких скоростей могут являться глубинным поисковым критерием полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск, 2004. – 159 с.
2. Корчин В. А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Петрофизическое моделирование участков земной коры с зонами низких сейсмических скоростей // Xth International Conference on Geoinformatics «Theoretical and Applied Aspects». 10-13 May 2011, Kiev, Ukraine. – 2011. – CD ROM P056.
3. Корчин В.А. Структурные особенности минеральной среды в *PT*-условиях различных глубин земной коры // Геофизический журнал. – 29. – № 3. – 2007. – С.49-77.
4. Корчин В.А. Коровые термобарические преобразования минерального вещества и связанное с ними сейсмическое вертикальное расслоение литосферы // Матеріали наукової конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища». 6-10 жовтня, 2008, Львів, Україна. – 2008. – С. 36-38.
5. Korchin V.A, Kobolev V.P, Burtny P.A., Karnaukhova E.E. The thermobaric nature of the low seismic velocities zone's in the Earth crust /// Международный научно-практический семинар «Модели земной коры и верхней мантии». 18-20 сентября, 2007. – Санкт-Петербург, 2007. – CD ROM.
6. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и теоретическая модель земной коры. – Киев: Наук. думка, 1978. – 140 с.
7. Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А., Правдивый А. А. Определение теплопроводности минерального вещества по акустическим измерениям в различных термобарических условиях // Геофиз. журн. – 11. – № 5. – 1980. – С. 33-39.
8. Нащекин В.В. Техническая термодинамика и теплопередача. – М.: Высшая школа, 1969. – 560 с.

УДК 550.34

ГЕОМЕХАНИКА ИНИЦИИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

В земной коре движение блоков вызвано, главным образом, силами инерции и гравитации, так что силы, деформирующие разломные зоны, разделяющие блоки, неопределённы и являются реакцией среды на движение. Особенно велика неопределенность при рассмотрении закономерностей деформирования крупномасштабных объектов. Изучение триггерных явлений представляет одну из немногих возможностей установить причинно-следственные связи в геомеханике землетрясений. При этом сейсмические волны, представляют особый интерес среди прочих инициирующих агентов, поскольку их параметры обычно хорошо известны и предсказуемы.

Можно предполагать, что значительная часть коровых землетрясений обязана своим происхождением триггерному эффекту. Дело в том, что любая метастабильная система может с одной стороны неопределенно долго сохранять равновесие, а с другой стороны на любое значимое возмущение она отвечает глобальным событием, в чем собственно и состоит определение метастабильности [1]. Таким образом, хотя постепенное «подведение» участка разломной зоны к пределу прочности процесс детерминированный эволюцией напряженно-деформированного состояния соответствующего участка коры, сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться внешними по отношению к очаговой зоне, порой довольно слабыми воздействиями. Сразу заметим, что инициирующее события может иметь место за некоторое время до основного, а на заключительном этапе изменение скорости процесса может происходить без каких-либо явных внешних воздействий за счет потенциала, постепенно накопленного на стабильной стадии.

Границу между «индуцированной сейсмичностью» [2] и триггерными событиями наиболее удобно провести, основываясь на временном масштабе инициирующего события. В первом случае длительность вмешательства в напряженно-деформированное состояние массива горных пород сопоставима, а иногда и заметно превышает характерное время подготовки землетрясения соответствующей магнитуды (например, заполнение водохранилищ, горные работы, добыча углеводородов и т.д.). Инициированные же или триггерные землетрясения происходят в результате более или менее кратковременного, по сравнению с длительностью сейсмического цикла, воздействия. Причем эти события иначе не могли бы произойти или произошли бы существенно позже.

Исследуя процессы, связанные с инициированной сейсмичностью, удобно использовать подход, который часто применяется при решении геомеханических задач более скромного масштаба, а именно разделение проблемы на структурную и механическую составляющие. Структурная модель должна ответить на вопрос «где?», т.е. она направлена на поиск участка локализации деформационных процессов в текущий момент времени. Задача механической части – попытаться оценить насколько близко система находится к динамической неустойчивости («когда?»). Иными словами, чего можно ждать от инициирующего воздействия.

Расположение гипоцентров событий именно в разломных зонах и тектонических узлах проявляется тем очевиднее, чем лучше точность определения их положения. В большинстве случаев для землетрясения среднего масштаба ошибка определения координат очага составляет величину в несколько километров. Хотя такой точности оказывается в большинстве случаев достаточно, столь «расплывчатое» положение приводит к тому, что локализация эпицентров на картах сейсмичности часто оказывается куда менее выраженной, чем это можно было бы ожидать, основываясь на концепции приуроченности сейсмических событий

к разломам. Между тем, выявление истинных характерных масштабов локализации сейсмичности может оказаться крайне важным в контексте построения структурных моделей.

Мы в нескольких недавних работах использовали уточненные сейсмические каталоги для количественного исследования закономерностей локализации очагов внутри крупных разломных зон [3]. Высокая плотность расположения цифровых сейсмических станций в некоторых регионах и современные методы обработки позволяют определять координаты слабых землетрясений с ошибкой первые десятки метров, что дает возможность с высокой точностью установить границы области, в которой происходят, сопровождающиеся мелкой сейсмичностью, активные деформационные процессы.

На рис. 1 приведены примеры нескольких сечений разломной зоны Калаверас (Calaveras), для которых очаги, расположенные на интервалах длиной по 4 км вдоль простирания разлома, нанесены в системе координат глубина – расстояние до разлома. Рядом, для наглядности, приведены карты эпицентров для этих же участков. Анализ 3D картины показывает, что очаги слабой сейсмичности локализуются в узкой полосе вблизи поверхности весьма близкой к плоскости. Даже при нанесении на карту всех событий, включая самые мелкие, достаточно явно выделяется линия наибольшей концентрации очагов, которая совпадает с простиранием разломной зоны. Расположение эпицентров демонстрирует, также, «оперяющие» области, напоминающие полосы Риделя, а также области расщепления и структуры иного простирания вблизи концов разлома. Основная масса «рассеянных» точек, не попадающих в области концентрации, – это эпицентры небольших землетрясений с магнитудами меньше, чем 2 ÷ 2,5. Дискриминация событий по признаку M > 2 уже проявляет доминирующую структуру максимально отчетливо, а при M > 3 практически все эпицентры расположены на условной оси разлома.

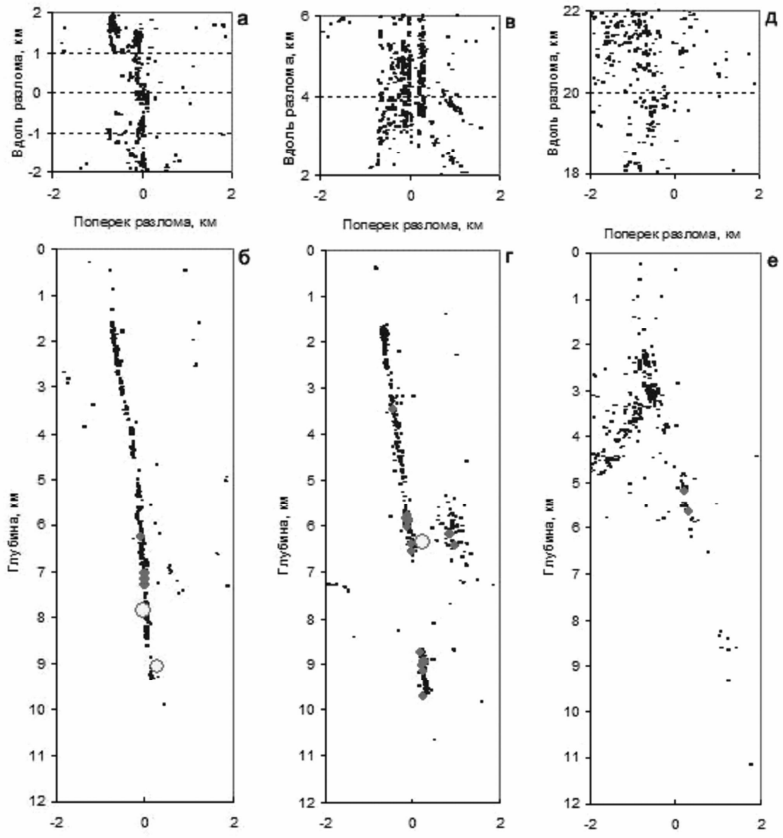


Рис. 1. Расположение очагов землетрясений на нескольких участках разломной зоны Calaveras. *а, в, д – расположение эпицентров; ординаты на графиках отсчитываются от эпицентра «Морган Хилл». б, г, е – расположение гипоцентров в плоскости вертикального сечения. Незалитые кружки – события с магнитудой выше 4. Увеличение видимой ширины расположения эпицентров происходит из-за невертикального падения плоскости разлома и наличия локальных областей, содержащих преимущественно мелкие события (г, е)*

Расчет расстояний от точек-очагов до условной плоскости разлома показывает, что средняя ширина области, в которой группируется основная масса очагов событий, заметно меньше, чем значения, полученные в горизонтальной плоскости; т.е. меньше, чем расстояния от эпицентров до условной оси разлома на поверхности (верхняя панель рис. 1). Сопоставление карт эпицентров и гипоцентров событий показывает, что уширение гистограмм эпицентров происходит как за счет невертикального падения плоскости разлома, так и за счет наличия отдельных областей локализации слабых событий – локальных областей разрушения, – расположенных несколько в стороне от основного разлома. Подчеркнем, что каждая такая область по отдельности также довольно компактна.

Осреднение данных по всем интервалам обработки разлома Калаверас, включая зоны ветвления и сочленения разрывов на периферии участков, дает среднее значение ширины, $\bar{W} = 110 \pm 10$ *м*. Близкие значения были получены и для других разломов [3].

Таким образом, при точности локации, реализованной в используемом каталоге, могут быть обнаружены, проявляющиеся в пространственном распределении очагов, особенности структуры разломных зон с характерным размером, по крайней мере, около 100 м, что дает возможность достаточно детального выявления локальных участков активизации и затишья.

Основой подхода для проведения мониторинга среды в целях построения механической модели, может являться то обстоятельство, что инициирование землетрясения динамическим импульсом в большинстве случаев подразумевает изменение в результате воздействия свойств массива (разломной зоны) в окрестности будущего очага. В противном случае невозможной оказывается временная задержка между моментом воздействия и моментом инициированного события, которая регулярно наблюдается в природе [4].

Известно, что эффективные механические характеристики сейсмогенных разломов не остаются неизменными. Недавние наблюдения убедительно продемонстрировали эффект резкого снижения скорости распространения продольных и поперечных волн в центральной части разломной зоны в результате косейсмической деформации и последующего постепенного возрастания этих параметров в течение нескольких лет [5]. В эксперименте зарегистрированы и периодические вариации эффективных характеристик разломов, связанные, вероятно, с некими низкоскоростными возмущениями НДС [6].

Вероятными механизмами триггерного эффекта при сейсмическом воздействии на разломные зоны, находящиеся в субкритическом напряженно-деформированном состоянии, являются, во-первых, инициированный динамическим импульсом медленный крип значительной амплитуды и длительности и, во-вторых, изменение флюидодинамического режима разломной зоны сейсмическими волнами [4]. Оба процесса неизбежно приводят к изменению механических характеристик среды в окрестности разломной зоны, находящейся на заключительной стадии сейсмического цикла. При этом из-за выраженной нелинейности реологической кривой эти эффекты могут быть весьма значительными. Удобным параметром, характеризующим эти изменения, является жесткость разломной зоны:

$$k = \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial W_i}, \qquad (1)$$

где σ_{ik} – соответствующая компонента тензора напряжений, а W_i – составляющая вектора относительного перемещения берегов разлома или трещины. Этот параметр, намного более чувствительный к изменениям деформационных свойств нарушений сплошности, чем эффективная скорость звука (жесткость пропорциональна квадрату скорости распространения волн), может быть рассчитан из результатов сейсмических наблюдений [7].

На рис. 2, справа приведена зависимость жесткости модельной трещины от амплитуды перемещения в одном из циклов прерывистого скольжения в нагруженной системе блоков[1]. Общий вид реологической зависимости показан на этом же рисунке слева.

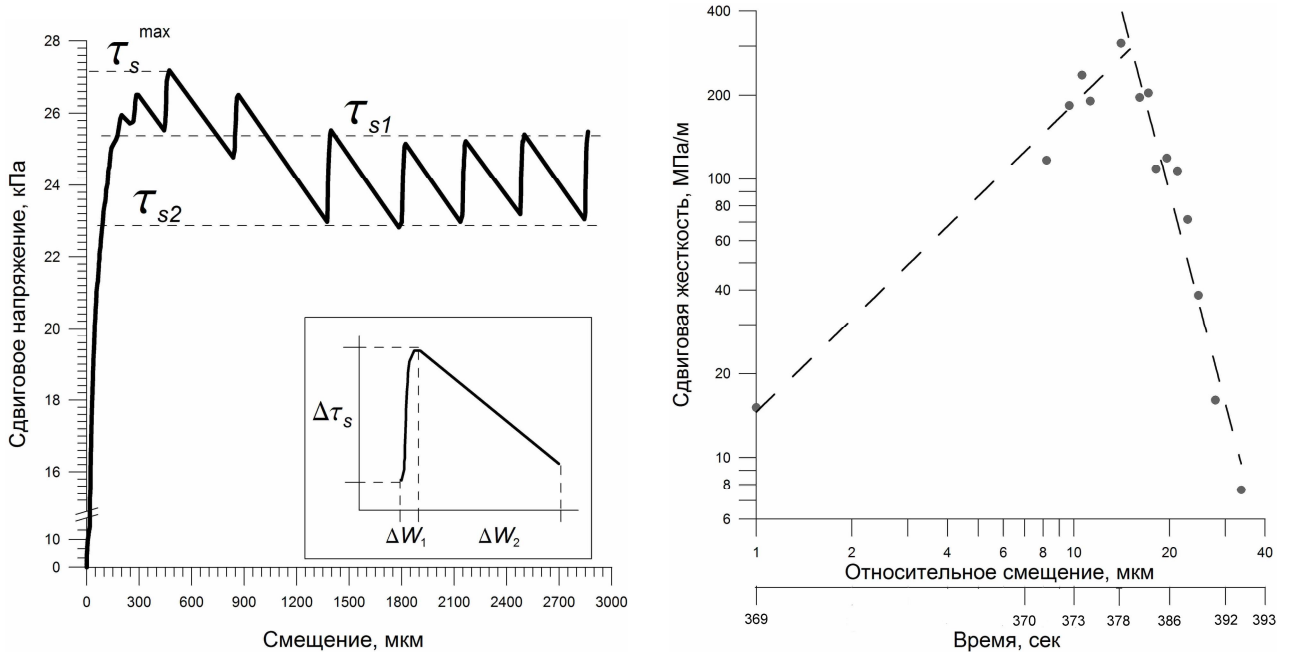


Рис. 2. Результаты лабораторных экспериментов по исследованию закономерностей прерывистого скольжения. *Левая панель – пример зависимости сдвиговое напряжение – межблоковое перемещение, наблюдавшейся в опытах. На врезке крупно показан один из циклов прерывистого скольжения. Правая панель – зависимость сдвиговой жесткости контакта от амплитуды межблокового перемещения в ходе одного из циклов прерывистого скольжения. Внизу для ориентира показана неравномерная ось времени, отсчет которого ведется от начала опыта*

Можно видеть, что в отличие от упрощенных моделей прерывистого скольжения, в которых между участками скольжения движения нет, блок на протяжении всего цикла непрерывно движется с конечной скоростью $V_b(t)$ относительно подложки. На отрезке цикла, обозначенном на рис. 2 как ΔW_1, происходит подготовка динамического срыва, которому соответствует участок ΔW_2. В свою очередь, на участке ΔW_1 можно выделить участок снижения скорости после срыва, участок относительной стабильности, когда блок движется с н большой, примерно постоянной скоростью и участок нарастания скорости, который заканчивается потерей устойчивости. Этим участкам соответствуют определенные особенности в изменении свойств контакта. После динамического срыва, максимальная скорость при котором составляет сотни мкм/с, величина V_b менее чем за секунду снижается до нескольких мкм/с. Несмотря на то, что это значение существенно ниже скорости нагружения u_s, т.е. усилие, прилагаемое со стороны пружины растет, скорость движения продолжает медленно снижаться. Расчеты показывают, что этот режим не обусловлен инерциальным движением блока, а связан именно с изменением свойств контакта. Об этом свидетельствуют и результаты оценки сдвиговой жесткости контакта k_s, которая возрастает на этом участке примерно пропорционально перемещению (рис. 3). Величина k_s быстро увеличивается более чем на порядок, достигая, в рассматриваемом опыте, максимального значения примерно через 8 ÷ 10 с после срыва, что составляет около 30 % от полного времени цикла (см. рис. 2). Этот момент (t ~ 380 с в рассматриваемом примере) можно считать концом стадии упрочнения межблокового контакта. После этого начинается стадия разупрочнения, в процессе которой жесткость радикально снижается по мере накопления перемещения ($k_s \sim W_s^{-4.3}$). Длительность этой

[1] Опыты выполнены совместно с А.А. Остапчуком

стадии составляет около 2/3 продолжительности цикла. Что касается величины перемещения, то на стадию упрочнения контакта в рассмотренном примере приходится 4 ÷ 5 мкм, а на стадию разупрочнения, до начала динамического срыва – 20 ÷ 25 мм.

Как видно из результатов измерений, на заключительной стадии цикла прерывистого скольжения (последние несколько микрометров перед началом динамического срыва) измеренная величина сдвиговой жесткости контакта становится в 30-40 раз ниже максимального значения.

Снижение жесткости разломной зоны перед возникновением динамического срыва может оказаться чувствительным индикатором перехода системы в метастабильное состояние.

Одним из возможных проявлений снижения жесткости разломной зоны может оказаться появление в спектре микросейсм специфических низкочастотных колебаний. Подобные эффекты наблюдались Г.А. Соболевым и А.А. Любушиным перед несколькими землетрясениями [8]. Наиболее ярко это явление проявилось перед землетрясением с магнитудой M = 9,2 на о. Суматра 26.12.2004 г., где период таких колебаний, появившихся более чем за двое суток до главного толчка, стремительно увеличивался по мере приближения события (рис. 3).

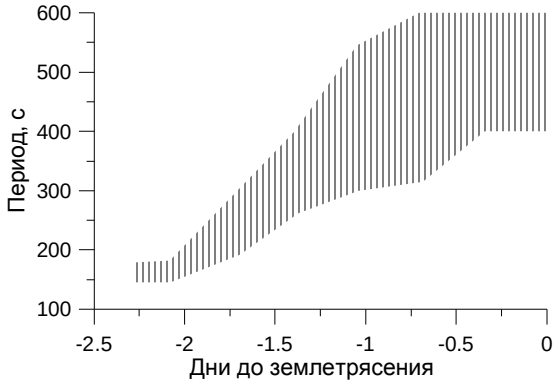


Рис. 3. Изменение характерных периодов колебаний (заштрихованная область) возникших перед землетрясением 26.12.2004 г. на о. Суматра по данным [8]

Представляется, что подобные явления могут быть связаны с эффектом снижения жесткости разломной зоны перед динамическим срывом. Выполненные оценки показывают, что характерный период собственных колебаний блока земной коры на прослойке – разломной зоне обычно составляет десятки секунд. В результате снижения жесткости разлома перед динамическим срывом, эта величина может составлять уже сотни секунд.

Понимая всю условность переноса полученных результатов на натуру, мы, тем не менее, полагаем возможным предположить наличие подобных явлений и в природе. Если это так, то эффект снижения жесткости разломной зоны перед землетрясением может оказаться основой для разработки новых активных и пассивных методов мониторинга сейсмоактивных регионов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-01064-а) и ОНЗ РАН (программа № 6).

ЛИТЕРАТУРА

1. Bak P. How nature works: The science of self-organized criticality // Springer-Verlag, New York, Inc. – 1996. – 372 p.
2. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). – М.: ИНЭК, 2005. – 252 с.
3. Кочарян Г.Г. Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. – Т. 1. – № 4. – 2010. – С. 419-440.
4. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинар-совещания г. Москва, 22-24 июня 2010 г. – М.: Геос, 2010. – 348 с.

5. Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E., Burdette T. Seismic Evidence for Rock Damage and Healing on the San Andreas Fault Associated with the 2004 M6 Parkfield Earthquake // Bull. Seism. Soc. Amer. – Vol. 96. – 2006. – PP. 349-363.
6. Кочарян Г.Г., Гамбурцева Н.Г., Санина И.А. и др. Временные вариации характеристик локальных участков земной коры по данным сейсмических наблюдений // Физика Земли – № 4. – 2011. – С. 58-55.
7. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 423 с.
8. Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичносити при триггерном воздействии. – М.: ИФЗ РАН, 2011. – 56 с.

УДК: 551.1/4(1-924.14/16)

О СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦАХ МОГТ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ, ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, г. Москва, Россия

В последние два десятилетия для исследования глубинного строения повсеместно применяется метод общей глубинной точки (МОГТ). В обработке и интерпретации, как правило, доминируют динамические параметры волнового поля. Априори принимается, что динамические аномалии типа «яркого пятна», наклонных и горизонтальных отражений вызваны разуплотнением среды. На этом представление о геологической среде построены практически все геологические модели глубинного строения по данным МОГТ. В подобных моделях интерпретации игнорируются накопленные многими десятилетиями знания о геологическом строении. Например, присутствие вертикальных и горизонтальных пластовых интрузивных тел, характеризующихся повышенными значениями упругих параметров. Ущербность таких моделей интерпретации вытекает из отсутствия в интерпретации фундаментального сейсмического параметра – скорости сейсмических волн и ее распределения в среде. Это связано с тем, что, во-первых, полевые системы наблюдений ограничивают расчет кинематики для больших времен регистрации зеркальных отраженных волн и, во-вторых, значения скорости в алгоритмах обработки данных многократных перекрытий носят эффективный характер. Однако не менее информативными по сравнению с абсолютными значениями скорости, являются ее относительные значения [1, 2, 3]. Так, например, по данным многократных наблюдений ВСП в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 и сверхглубокой скважине КТБ в Германии было показано, что при измерении относительных значений скорости в среде обнаруживаются локальные неоднородности, а также слабая рефракция волн. Локальные неоднородности среды в большинстве случаев оказывались криволинейными контактами блоков [1].

На рис. 1 представлены разрезы интервальной скорости, полученные по методу параметрической развертки отображений (ПРО) по одному из региональных профилей МОГТ, проходящему в субширотном направлении через центральную и западную части Южно-Татарского свода. В отличие от обработки данных по методу ОГТ, в котором сигнал накапливается от зеркальной составляющей отраженной волны, в методе ПРО накапливается как зеркальная, так и рассеянная компонента волнового поля [4]. На полевых сейсмограммах рассеянные волны представлены высокочастотными флуктуациями, наложенными на несущую частоту сигнала. Накапливание сигнала с превалирующей рассеянной компонентой осуществляется с иным, чем для зеркальной компоненты распределением скорости (законом изменения скорости от времени или глубины). Это составляет главное отличие при выявлении рассеянных волн в методе ПРО (по сути, миграционном преобразовании) по сравнению с МОГТ.

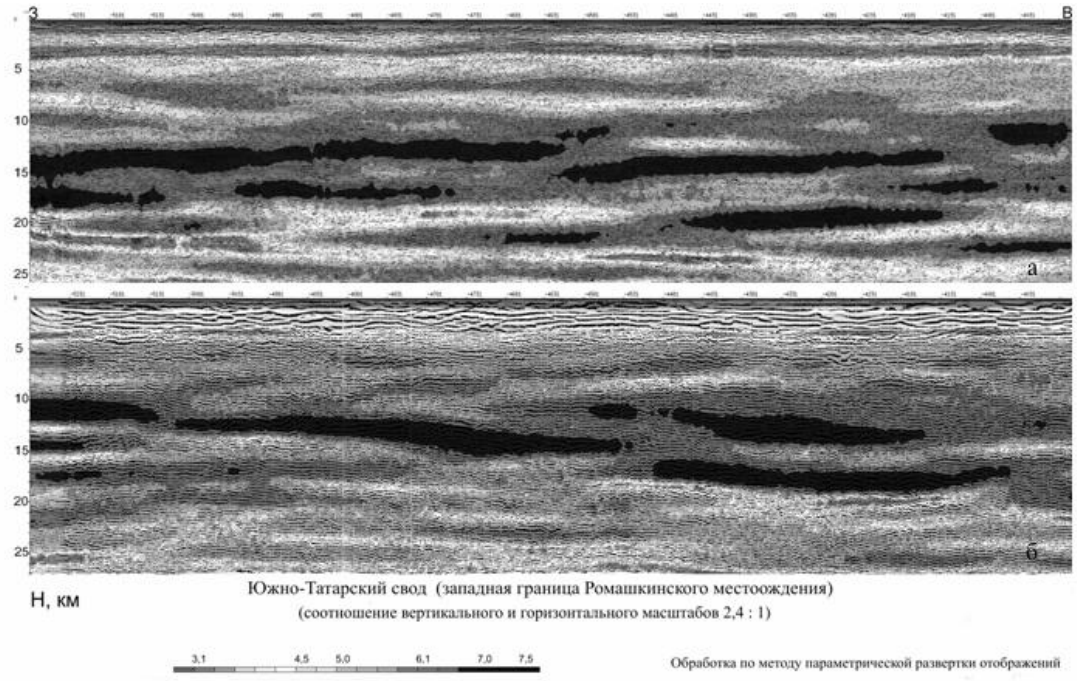


Рис. 1. Разрезы интервальной скорости, полученные по методу параметрической развертки отображений (ПРО): *а – распределение интервальной скорости при полосовой фильтрации 13-33 Гц. б – распределение интервальной скорости при полосовой фильтрации 3-11 Гц*

По своей физической природе разрывные нарушения представляют собой шероховатые сейсмические границы, которые формируют поле рассеянных (дифрагированных) волн. Наиболее интенсивное поле рассеянных волн формируется в залеченных минеральными растворами зонах разрывных нарушений, что влечет за собой изменение энергетического спектра предельно-эффективной скорости накапливания сигнала. Фактически, это иной процесс распространения упругой волны. Поэтому распределение скорости рассеянных волн (рис. 1, *б*) может значительно отличаться от поля скорости с преобладающей отраженной зеркальной компонентой (рис. 1, *а*). На разрезе (рис. 1, *б*) четко выделяется наклонная зона повышенных значений интервальной скорости с падением в восточном направлении (кажущийся угол падения 19-22°). Она состоит из отдельных, ступенчато сочленяющихся «линз». Участки контакта между линзами, по-видимому, можно интерпретировать как зоны субвертикальных разрывных нарушений. Учитывая морфологию распределения скорости вдоль этих границы, можно предположить, что их наиболее вероятная природа образования связана с миграцией флюидных потоков.

По данным интерпретации региональных сейсморазведочных профилей, выполненной автором, в пределах Южно Татарского свода и его обрамления в консолидированной коре фиксируется серия наклонных отражающих границ с различными азимутами простирания, образующих лепестковую структуру, в которой преобладает северо-восточное и восточное падение отражающих поверхностей [3]. Эта высокоскоростная граница по условиям залегания хорошо «вписывается» в общую пространственную структуру отражающих границ. Возможно, наклонная высокоскоростная зона также имеет падение в северо-восточном или восточном направлении. Эта лепестковая структура обрамляет Ромашкинское месторождение углеводородов. Как известно, территория, на котором расположено Ромашкинское месторождение, характеризуется повышенной сейсмичностью (глубина очагов от 3 до 10 км). Можно полагать, что именно в узлах пересечения высокоскоростных границ и границ в высокоскоростных блоках происходит генерация сейсмического процесса.

Другая значительная роль наклонных зон повышенной скорости может быть связана с локализацией и активизацией флюидодинамических процессов, а также экранирования и и менения направления миграции флюидных потоков [5]. Присутствие наклонных зон с повышенными значениями скорости продольных волн от верхней части земной коры до подошвы

литосферы позволяет дать следующее объяснение механизму их образования. Увеличение всестороннего давления с глубиной приводит к смене типа механизма разрушения – преобладающим механизмом становится пластическое течение [6, 7]. Наличие слоев, пластов и линз с более высокими упругими свойствами при развитии деформационного процесса способствует обтеканию этих неоднородностей преимущественно сверху, где вертикальные напряжения меньше [8]. Существование на различных глубинных уровнях литосферы цепочек таких неоднородностей, может приводить к «перескоку» области развития деформации с более глубокого уровня на более мелкий гипсометрический уровень. Следовательно, может формироваться система листрических разрывных нарушений, секущая различные глубинные уровни литосферы.

На рис. 2 представлены результаты геофизической интерпретации глубинного строения района Ромашкинского месторождения. На сейсмическом разрезе (рис. 2, *а*) обращает на себя внимание мощная зона наклонных и листрических отражающих границ с падением на северо-запад. Она представлена на всех опубликованных вариантах интерпретации временного разреза геотраверса. Другой, привлекающей внимание особенностью на глубинном разрезе, служит относительно большая плотность пересекающихся отражающих границ под Ромашкинским месторождением. На разрезе кажущейся плотности узлу пересечения наиболее протяженных границ отвечает область относительно повышенной плотности. По данным ГСЗ на этом интервале профиля, на тех же глубинах фиксируются повышенные значения скорости продольных волн. Отсюда, есть основания интерпретировать область средней и нижней коры под Ромашкинским месторождением как область повышенных геодинамических напряжений.

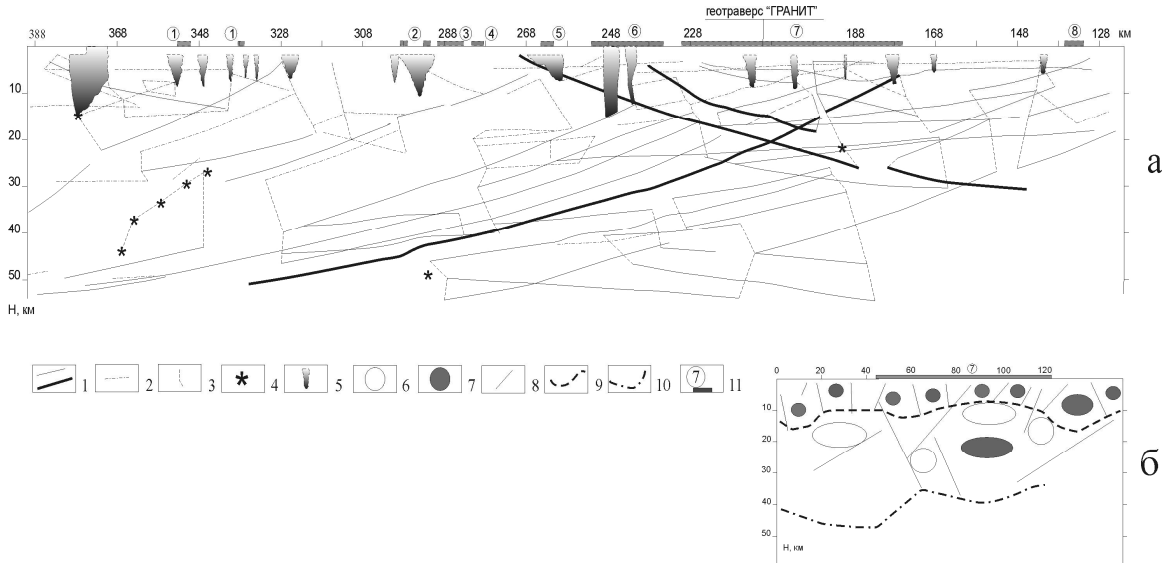


Рис. 2. *а* – глубинный сейсмический разрез по фрагменту геотраверса МОГТ «Татсейс» (обработка ИГиРГИ), проходящему через Южно-Татарский свод; *б* - разрез кажущихся плотностей вдоль геотраверса «Гранит» из [11] с сокращениями. *1 – отражающие сейсмические границы с уверенной корреляцией; 2 - отражающие сейсмические границы с неуверенной корреляцией; 3 – разрывные нарушения, выделенные по разрыву в корреляции отражающих границ; 4 – точки дифракции; 5 – области высокой интенсивности сейсмической записи; 6 – возможные зоны трещиноватости пород; 7 – области ненарушенных пород; 8 – зоны резкого изменения плотности пород; 9 – положение внутрикоровой границы; 10 – граница Мохоровичича; 11 – месторождения углеводородов: 1 – Шаинское; 2 – Шереметьевское; 3 – Уратьминское; 4 – Нижне-Уратьминское; 5 – Саралалинское; 6 – Новоелховское; 7 – Ромашкинское; 8 – Собанчинское*

Выполненные на этом фрагменте профиля предварительные объемные построения отражающих границ показали, что эта зона распадается на отдельные отражающие поверхности с падением на северо-восток, северо-запад, юго-запад и юго-восток. В свое время на существование в земной коре сложно ориентированной системы узлов разрывных нарушений

обратил внимание Ф.Я. Корытов [9]. Узлы пересечения отражающих поверхностей могут рассматриваться как наиболее проницаемые каналы. Очевидно, что в них должны существовать большие локальные напряжения, ведущее к более сильному дроблению пород и значительному увеличению диспергация среды. Смачиваемость в таких зонах будет выше, как следствие увеличиться глубина проникновения флюида, что ведет к образованию пространственно связанной флюидной системы, причем вне зависимости от концентрации флюида. Более высокие локальные напряжения в зонах пересечения разрывных нарушений могут приводить также к компакции, образованию уплотненных зон с ориентированной слоистостью перпендикулярно максимальным напряжениям, что подтверждается результатами математического моделирования [10]. Если в такой зоне произойдет реакция дегидратации, то она приведет к локальному увеличению объема и давления флюида при одновременном увеличении трещинно-порового пространства, сопровождающимся уменьшением эффективного всестороннего давления и увеличению зоны трещиноватости [7]. По-видимому, в консолидированной коре, более предпочтительным, с точки зрения устойчивости накопления и сохранения флюида при постоянном воздействии волн деформаций и напряжений будут очаги флюидизации, представленные более плотными и жесткими, но трещиноватыми неоднородностями.

В заключении применительно к использованию данных региональных наблюдений МОГТ в тектонофизических, геодинамических и сейсмотектонических построениях нужно учитывать следующие факторы.

1. По оценкам, выполненным для фрагмента профиля «Татсейс» боковой снос отражающих границ на глубинах 10-25 км в среднем составляет величину 5-7 км. Поэтому структурные построения для консолидированной коры по отдельным профилям МОГТ могут рассматриваться только как весьма схематичные.

2. В консолидированной коре присутствуют не только низкоскоростные наклонные границы, но и высокоскоростные пласты, линзы, с различными элементами залегания.

3. Важнейшую роль в геодинамике и сейсмотектонике играют узлы пересечения отражающих границ. Без анализа их возможного пространственного положения любые модели развития среды могут быть не корректны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Близнецов М.Т., Меньшиков Ю.П. Абсолютные и относительные измерения характеристик сейсмических волн // Тезисы докладов Международной геофизической конференции «300 лет горно-геологической службе России», Санкт-Петербург, 2-6 сентября 2000. – 2000. – 10-11 с.
2. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. – № 5. – 1999. – 3-15 с.
3. Кузин А.М. Реальная среда и интерпретация сейсмических данных // Геофизика. – № 2. – 2001.– С 19-28.
4. Кондрашков В.В., Анискович Е.М. Основы метода параметрической развертки отражений (ПРО) как универсального способа обработки сейсмических данных // Физика Земли. – № 2. – 1998. – 14-17 с.
5. Кузин А.М. О физических и геологических основах прогнозирования месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции. – М.: ГЕОС, 2008. – 622 с.
6. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. – М.: Недра, 1984. – 232 с.
7. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
8. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1986. – 254 с.

9. Корытов Ф..Я. О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. – М.: Наука, 1974. – 234 с.
10. Стефанов Ю.П. Особенности процессов деформации за пределом упругости в плотных и пористых геологических средах // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всероссийского совещания. – В 2-х т. – Т. 2. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – 158-160 с.
11. Готих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалиев Д.К. «Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов». Отечественная геология. – № 3. – 2005. – 3-11 с.

УДК 629.785:550.837

ВОЗМОЖНОСТИ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИЗ КОСМОСА

Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

Существующая сеть телеметрических станций, достаточна для проведения общего мониторинга за сейсмическим режимом Арктики в целом, но не удовлетворительна для детального изучения узловых фрагментов сейсмоактивных зон.

Наиболее слабо изучены северные территории России. Так, если в Фенноскандии работают в настоящее время десятки станций, то на пространстве от Кольского п-ва до Чукотки их было в разные года не более 5-7, а в последнее время между станциями Апатиты и Иультин не было ни одной (рис. 1).

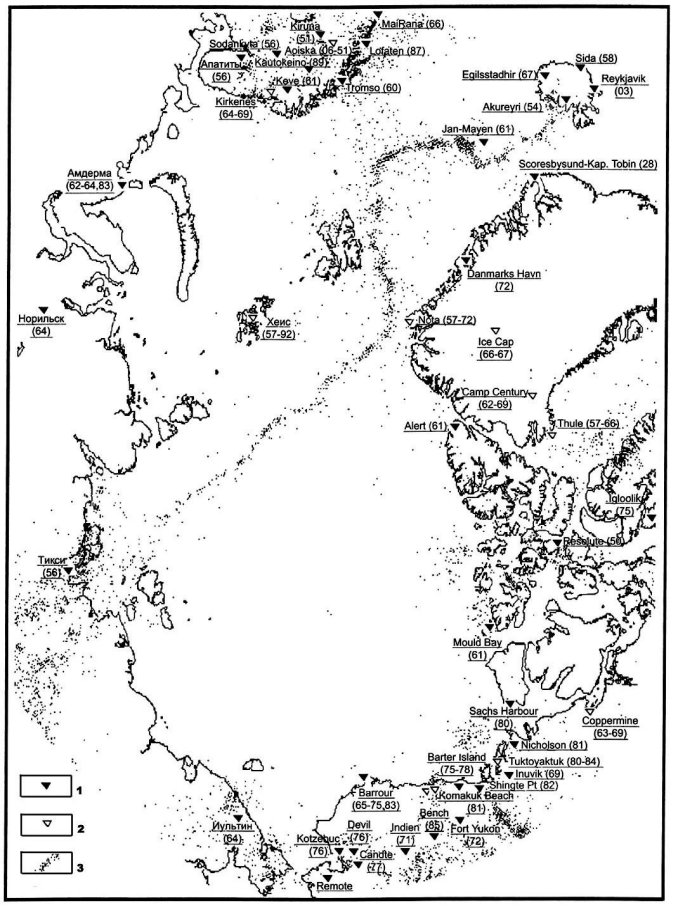


Рис. 1. Сеть сейсмических станций в Арктике [1]: *1 – действующие, название, год открытия; 2 – закрытые, название, годы работы; 3 – эпицентры землетрясений*

Сейчас положение начинает исправляться: созданы станции сейсмологических наблюдений в гг. Петрозаводске, Сыктывкаре и Архангельске, начинает разворачиваться сейсмологическая сеть Северо-Запада России [2].

Дефицит прецизионной информации о землетрясениях на этих обширныхплатформенных территориях Севера Евразии диктует необходимость развития сейсмотектонических методов на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных и здесь особое значение приобретают современные методы ДЗЗ для оценки геодинамического режима территорий. Спутниковые методы исследования землетрясений стали применяться практически сразу с появлением спутниковых данных. В первую очередь они были связаны со структурными исследованиями: выделением активных современных разломов и структур. У этого метода есть существенный недостаток – невозможность наблюдения короткоживущих геодинамических процессов, связанных с подготовкой и реализацией землетрясения. Поэтому альнейшее развитие получили геофизические методы дистанционных наблюдений: электромагнитные методы исследования землетрясений; использование данных космической тепловой съемки; спутниковая радиолокационная интерферометрия; исследование ионосферных эффектов; тип и характер облачности [3].

В настоящее время накоплено большое количество информации по различным явлениям, наблюдаемым на земной поверхности и в атмосфере в связи с землетрясениями. Составлен каталог, представляющий собой описание землетрясений, для которых отмечены космические, атмосферные, гидрогеологические, акустические, электромагнитные явления, а также самочувствие людей и поведение животных. Каталог содержит описание 1507 событий, начиная с 550 г. до н.э. и заканчивая Измитским землетрясением в Турции 17 августа 1999 г. [3]. В целом, при землетрясениях наблюдаются [3]: различные оптические явления; увеличение температуры воды, почвы и воздуха; рост концентрации газов в приземном слое атмосферы и выбросы газа в атмосферу; резкие изменения погоды (переходы от затишья к буре, грозы); падение атмосферного давление; увеличение концентрации аэрозоля и частоты туманов, дымка; необычное поведение животных; акустические явления; электромагнитные явления в атмосфере и ионосфере; деформации земной поверхности, изменение рельефа.

Для определения методов регистрации большинства перечисленных явлений необходимо соблюдение некоторых условий, связанных с мозаичным характером предвестников, распространением их на больших площадях, короткими временными интервалами, т. е. необходимо быстрое измерение параметров на больших площадях. Этому условию удовлетворяют только дистанционные методы измерений в космическом варианте. В настоящее время можно регистрировать спутниковыми методами следующие параметры: температуру земной поверхности с помощью спутниковой тепловой съемки; концентрацию озона и аэрозоля в атмосфере; вертикальный профиль атмосферы по температуре и влажности; деформации земной поверхности; электромагнитные явления в ионосфере; облачный покров.

Деформация поверхности. Современные спутники (ERS, ENVISAT) не могут дать достаточной информации для организации мониторинга (длинный период наблюдений – от 27 до 44 дней), т.к. необходим, как минимум, 1-2-дневный период наблюдений. Этому требованию более других удовлетворяют системы COSMO-SkyMed и Pleiades. Чувствительность восстановления рельефа земной поверхности должна быть повышена до миллиметров. Необходимо создание спутниковых систем с длиной волны диапазона *L* (15,0-30,0 см) в отличие от современных систем с длиной волны диапазона *C* (3,8-7,5 см). Этот диапазон значительно более устойчив при построении интерферограмм и рельефа. В последнее время стали более широко применяться данные с КА ALOS/PALSAR, TerraSAR-X. Планируется к запуску, работающий в *L*-диапазоне TerraSAR-L и группировка с активными элементами TanDEM-X.

Метод дифференциальной РСА-интерферометрии в последнее время достаточно часто используется для исследования деформаций земной коры [4]. Преимущество РСА интерферометрии перед другими способами измерения деформаций состоит в возможности выделять сантиметровые смещения поверхности, причем размеры самого объекта (например, активного разлома со значительным крипом) могут достигать нескольких десятков километров

[4]. Существуют и ограничения метода, такие как временная декорреляция, происходящая из-за изменения характеристик поверхности, и влияния атмосферных и ионосферных явлений. При использовании пары снимков с малыми перпендикулярными базами ($B^{\perp}$) уменьшается фактор влияния рельефа на получаемый результат и при дополнительном вычитании цифровой модели рельефа, позволяет наблюдать деформации даже в гористой местности. Для того, чтобы уменьшить влияние временной декорреляции обычно рекомендуется использовать снимки с небольшой временной базой.

Еще одним из методов оценки деформаций является **линеаментный анализ.** Была выявлена высокая динамичность систем линеаментов при подготовке землетрясений. Анализ систем линеаментов производился по данным с ИСЗ TERRA/MODIS (диапазон 620-670 нм, пространственное разрешение – 250 м) в Калифорнии, Перу, Турции, Иране, Пакистане и др. [5]. Совместный анализ времени и места происхождения землетрясений и результатов линеаментной обработки космических изображений (рис. 2) показал следующее [5]: 1) за 3-5

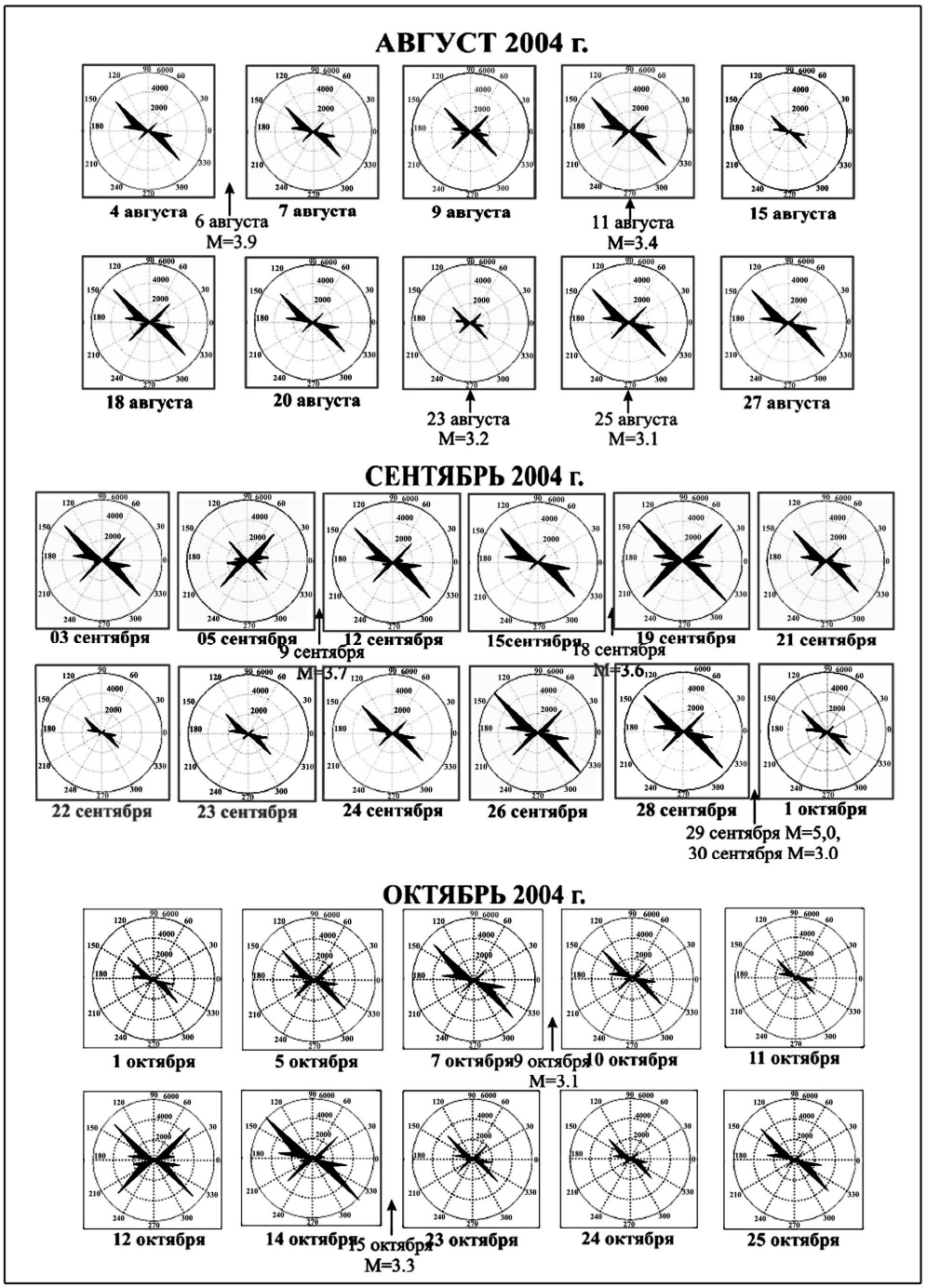


Рис. 2. Розы-диаграммы направленности линеаментов на территории Южной Калифорнии в период с августа по октябрь 2004 г. [4]

дней до землетрясений с $M \geq 4$ плотность секущих линеаментов значительно возросла, достигая максимума в моменты этих землетрясений; 2) в периоды времени больше 3-5 дней до землетрясений и через 3-5 дней после них количество секущих линеаментов существенно снижалось и соответствовало спокойному (фоновому) состоянию для этого региона; 3) выявленная закономерность нарушалась только в моменты свершения более слабых сейсмических событий с $M \leq 3$. Выявленные особенности поведения линеаментов в период подготовки и прохождения землетрясений могут быть использованы для средне-краткосрочного и краткосрочного прогноза землетрясений. Для выявления особенностей влияния более слабых землетрясений на поведение линеаментов требуется проведение дополнительных более тщательных исследований.

Температура поверхности. Современные спутниковые системы дают тепловые снимки с высоким разрешением на местности, высокой чувствительностью (~ 0,1 K) и высокой периодичностью 0,5 ч – 1 день [3]. Спутники NOAA и EOS поставляют ежедневные данные с разрешением 1 км в течение десятилетий. Геостационарные спутники дают изображение земного диска каждые 0,5 ч. Дальнейшее развитие будет связано с микроволновыми всепогодными системами наблюдений. В настоящее время микроволновые радиометры имеют низкое пространственное разрешение ($n \cdot 10 - n \cdot 100$ км). Фундаментальной проблемой тепловой съемки является зависимость тепловых аномалий на земной поверхности от метеорологических процессов, которые маскируют полезный сигнал.

Содержание газов в атмосфере. В настоящее время активно развивается анализ проявлений сейсмической активности в атмосферных явлениях. Одним из признаков активности разломов (хотя и признаваемый далеко не всеми) является появление роя линейных облачных аномалий выявленных по данным ИСЗ МЕТЕОР и NOAA (Морозова, 2005). При этом влияние разломов распространяется, по крайней мере, на всю тропосферу (до 16 км) и сопровождается всплесками электромагнитных излучений над глубинными разломами [5]. Последние были отмечены по трассе пролета спутника «Интеркосмос» [6].

Актуальными становятся методы дешифрирования космических снимков сейсмогенных облаков, трассирующих активизированные разломы, через которые происходит массовая разгрузка литосферных флюидов [7]. Анализ спектральных характеристик сейсмогенных облаков показал, что облака являются не влажными, а сухими атмосферными образованиями, в зоне которых наблюдаются локальные минимумы влагосодержания атмосферы. При наличии над активизированными разломами влажных метеорологических облаков в последних образуются разрывы, обусловленные тем, что атмосферную пыль «разобрали» метеорологические облака. В атмосфере над активизированными разломами разгрузки литосферных флюидов наблюдаются повышенные концентрации CO и выбросы водорода в атмосферу.

Наблюдения газового состава со спутников были весьма редки в прошлом. Озон был единственным газом, который измерялся на регулярной основе. В настоящее время наблюдается взрыв интереса к химии атмосферы. Системы спутников EOS (Aqua и Terra) и ENVISAT являются наиболее многообещающими системами, запущенными в недавнее время [3]. Благодаря работе этих спутников стало возможным измерение концентраций CO и CH_4 в атмосфере.

Электромагнитные наблюдения в ионосфере начали проводиться довольно давно. Такие исследования проводились в СССР и Франции в 1970-1980 гг. На настоящий момент анонсировано несколько новых спутников: 1) французский DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions); 2) итальянский ESPERIA (Earthquake investigations by Satellite and Physics of the Environment Related to the Ionosphere and Atmosphere); 3) два отечественных спутника – «Компас» и «Вулкан». Серьезнейшей проблемой электромагнитных наблюдений является низкое пространственное разрешение.

Исследования состояния ионосферы во время сейсмической активности показали, что над эпицентрами готовящихся землетрясений модифицируются спектры вариаций ряда ионосферных параметров, главным образом в F_2 (Бондур, Смирнов, 2005). Выявленные эффекты могут быть использованы для краткосрочного прогнозирования землетрясений при усло-

вии регулярного оперативного поступления информации о состоянии ионосферы. Решение задач глобального оперативного мониторинга состояния ионосферы могут обеспечить космические навигационные системы GPS и ГЛОНАСС, позволяющие контролировать практически любые сейсмоопасные регионы Земли. Главным условием является наличие эффективных методов восстановления параметров ионосферы по принимаемым радиосигналам (Бондур, Смирнов, 2005). При этом используются измерения параметров радиосигнала на трассе спутник – наземный пункт по наблюдениям с одного пункта (метод радиопросвечивания).

Основные характеристики ионосферных предвестников сильных землетрясений следующие [8]: ионосферные предвестники представляют собой вариации плотности ионосферной плазмы (отклонения от невозмущенного значения), наблюдаемые за 1-5 суток; длительность вариации одного знака невелика и составляет 4-6 часов (в случае очень сильных землетрясений она может быть ~ 12 ч.); в среднем сейсмоионосферные вариации имеют ту же амплитуду, что и ежедневная изменчивость ионосферы (15-25 %), но в определенные моменты местного времени они могут превышать 100 %; знак и форма сейсмоионосферных вариаций зависят от местного времени, и эти зависимости различны для разных регионов планеты и требуют дополнительного исследования в каждом конкретном случае; размер модифицированной области ионосферы на высоте максимума слоя F2 зависит от магнитуды землетрясения; положение максимума модифицированной области в ионосфере не совпадает с вертикальной проекцией эпицентра будущего землетрясения. Полученные в работах [8] результаты, показывают, что в эпицентральной области за 3-5 суток наблюдается рост электронной концентрации в максимуме слоя F_2 с дальнейшим ее уменьшением за 1-3 суток. При этом накануне землетрясения (за 1-2 суток), происходит нарушение пространственно-временного хода максимума электронной концентрации.

В целом, хотелось бы отметить, что перечисленные методы пока находятся на стадии разработки и не нашли широкого применения в практике использования данных ДЗЗ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты».

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. – СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1996. – 185 с.
2. Юдахин Ф.Н.. Старовойт О.Н., Французова В.И., Мехрюшев Д.Ю. Создание Архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Материалы Всероссийской конференции. – Т. 2. – Архангельск: изд-во ИЭПС УрО РАН, 2004. – С. 414-418.
3. Тронин А.А. Космические методы исследования землетрясений. Современное состояние и перспективы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – Вып. 1. – М.: Полиграф сервис, 2004. – С. 33-38.
4. Лебедева М.А., Саньков В.А., Захарова Л.Н., Захаров А.И. Картирование деформаций земной поверхности в зонах активных разломов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы с использованием метода РСА-интерферометрии // Кайнозойский рифтогенез. Материалы Всероссийского симпозиума. – Т. 1. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2010. – С. 198-201.
5. Бондур В.Г., Зверев А.Т., Кузнецова Л.В. Космический мониторинг геодинамических предвестников крупных землетрясений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – Вып. 3. – Т. II. – М.: ИКИ РАН, 2006. – С. 184-189.

6. Морозова Л.И. К вопросу об активности разломов, выявляемых в поле облачности на спутниковых снимках Земли // Исслед. Земли из космоса. – № 2. – 2005. – С. 27-30.
7. Ларкина В.И., Мигулин В.В., Сергеева Н.Г., Сенин Б.В. Электромагнитное излучение над глубинными разломами литосферы по измерениям на спутнике // ДАН. – Т. 300. – № 6. – 1998. – С. 814-818.
8. Люшвин П.В. Спектральные характеристики сейсмогенных облаков // Исслед. Земли из космоса. – № 2. – 2009. – С. 19-27.
9. Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоактивных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // ДАН. – Т. 402. – № 5. – 2005. – С. 675-679.

УДК 550.34

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ АЛТАЙСКОГО И БУСИНГОЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

О.А. Кучай[1], Ю.Л. Ребецкий[2]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Для реконструкции современного поля напряжений Алтае-Саянской области по методу [1, 2, 3] использованы механизмы очагов землетрясений, произошедшие в 1963-2008 гг. (M = 3,3-7,3). Ранее было получено региональное поле напряжений для района исследования. [4, 5]. В настоящей работе проведен анализ полей напряжений для различных участков Алтае-Саянской области и детально исследовано поле напряжений афтершоковых последовательностей двух сильнейших землетрясений: Алтайского 2003 г. (M = 7,3) и Бусингольского 1991 г. (M = 6,5).

Первый этап метода [1] позволяет восстановить ориентацию главных осей напряжений, тип напряженного состояния, коэффициент Лоде-Надаи, коэффициент R_{anz}, показывающий соосность главных осей напряжений и деформаций. При значениях $R_{anz} \leq 0{,}2$ оси считаются коллинеарными. Коэффициент Лоде-Надаи, показывающий тип напряженного состояния с точностью до сложения с гидростатическим давлением изменяется от –1 до +1.

Обработка параметров механизмов очагов землетрясений по методу [1] производилась в узлах сетки 0,25° x 0,25°, для афтершоковых последовательностей 0,02° x 0,02°, 0,05° x 0,05° и 0,1° x 0,1°. Формирование однородных выборок было осуществлено для квазиоднородных доменов. Число событий в однородной выборке было не менее 4.

В расчетах принимало участие 770 землетрясений и афтершоков определенных по методике [6, 7, 8], с использованием регионального годографа, рассчитанного [9] для Алтае Саянской области. Для эпицентральных расстояний более 800 км тип волны определялся по годографу Джеффриса-Буллена. Из-за отсутствия надежного расчета глубин очагов в АСО, глубина принималась равной 15 км.

Результатом реконструкции явились наборы карт напряженного состояния.

Остановимся на ориентации осей максимального девиаторного сжатия. В западной части Алтае-Саянской области, включающей западную часть Горного Алтая, Зайсанскую впадину и ее горное обрамление преимущественная ориентация близгоризонтального сжатия – СЗ. Восточная часть горного Алтая, вплоть до Шапшальского хребта характеризуется субмеридиональным сжатием, либо близгоризонтальным, либо с падением к югу. В Монгольском Алтае ориентация осей максимального девиаторного сжатия совпадает с СЗ простира-

нием геологических структур. Восточнее Шапшальского хребта в Восточных и Западных Саянах ориентация осей становится СВ; наблюдается погружение этих осей к СВ. Южнее Саян в хребтах Танну-Ола ориентация осей сжатия – СВ, но более южные участки земной коры находятся в условиях субмеридионального сжатия. Южнее и восточнее от хребта Сенгилен земная кора характеризуется как субширотным сжатием, так и сжатием СЗ направления. Таким образом, меняется горизонтальная ориентация осей максимального девиаторного сжатия от СЗ на западе до СВ и близширотной на востоке Алтае-Саянской области.

Полученный вывод о разделении района на две зоны с СЗ ориентацией осей Р на западе и СВ на востоке был получен ранее по данным параметров механизмов очагов землетрясений и при расчете сейсмотектонических деформаций [10, 11]. Восстановление полей напряжений методом катакластического анализа позволило провести районирование территории по типу напряженного состояния и уточнить ориентацию осей максимального девиаторного сжатия и растяжения.

Локальные исследования напряженного состояния земной коры охватывали период в 23 года перед Алтайским землетрясением, временной интервал афтершокового процесса (2003-2007 гг.) и общий временной отрезок 1970-2007 гг. Кроме того, анализировались карты напряженного состояния афтершокового процесса, полученные для разных узлов сетки: 0,02° х 0,02° и 0,05° х 0,05°.

По методу [1] восстановлена ориентация осей напряжения по данным механизмов очагов землетрясений на территории ограниченной координатами 48°-52° с.ш. и 85°-90° в.д., произошедшими до Алтайского землетрясения. Реконструкция проводилась для узлов сетки 0,1° х 0,1°.

С запада и юга района исследования оси максимального девиаторного сжатия близгоризонтальны и с небольшими углами погружаются на ЮВ, вблизи эпицентра главного события оси сжатия – ориентированы близвертикально с разнонаправленным погружением. К востоку от очага оси сжатия имеют СЗ, СВ и субмеридиональное направление с погружением как к югу, так и к северу. Из анализа материала следует, что на территориях вблизи очага будущего землетрясения коэффициент Лодэ-Надаи имеет преимущественно отрицательные величины. В более отдаленных южных районах μ принимает положительные значения.

Таким образом, мы видим, что напряженное состояние горных масс вокруг эпицентральной зоны будущего сильного землетрясения достаточно сложное. Значения по параметру $R_{anz} \geq 0{,}2$ показывают, что эллипсоиды тензора напряжений и деформаций не соосны.

За 27-летний период наблюдений (1970-2007 гг.) поле напряжений в областях, окружающих зону главного события и его афтершоков, практически не изменилось. Ориентация осей сжатия в очаговой области сильного события в основном субмеридиональноная, в центральной части афтершоковой области СЗ и в северо-восточной части – субширотная. Коэффициент Лоде-Надаи близок к 0, что соответствует состоянию чистого сдвига. В цетральной части афтершоковой области выделяются участки со значениями больше +0,2 и меньше –0,2, и поэтому объемы земной коры испытывают сжатие со сдвигом и растяжение со сдвигом.

Анализ поля напряжений, рассчитанного по данным механизмов очагов землетрясений по каждой из магнитуд повторных толчков позволяет выявить блочность, проявленную в ориентации осей сжатия и коэффициенте Лодэ-Надаи (рис. 1). Из рис. 1 следует, что оси максимальных девиаторных напряжений сжатия, по афтершокам с $M \geq 5{,}0$ имеют субмеридиональное простирание характерное для территории этого района. Оси сжатия в пределах выделенных однородно-напряженных блоков – близгоризонтальны, в некоторых погружение осей происходит к югу. Коэффицент μ свидетельствует о том, что объемы земной коры испытывают деформации либо сдвига, либо преимущественного горизонтального субмеридионального сжатия.

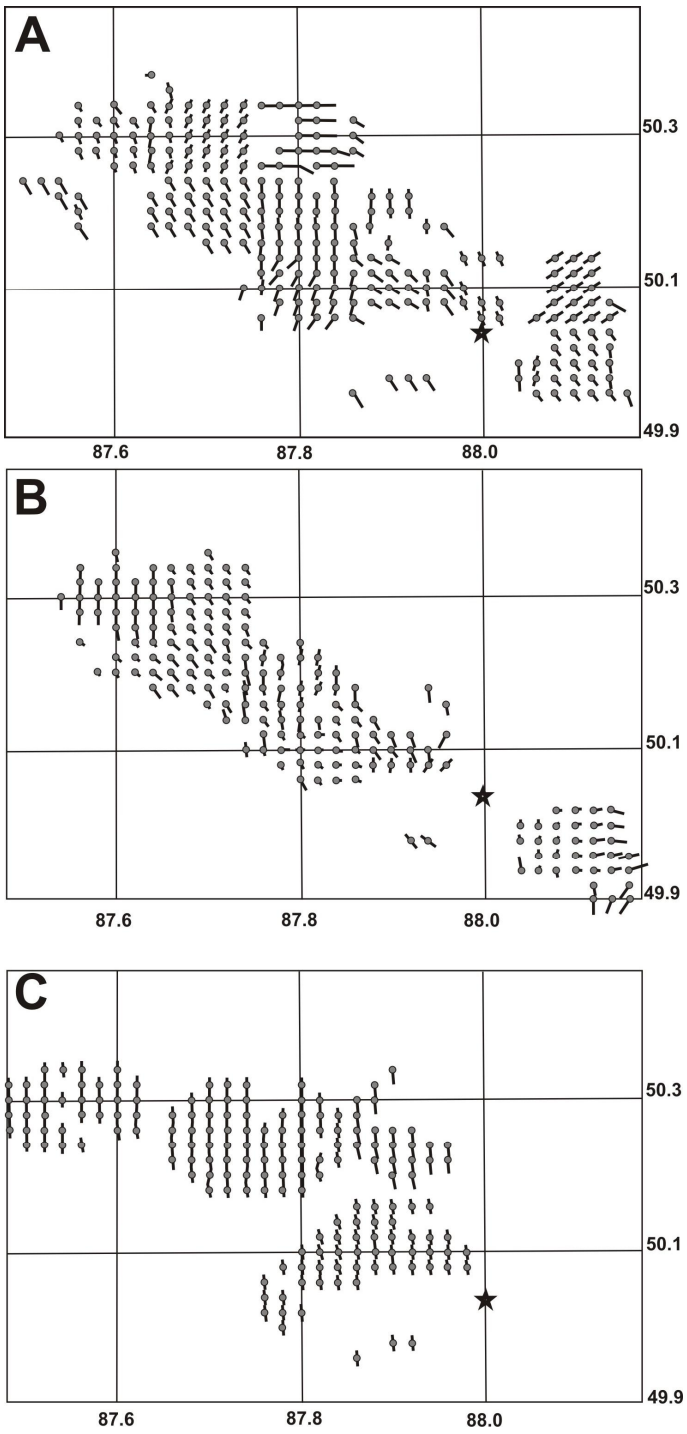


Рис. 1. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного сжатия (A, C, E) по данным механизмам очагов афтершоков Алтайского землетрясения разных магнитуд: 3 ≤ M ≤ 3,6 (A), 3,6 ≤ M ≤ 4,6 (C), M ≥ 5,0 (E). *Черные линии – оси сжатия, направление погружения из точки. Длина зависит от угла наклона к горизонту*

По энергетически более слабым событиям (3,6 ≤ M ≤ 4,6) восстановленое поле напряжений делится на более мелкие объемы земной коры, чем в предыдущем случае, но в пределах Чаган-Узинского блока области с однородным полем напряжений четко не выделяются. Так, западнее главного события, оси максимальных девиаторных напряжений сжатия имеют субмеридиональное и СЗ простирание, при этом в восточной части – субширотное. При преимущественном погружении осей сжатия к югу и ЮВ, отмечается и погружение осей к северу, а на восточной окраине к востоку. Тип напряженного состояния соответствует сдвигу на западе, далее растяжению со сдвигом, сжатию со сдвигом и в восточной части растяжению со сдвигом и сдвигу (рис. 1).

По афтершокам 9 и 10 энергетических классов ($3 \le M \le 3{,}6$) реконструированное поле напряжений так же блочное, но свидетельствует о большем разнообразии в ориентации осей максимальных девиаторных напряжений и диапазоне величин Лоде-Надаи. Оси сжатия расположены горизонтально или погружаются к ЮВ, ЮЗ и югу. Коэффициент μ меняется в диапазоне величин от –0,45 до 0,8, преобладающие значения близки к 0. Это свидетельствует о напряженном состоянии близком к сдвигу или сдвигу со сжатием (рис. 1).

В методе катакластического анализа большое значение придается вопросу, связанному с величиной разбиения района на равномерные площадки в узлах которых формируются однородные выборки. На примере афтершоковой последовательности Алтайского землетрясения (2003-2007 гг.) рассмотрен этот вопрос.

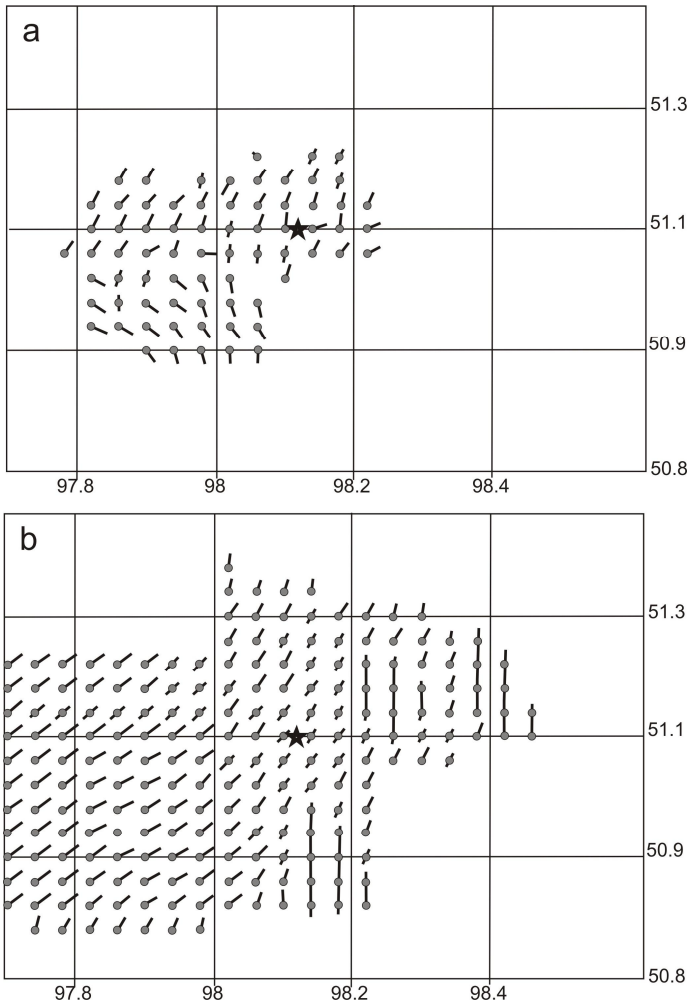


Рис. 2. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного сжатия (A, C, E) по данным механизмам очагов афтершоков Бусингольского землетрясения разных магнитуд: $3{,}3 \le M \le 4{,}5$ (a), $4{,}5 \le M \le 5{,}0$ (*b*). *Черные линии – оси сжатия, направление погружения из точки. Длина зависит от угла наклона к горизонту*

При минимальных площадках разбиения (0,02° x 0,02°) четко выделяются участки с однородным полем напряжений, которые проявляются в ориентации оси максимального девиаторного сжатия и коэффициенте Лоде-Надаи. Плоскость разрыва при Алтайском землетрясении [12] частично расположена в области, где для землетрясений с $M < 3{,}5$ не всегда удается определить механизм очага и соответственно восстановить поле напряжений. Укрупняя площадки разбиения (0,05° x 0,05°), мы получаем поле напряжений, во внутренних частях которого, выделяются области, расположенные вблизи плоскости разрыва. В пределах этих участков происходят наибольшие изменения поля напряжений, т.е. ориентация оси максимального девиаторного сжатия меняет свое направление погружения и ориентацию. Меняется и коэффициент Лодэ-Надаи.

Не останавливаясь подробно на описании полей напряжений земной коры за счет повторных толчков Бусингольского землетрясения, отметим, что оси максимального девиаторного сжатия за счет афтершоков с магнитудами от 4,6 до 5,0 практически для всей рассматриваемой территории ориентированы северо-восток-юго-запад с падением к СВ, выделяется центральная часть с близгоризонтальным простиранием осей сжатия вблизи эпицентра главного события (рис. 2). По афтершокам 10-11 энергетических классов ($3{,}3 < M < 4{,}5$) поле напряжений разделяется на блоки. В южной части направление осей сжатия северо-западное с падением к ЮВ, в северной части северо-восточное с погружением к СВ, в центре области вблизи эпицентра – субмеридиональное.

Таким образом, поля напряжений за счет афтершоковых процессов, восстановленные по разным уровням магнитуд, становятся менее упорядоченными и однородными по мере уменьшения энергии повторных толчков.

Работа была выполнена при частичной поддержке Программой 8 Президиума РАН № 16, интеграционного проекта СО РАН № 44 и РФФИ (проект № 10-05-01042).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
2. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. – Т. 365. – № 3. – 1999. – С. 392-395.
3. Ребецкий Ю.Л. Мониторинг напряженного состояния афтершоковой области Спитакского землетрясения // Докл РАН. – Т. 375. – № 2. – 2001. – С. 239-244.
4. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Тектонические напряжения земной коры Алтая и Саян // Сб. материалов конференции «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов» ISBN 978-5-98180-473-1. – 2007. – С. 150-154.
5. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Сычева Н.А. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горно-складчатых орогенов // Материалы докладов «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле». – Т. 1. – М: ИФЗ РАН, 2009. – С. 358-384.
6. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. – М.: Наука, 1969. – 136 с.
7. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 174 с.
8. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР, Физики Земли. – № 10. – 1979. – С. 14-23.
9. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае Саянской области // Региональные геофизические исследования в Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. – С. 159-169.
10. Жалковский Н.Д., КучайО.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – Т. 36. – № 10. – 1995. – С. 20-30.
11. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. – Т. 48. – № 7. – 2007. – С. 692-723.
12. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Бурканов Е.Е., Платонова С.Г. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 112 с.

УДК. 550.34

ИЗМЕРЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СТРАНАХ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Л.А. Латынина

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Введение. В 60-х годах прошлого века во многих сейсмоактивных областях были созданы полигоны по прогнозу землетрясений и подземные геофизические обсерватории для мониторинга деформаций земной коры с помощью высокочувствительной аппаратуры, в том числе деформографов. В 70-х годах в странах Восточной Европы: в России, в Украине, в Венгрии, Чехословакии и ГДР совместными усилиями были созданы подземные деформационные станции с целью изучения современной геодинамики Карпато-Балканского региона, одного из наиболее тектонической активных районов Альпийского пояса. Обсерватория Тифенорт в Восточной Германии, созданная в соляном руднике, была ориентирована на решение технических и методических задач. В 1960 г. Международным союзом геодезии была создана постоянно действующая комиссия по современным движениям земной коры, президентом которой был выбран член-корреспондент АН СССР Ю.Д. Буланже. Под его руководством в 1970-1980 годы в рамках Комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран (КАПГ) выполнена работа по Международному проекту изучения современных движений земной коры Восточной Европы. Работы по созданию сети подземных деформационных станций в разных странах выполнялись при поддержке этой комиссии. Наметить решение задач технического плана на рудниках Тифенорта удалось за первые 3-4 года наблюдений. Работы по изучению геодинамики Карпато-Балканского региона продолжаются до настоящего времени.

Обсерватория Тифенорт в Германской Демократической республике. Институтом Физики Земли АН СССР и Центральным Институтом физики Земли Академии Наук Германской Демократической республики была создана деформационная станция в Германии, в соляных рудниках Тифенорта на глубине 500 м. Здесь существовала обсерватория по изучению земных приливов и в 70-ые годы немецкими геофизиками был выполнен большой объем работ по изучению приливных наклонов в зависимости от атмосферных воздействий и техногенных нарушений. В 1977 г. ими смонтирован проволочный деформограф с базой 25 м и с индуктивным преобразователем. Работа проведена в рамках КАПГ. В России к этому времени работало несколько станций, оборудованных штанговыми деформографами с базой 20 и более метров. Возникла идея, поддержанная Ю.Д. Буланже, поставить на станции Тифенорт параллельно с немецким проволочным прибором штанговый прибор с оптическим преобразователем. Немецкий прибор имел преимущества перед штанговым при изучении земных приливов. Он был снабжен более чувствительным преобразователем. Но дрейф штангового прибора мал, что важно при изучении техногенных долговременных деформаций, связанных с горными работами. В течение 1978-1979 гг. немецкий деформограф зарегистрировал сжатие породы, равное $4 * 10^{-7}$, российский – деформацию, близкую к нулю. По двум разнотипным приборам определены амплитуды земноприливных волн. Они совпадали между собой с хорошей для тех времен точностью (10^{-9}). В результате анализа данных наблюдений и выявления их связей с производственными операциями была разработана методика технического контроля за устойчивостью горных целиков и дана ее оценка для изучаемой территории [1].

Карпато-Балканский регион. Настоящая работа посвящена изучению современной геодинамики Карпато-Балканского региона, одного из наиболее тектонической активных районов Альпийского пояса. Складчатая горная система Восточных Карпат вместе с Южными Карпатами и Динаридами окружают Венгерскую впадину (III) и Закарпатский внутренний прогиб (IV). Последние две структуры образуют Паннонский бассейн и разделяются Пан-

нонским глубинным разломом (рис. 1). Разлом проявляется в геологических и геофизических полях и прослеживается до верхней границы мантии. Между Складчатыми Карпатами и Закарпатским внутренним прогибом проходит глубинный Закарпатский разлом. Здесь были развернуты работы по изучению современных движений земной коры региона. Была создана сеть подземных деформационных обсерваторий, положение которых показано на рисунке. Векторами показаны среднегодовые скорости деформаций на каждой из станций и направление измерений за 5 летний и более длительный период работы.

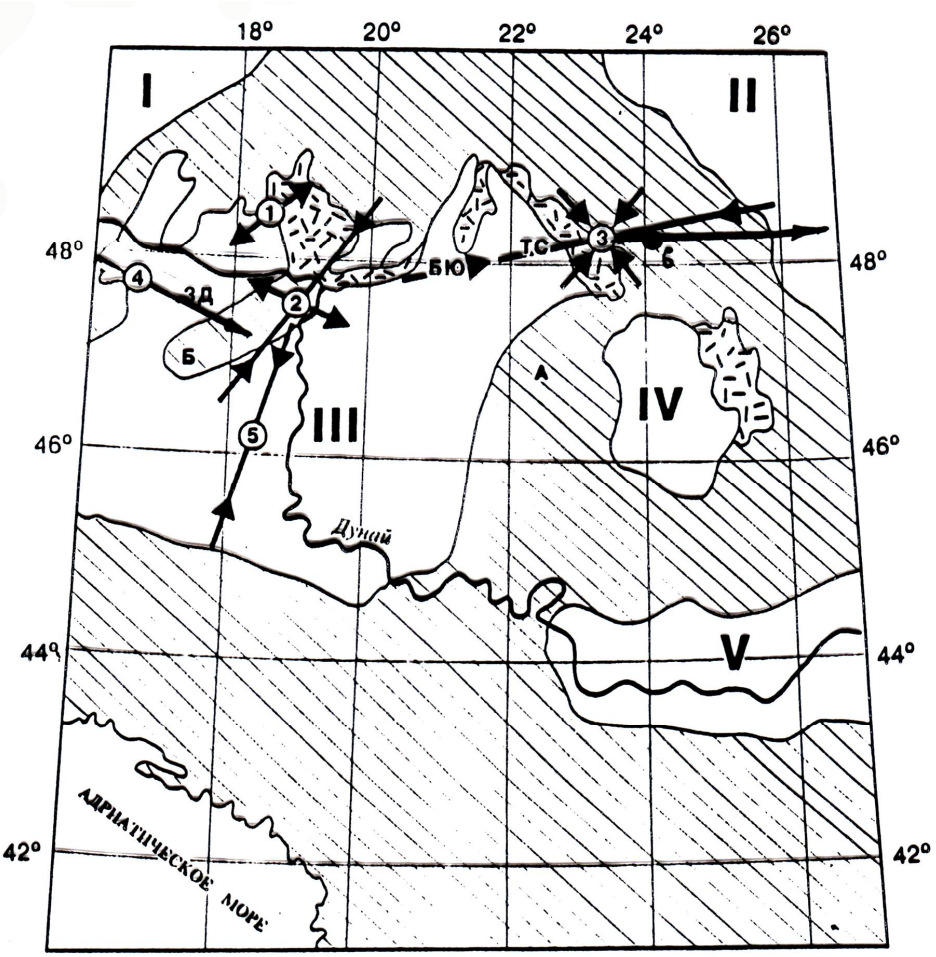


Рис. 1. Схема строения Карпато-Балканского региона. *I – Чешский массив, II – Восточно-Европейская платформа, III – Паннонская депрессия, IV – Трансильвания, V – Мизийская плита, ТС – Закарпатский внутренний прогиб, © - деформационные станции, →↑ – скорости деформаций на станциях: 1 – Вигне, 2 – Будапешт, 3 – Мужиево и Берегово, 4 – Шопрон, 5 – Печ, 6 – КоролевоГеология Карпат. Современные движения земной коры*

Развитие Карпат в неогене представляется в виде подвижек и поворотов четырех плит друг относительно друга. Широко распространена астенолитовая гипотеза. В центре Паннонского бассейна всплывает астенолит, а субстрат растекается к его периферии. Подобная модель объясняет округлую форму бассейна и горные системы на его границах, тонкую земную кору в центре бассейна и утолщение его краевых зон. На периферии нисходящие потоки формируют структуры сжатия. Новейший тектонический этап в развитии Паннонии длится 11 млн. лет. Преобладают области поднятия и области сжатия. Вертикальные смещения в Карпатах дифференцированы и имеют унаследованный характер. В рамках модели по скоростям вертикальных движений можно оценить скорости современных горизонтальных движений. В неогене регион – область активного вулканизма [2-5]. Горизонтальные движения наиболее интенсивны в северо-восточной части Паннонского бассейна и в Восточных Карпатах. Это установлено по геодезическим данным. В период с 1840 по 1908 годы в Карпато Балкан-

ском регионе Венским Военным Институтом проводились угловые измерения Австро-Венгерской триангуляционной сети, во второй половине прошлого века большие геодезические работы на Украине. По результатам анализа данных установлено, что в субширотном направлении происходит сжатие пород, в субмеридианальном направлении – растяжение. В конце 19-го века скорость деформации порядка 10^{-7} в год. Объемная деформация на западе Закарпатского внутреннего прогиба имеет характер сжатия, в востоке – характер расширения [4]. Материалы угловых измерений, полученные 100-150 лет назад, требовали проверки. По инициативе проф. Петера Варги, директора Института геодезических и геофизических исследований ВАН в тот период, был выполнен анализ архивных материалов и проверены расчеты 400 треугольников триангуляционной сети. Среднеквадратичная ошибка определена как ± 0,9 угловых секунд для эпох 19-го века и 0,5 угловых секунд для 20-го. Смещения многих реперов не превышают ошибки измерения. В зонах интенсивных движений архивные материалы представительны и изменения углов за 50-летний период достигают 2-3 секунд, а горизонтальные смещения, 10-30 см [6]. Карпато-Балканский регион характеризуется высокой сейсмической активностью. Сильнейшие землетрясения с магнитудой до 7,5 происходят в зоне Вранча. Закарпатский внутренний прогиб – наиболее активная зона Украины с неоднородной земной корой, с разрывными нарушениями, большими градиентами смещений и контрастами в проявлениях сейсмичности. Мозаичность структуры определяет существование зон повышенной сейсмической активности класса K = 13-14. Последние ощутимые землетрясения произошли в районе г. Берегово 7.04.1931 г., 24.10.1965 г., 25.09.1977 г. с интенсивностью 6-7 баллов и с магнитудой M более 5. Отмечены изменения в характере современных движений земной коры в те периоды [6, 7]. Создание в 1960-1970 годы Карпатского геодинамического полигона стало необходимым. Отчет о полученных на полигоне научных результатах появился в виде научной монографии, созданной большим коллективом сотрудников Института. Она дает ясное представление о роли, которую сыграл в те годы проф. Ю.Д. Буланже [7].

Сеть подземных деформационных обсерваторий в Карпато-Балканском регионе, их описание. Рассмотрены перспективы метода подземных деформационных измерений. Период их создания 1970-1990 годы. Работа проводилась Академиями Наук России, Украины, Венгрии и Словакии. Три станции созданы на Украине в районе Восточных Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба (Мужиево, Берегово, Королево), три в Венгрии в области Паннонской впадины (Будапешт, Шопрон, Печ), одна станция Вигне в Словакии, в предгорьях Западных Карпат. Информацию о фоновых движениях Восточно-Европейской платформы, дает Российская обсерватория Протвино. На всех перечисленных станциях установлены кварцевые штанговые деформографы, разработанные и изготовленные в ОКБ ИФЗ РАН и показанные на схеме. На первом этапе работ использовались оптические преобразователи. Позже на венгерских станциях и на станции Вигне были установлены емкостные преобразователи, созданные в Институте ВАН. Наиболее совершенный емкостной преобразователь с высококачественной механикой и малым дрейфом создан в ОКБ ИФЗ РАН и работает на станции Протвино и на некоторых станциях бывшего Советского Союза.

Таблица 1

Параметры деформографов на станциях Будапешт и Медео

Приборы	**Обсерватория**		**Чувствительность (сигнал на мм записи)**
	База в м	**Будапешт**	**к смещениям к деформациям**
Деформограф 1	21,3	114°, W 24° N	0,01 мк $5 \cdot 10^{-10}$
Деформограф 2	13,8	38°, N 38° E	0,01 мк 10^{-9}
		Медео	
Деформограф 1	27,5	37°, N 37° E	0,103 мк $3,75 \cdot 10^{-8}$
Деформограф 2	11,4	73°, N 73° E	0,122 мк $10,70 \cdot 10^{-8}$

В таблице 1 даны параметры деформографов для двух станций: Будапешт (Венгрия) и Мужиево (Украина). На первой использован емкостной преобразователь и его чувствительность на порядок выше, на второй оптический. Другие станции им подобны. Об их особенностях будет сказано ниже. Первая станция в Венгрии создана в 1980 г. Петером Варга. Приборы размещены в обсерватории Геофизического института им Л. Этвеша (φ = 47°33′, λ = 19°01′), которая располагается в карстовых пещерах Матьяшеги вблизи г. Будапешта. Дана схема станции [8]. Параметры двух кварцевых деформографов приведены в таблице. Использованы данные наблюдений за периоды 1980-1984 гг. и 1987-1990 гг. Деформационный процесс на станции знакопеременный. В близширотном направлении за 7-летний период произошло расширение породы со средней скоростью $+1{,}2 \cdot 10^{-7}$ в год. Второй прибор близмеридиональной ориентации регистрировал сжатие со средней скоростью до $30 \cdot 10^{-7}$ в год. Видимо, это эффект Западных Карпат, перпендикулярно к простиранию которых проводится измерение. Вторая станция Шопрон (φ = 47°40′, λ = 16°30′ W) Института геодезических и геофизических исследований ВАН (GGRI) находится в восточной части Венгрии и располагается в штольне, пройденной в гнейсах. База прибора – 22 м, его азимут 116°. В период 1991-1997 гг. регистрируется сжатие породы со скоростью, изменяющейся от 0 до $2 \cdot 10^{-6}$ в год. Затем в течение 8 лет скорость была равна $6 \cdot 10^{-6}$. Вероятно, это инструментальный дрейф. Но его причины пока не определены. Станция ориентирована на изучение земных приливов. Станция Печ работает в урановых рудниках, на большой глубине при высоких температурах. Изменения деформаций на порядок больше общепринятых и, видимо, имеют техногенное происхождение. После закрытия станции Печ институт GGRI в той же зоне организовал станцию Бакония, где проводятся исследования инструментального дрейфа двумя деформографами разной базы [9]. Станция Вигне (λ = 18,8°, φ = 48,5°) располагается в предгорьях Западных Карпат. Кварцевый экстензометр с базой 20, 5 метров, в азимуте 55°, параллельно простиранию горного массива, установлен в разведочной штольне, пройденной в гранитах. Измерения ведутся с 1984 г. Это самая благополучная станция в регионе. Регистрация ведется непрерывно уже более 25 лет. Происходит плавное расширение породы со скоростью $(4\text{-}5) \cdot 10^{-7}$ [10]. На Украине две станции Мужиево (φ = 48,2°, λ = 22,7°) и Берегово были организованы в активной зоне Береговского холмогорья. Первая станция размещена в штреках рудника Мужиево, пройденных в туфах, вторая в 1990 г на окраине города Берегово. и размещена в бывших грибных теплицах на глубине 10-12 м. Расстояние между станциями – 8 км. Длина выбранной в горе Мужиево штольни около 1 км, отсек, занимаемый станцией 100 м. Станция существовала с 1985 по 1991 г. и ликвидирована, когда были возобновлены горные работы. Параметры двух деформографов станции даны в таблице 1. Медленные деформации в субширотном направлении имеют характер сжатия и происходят со скоростью $(5\text{-}6) \cdot 10^{-7}$ в год, в субмеридианальном направлении – интенсивного сжатия со скоростью – $(30\text{-}40) \cdot 10^{-7}$ в год. [6, 11]. Станция Берегово работала в период с 1990 г. по 1993 г. Работали два деформографа: длиной 22 м и длиной 6,5 м в направлениях, диагональных к направлениям географических осей. Условия на станции Берегово не благоприятны для решения геодинамических задач. Но надо иметь в виду, что стоимость подземных станций велика, а для изучения тектонических процессов необходима сеть станций. Приходится использовать имеющиеся подземные выработки и принимать дополнительные меры по их переустройству и компенсации метеорологических помех. Характер деформационного процесса на станции Берегово после проведенных операций подобен характеру деформаций на станции Мужиево. Вопрос о природе больших деформаций на малых базах, который венгерские коллеги пытаются решить на станции Бакония [8, 11], здесь удалось разрешить. С 1999 г. в восточной части Закарпатского прогиба работает станция Королево (23,14° 48,16°). Она находится на границе с Выгорлат-Гутинской вулканической грядой. Эта область молодого вулканизма, интенсивного расширения земной коры в широтном направлении в противоположность зоне на западе Закарпатского прогиба. В отдельные годы скорость расширения достигала $70 \cdot 10^{-7}$ [6]. Расширение продолжается до настоящего времени. Компенсация воздействия множества метеофакторов: осадков, изменения уровня водных горизонтов на

разных глубинах и т.д. не сняла большие бухтообразые аномалии в ходе деформаций. Станция расположена на участке, где проявления современной тектоники чрезвычайно интенсивны и видимо, не до конца изучены. С ними могут быть связаны аномальные явления.

Угловые измерения. Данные измерений сетью деформационных станций сравниваются с результатами угловых измерений, выполненных в Австро-Венгрии в 1840-1908 гг., в Венгрии в 1925-1942 гг. и после 1950 г., на Украине на территории Закарпатского внутреннего прогиба после 1970 [4]. По деформационным данным в зоне Закарпатского прогиба происходит сжатие в широтном направлении со скоростью $-30 \cdot 10^{-7}$ в год и расширение в меридианальном направлении порядка $+10 \cdot 10^{-7}$ в год. Оси главных деформаций по данным геодезических измерений за 120-летний период имеют ту же ориентацию, что дала сеть деформационных станций, а их средние скорости в 20 раз меньше. Различие в скоростях деформаций вполне объяснимо различием пространственно-временных масштабов изучаемых объектов.

Заключение

1. Ориентация главных деформаций земной коры Закарпатья по данным сети подземных деформационных станций совпадает с результатами анализа геодезических данных за более чем вековой период. Это значит, что процессы, фиксируемые локальными методами, имеют региональное происхождение. Эти методы обладают большим пространственно-временным разрешением и высокой чувствительностью. В этом их ценность.

2. Целесообразно иметь в регионе не 1-2 подземных станций, а их сети. Пригодными для изучения тектонических сигналов являются не только сложные подземные туннели, но и более дешевые сооружения, если регистрируются все возможные метеорологические и антропогенные воздействия и проводится компенсация их влияния на изучаемый процесс.

3. Карпатский геодинамический регион создан как прогностический для изучения сейсмичности региона. Хотя сильнейшие землетрясения региона имеют умеренную магнитуду – 5-5,5, их изучение может внести вклад в развитие прогностической тематики. Землетрясения происходят в неоднородном поверхностном слое до глубин порядка 15 км. Разрыву может предшествовать не упругая деформация среды, а ее трещинное течение. Вулканические образования, видимо, снижают прочность земной коры, поэтому размеры очагов землетрясений и зона их влияния увеличены. Могут существовать иные, чем в Альпах, механизмы землетрясения и иные возможности обнаружить их предвестники. Проведение работ по изучению природы сейсмичности на Карпатском геодинамическом полигоне имеют перспективы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Latynina L.A., Karmaleeva R.M., Harwardt H., Simon D. Uber die Ergebnisse von Strainmeters registrierungen in Tiefenort // Int. symp. – Potsdsam, 1981. – PP. 676-692.
2. Чекунов А.В. Принципы строения и эволюции юга Европейской части СССР // Геотектоника. – № 5. – 1987. – С. 25-41.
3. Грачев Ф.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В. Современные движения земной, коры, новейшая тектоника и физические свойства Карпато-Балканского региона // Физика Земли. – № 9. – 1987. – С. 3-15.
4. Сомов В.И., Рахимова И.Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. – Киев: Наук. Думка, 1983. – С. 144.
5. Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья – М.: Наука, 1964. – 252 с.
6. Варга П., Вербицкий Т.З., Латынина Л.А., Бримих Л., Ментеш Д., Сзадески-Кардос Д., Еперне П.И., Гусева Т.В., Игнатишин В.В. Горизонтальные деформации земной коры в Карпатском регионе // Наука и технология в России. – № 7 (58). – 2002. – № 1 (59). – 2003. – С. 5-8.

7. Карпатский геодинамический полигон / Отв. ред. Подстригая Я.С., Чекунов А.В. – М.: Советское радио, 1978. – 137 с.
8. Latynina L., Szabo Gy., Varga P. Observations of the deformation of the Earth crust in the «Matyashegy» cave near Budapest // Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. – Vol. 19 (3-4). – 1984. – PP. 197-205.
9. Mentes Gy. Observations of recent tectonic movements by extensometers in the Pannonian Basin // Journal of Geogynamics. – № 45. – 2008. – PP. 169-177.
10. Brimich L., Latynina L. Kohut I. Study of extensometric measurements in non tidal frequency domain at the Russian and Slovak stations // Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences. Contributions to Geophysics and Geodesy. – Vol. 38-4. – 2008. – P. 429-440.
11. Латынина Л.А., Вербицкий Т.З., Игнатишин В.В. О деформационных процессах в северо-восточной части Карпато-Балканского региона // Физика Земли. – № 4. – 1995. – С. 3-16.

УДК 550.24

ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ КРИТИЧЕСКОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ В СТАБИЛЬНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ РОССИИ

В.Т. Левшенко, Е.А. Рогожин, С.Л. Юнга

Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Введение. В настоящее время особую актуальность приобретает оценка сейсмической опасности объектов критической инфраструктуры в стабильных континентальных областях России.

В работе предложены ключевые направления полномасштабной программы исследований, опирающейся на привлечение детальных исходных материалов геологических и инженерно-геологических изысканий на территории Европейской части России, Урала и Сибири. Основное содержание исследований резюмировано ниже.

1. Составление комплекта карт детального сейсмического районирования 1:1 000 000 для районов действующих и проектируемого строительства объектов критической инфраструктуры Европейской части России, Урала и Сибири с повторяемостью 1 раз в 1000 лет для проектного землетрясения (ПЗ) и 1 раз в 10000 лет для максимального расчетного землетрясения МРЗ.

1.1. Уточнение Общего Сейсмического Районирования (УОСР). Детальное сейсмическое районирование территории Европейской части России, Урала и Сибири планируется с учетом действующей карты ОСР-97 и результатов предшествующих работ. Необходимо в максимальной степени принимать во внимание всю информацию, которую могут дать различные методы [Бугаев и др., 2001; Levshenko, Yunga, 2005]. Соответственно уже при начале таких работ должна учитываться также и вся другая информация, полученная иными методами.

Проводится сбор фондовых и литературных материалов по характеристике сейсмотектонических провинций, сейсмогенерирующих зонах, учет оценки сейсмичности на базе обосновывающих материалов ОСР-97.

Составляются:

- структурно-тектонические карты осадочного чехла и кристаллического фундамента;
- карта неотектоники;
- карты структурного и инженерно-геологического бурения;
- геоморфологические карты;
- карты гелиевых и радоновых съемок для выявления разломов;

– и др. картографические материалы.

Точность картирования, а, следовательно, и точность исходных материалов для каждого из видов работ должна соответствовать выбранному масштабу исследований. Оценка максимальных и проектных сейсмических воздействий на территорию исследований ведутся в 3 масштабах (масштабы: 1:1 000 000-1:500 000; 1:200 000-1:100 000; 1:50 000-1:10 000):

– оценка параметров сейсмического режима (угол наклона графиков повторяемости, сейсмическая активность);
– оценка неопределенности в определении M_{max}, $M_{мрз}$, $M_{пз}$ параметров сейсмических воздействий (баллы, ускорения);
– определение ПЗ, МРЗ заданной вероятности непревышения для естественных и техногенно измененных условий;
– расчеты количественных параметров сейсмических воздействий, синтезирование акселерограмм, спектра реакций и др.

1.2. Оценка сейсмического потенциала Ммах и иная параметризация сейсмогенерирующих зон с анализом их выраженности в геофизических полях.

1.2.1. Кластерный анализ и внерегиональный метод оценки $M_{мах}$. При этом подходе принимается во внимание разработанная в ИФЗ РАН проблемно-ориентированная база данных, опирающаяся на следующие геологические критерии сейсмичности:

– неотектонические движения;
– тектоническая информация (плотность разломов и др.);
– гравитационные аномалии;
– рельеф поверхности Земли;
– сейсмическая активность;
– мощность земной коры.

Такой признак как плотность разломов отождествляется с мерой раздробленности среды. Высота рельефа поверхности Земли отражает комплексное сочетание эндогенных процессов поднятия, опускания и горизонтальных перемещений; экзогенных эрозионных и аккумулятивных процессов, а также прочности, монолитности, раздробленности и петрографического состава пород, обнажающихся на дневной поверхности. Большим значениям модуля градиента высот дневной поверхности могут соответствовать большие значения магнитуд землетрясений. Связь аномалий силы тяжести со структурами земной коры практически прямая. Признак несет информацию о распределении плотностных неоднородностей в земной коре. Изостатические аномалии силы тяжести создаются некомпенсированными массами литосферы, не учтенными при вычислении поправок также в случаях их компенсации, и, кроме того, плотностными неоднородностями в глубинах мантии. Рельеф поверхности Мохо является важнейшим разделом в структуре литосферы, относящемся к подошве земной коры. С сейсмичностью, возможно, связаны градиентные зоны, отражающие границы глубинных блоков и области аномальных значений, отвечающие интенсивно протекающим эндогенным процессам [Рейснер и др., 1993].

1.2.2. Информационное моделирование методом функций отклика. Система настроена на обработку заданных на регулярной сетке узлов таких типов данных, как плотность разрывных нарушений, топографический рельеф, гравитационные, тепловые и другие геофизические поля, объединенные и нормированные в стандартизированном формате. Особое преимущество такая постановка проблема приобрела в последнее десятилетие для платформенных регионов, где количество землетрясений недостаточно для использования стандартных методов детального сейсмического районирования. Опыт конструктивного использования данного направления исследований накоплен в Западно-Уральском регионе. Основные вычисления связаны с нахождением функции прогноза $M_{мах}$ от геолого-геофизических признаков. Для этого создается выборка пунктов, для которых наряду со значениями геолого-геофизических признаков указаны значения $M_{мах}$. Параметры прогнозирующей функции на-

ходятся из условия наилучшей аппроксимации экспертных оценок в пунктах выборки. Найденная по выборке эмпирическая закономерность, связывающая оценки M_{max} с некоторым набором геолого-геофизических признаков, экстраполируется на всю территорию региона [Блинова, Маловичко, 1998]

1.2.3. Метод сравнительного анализа сейсмотектонических и геологических деформаций. Проблема ДСР и оценки геодинамических условий зон ВОЗ ассоциируется с необходимостью привлечения к анализу многих разнородных геолого-геофизических факторов. Учет роли этих факторов в терминах тектонических деформаций обеспечивает единую тектонофизическую основу для рассмотрения проблемы в целом. Так, проведение специализированного комплекса исследований неотектонических вертикальных движений земной коры открывает возможность провести оценки скоростей деформаций, что дает весьма существенную информацию, обеспечивающую первую составляющую в формулировке проблемы. С другой стороны, основываясь на законе повторяемости землетрясений и корреляционной зависимости сейсмического момента от магнитуды, можно получить независимое аналитическое выражение для оценки макродеформаций, ее зависимости от максимальной магнитуды землетрясений Ммах и параметров сейсмического режима. Сравнение указанных оценок оставляет помимо Ммах свободной одну константу, которую представляется возможным зафиксировать, исходя из соображений о наличии ограничений на предельную возможную величину магнитуды землетрясений в конкретных условиях исследуемого региона. Тем самым в совокупности открывается возможность оценки последующего картирования M_{max}. Оценка величины Ммах основных сейсмогенных зон территории проводится на базе реконструкции новейших изгибных деформаций земной коры региона и аналитической оценки сейсмотектонических деформаций на основе данных о сейсмичности [Грачев и др., 1996].

1.2.4. Детальный морфоструктурый анализ на базе космических данных современной радарной съемки. Цифровые модели рельефа (ЦМР) в настоящее время активно вовлекаются в геоморфологические исследования. Предусматриваются морфометрические расчеты, включающие вычисления уклонов (градиентов), экспозиции склонов и кривизн. Эти параметры в произвольной точке растровой ЦМР рассчитываются с использованием соседних ячеек в скользящем окне. Предлагается использовать дистанционные данные Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) – радарной топографической съемки поверхности земного шара, произведенной методом радарной интерферометрии с борта американского челнока Shuttle [Zyl, 2001]. Разрешение глобальной цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM равно трем арксекундам, что для исследуемой территории составляет около 65 х 90 м соответственно по долготе и широте. При этом шаг по долготе на исследуемой территории несколько увеличивается с севера на юг приблизительно на 5 м. Следует заметить, что выбор пространственного разрешения (масштаба) растровой модели определенным образом накладывает ограничения на последующие морфометрические вычисления. Это относится к градиенту, экспозиции склонов и другим переменным, величины которых реагируют на заданные размеры ячейки растровой модели. Получение количественных морфологических сведений о форме и структуре земной поверхности служит базовой геоморфологической процедурой, способствующей содержательному исследованию геодинамических аспектов современных и новейших деформационных процессов, развивающихся в земной коре. Преимущество такого количественного морфологического подхода заключается в возможности абстрагироваться от неоднозначности и неопределенности в геоморфологическом описании, сосредоточившись на объективных морфометрических показателях. Расчеты приурачиваются к характерным точкам разрывных зон региона, в качестве которых выбираются концевые точки и середины прямолинейных отрезков разломов. Анализ проводится последовательно и состоит из подготовительных и основных этапов. На первых двух подготовительных этапах, выполняемых в произвольном порядке, рассчитывается положение центров сегментов разломов (даже если разлом состоит из одного сегмента) и подготавливаются приуроченные к узловым точкам сегментов разлома узлы, находящиеся в пределах окружностей заданного радиуса, призван-

ные покрыть все узловые точки сегментов. Таким образом, создается набор точек, определяющих покрытие зон разломов. Далее проводится специфическая для последующего анализа srtm-данных привязка всех узловых точек покрытия к индексам таблицы последовательно рассматриваемых в произвольном порядке наборов srtm-данных, обеспечивающих полное покрытие региона. Определяются географические координаты srtm-данных. Далее на следующем шаге эта информация используется для расчета средних высот, дисперсии, параметров их градиентов и кривизн. На основании методического руководства РБ-019-01 эти данные используются для оценки значений Ммах для сценарных землетрясений в выделенных ранее зонах ВОЗ и интенсивности сейсмических воздействий МРЗ и ПЗ [Бугаев и др., 2001. В заключение на весьма важном в теоретико-методическом и прикладном аспекте рассчитываются вариации магнитуд сценарных землетрясений, МРЗ и ПЗ.

1.2.5. Сейсмический потенциал и локальные напряжения второго уровня, обусловленные гравитационными аномалиями. Здесь главный интерес представляют расчетные напряжения в верхней части коры, обусловленные распределением плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии, и анализ связи этих напряжений с параметрами сейсмичности. Для расчета напряжений в верхней части коры используется подход, в рамках которого литосфера, лежащая на эффективно жидком основании, представляется в виде набора упругих слоев, в каждом из которых упругие параметры считаются постоянными, а плотность меняется по горизонтали. Описанные вкратце методика и построенная плотностная модель литосферы были использованы для расчета шести независимых компонент тензора напряжений в земной коре в узлах сетки 10' x 15' на глубине 10 км. Это значение было выбрано по следующим причинам. Во-первых, результаты расчетов на глубинах 3-20 км наиболее устойчивы, так как упругие параметры модели в этом диапазоне определяются наиболее надежно. На больших глубинах значения эффективных модулей упругости существенно зависят от ряда факторов, которые к тому же могут сильно меняться в пределах исследуемого региона. Во-вторых, около 97 % землетрясений в регионе происходит на глубинах до 15-20 км. Работы по Байкальской рифтовой зоне показали, что расчетные напряжения в верхней части коры плавно меняются с глубиной: при ее увеличении происходит некоторое сглаживание коротковолновой составляющей, обусловленной резкими горизонтальными вариациями рельефа и приповерхностных плотностных неоднородностей [Кабан, Юнга, 2000]. Таким образом, значения локальных напряжений могут быть успешно сопоставлены с данными о сейсмичности. Различия в строении и физических характеристиках земной коры являются источником дополнительных напряжений, разрядка которых может приводить к землетрясениям. Совместное рассмотрение интенсивности напряжений и магнитуд землетрясений в пределах Восточно-Европейской платформы показывает наличие определенной корреляции между ними. Тем самым, открывается возможность использовать фактор напряженного состояния для прогнозной оценки возможной максимальной магнитуды землетрясений, эпицентры которых, вместе с тем, вероятнее всего должны быть пространственно приурочены к геодинамически активным активным зонам.

1.2.6. Составление каталогов землетрясений.

1.2.7. За исторический и инструментальный периоды наблюдений на основании обобщения и анализа литературных и фондовых материалов должны быть составлены каталоги землетрясений и сейсмических событий, идентифицируемых как взрывы. При подготовке каталога землетрясений должен использоваться генеральный каталог землетрясений Северной Евразии, созданный в Институте физики Земли РАН, а также все другие доступные литературные источники и фондовые материалы.

1.2.8. Должны быть проанализированы данные коллективной монографии под редакцией А.А. Маловичко, Н.В. Шарова, Ю.К. Щукина (2007) и на этой базе составлены каталоги исторических и инструментальных землетрясений, а также каталоги техногенных сейсмических событий взрывной природы для Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

1.2.9. Следует создать новую версию каталога событий ВЕП на основе расширенного бюллетеня Европейского сейсмологического центра ISC в международном формате расширенного бюллетеня ISC за весь доступный период вплоть до середины 2013 г. При этом необходимо учесть классификацию по типам сейсмических событий в зависимости от их генезиса (разрушительное землетрясение, ощутимое землетрясение, известное землетрясение, подозреваемое землетрясение, известный горный удар, подозреваемый горный удар, известное индуцированное событие, подозреваемое индуцированное событие, известный рудный взрыв, подозреваемый рудный взрыв, известный химический взрыв, подозреваемый химический взрыв, известный экспериментальный взрыв, подозреваемый экспериментальный взрыв, известный ядерный взрыв, подозреваеымй ядерный взрыв, оползень, неидентифицированное событие, недиагностируемое событие).

1.2.10. Необходимо провести исследования каталога ISC и на этой основе выработать соответствующие критерии обнаружения возможных землетрясений. Следует исследовать пространственно-временные факторы и определить степень группируемости событий в пространстве и по времени.

1.2.11. Выполнить объединение и унификацию всех выборок, устранить противоречия в материалах последних лет, и создать сводный каталог землетрясений в едином формате, а также каталог техногенных событий.

2. Составление типового набора акселерограмм и параметров сейсмических воздействий для расчета сейсмостойкости АЭС, расположенных на Европейской части России, Урале и в Восточной Сибире.

2.1. Сейсмичность промплощадки и параметры МРЗ и ПЗ должны определяться с учетом совместного анализа результатов работ по УОСР района размещения АЭС и СМР промлощадки с учетом данных об исходных сейсмических воздействиях на промплощадке.

2.2. Результаты работ по УОСР районов размещения АЭС и СМР промплощадок должны включать:

- карты-схемы геодинамических зон и активных разломов района размещения АЭС и ее промплощадки;
- карты-схемы зон ВОЗ района размещения АЭС;
- карты-схемы СМР площадки АЭС для естественных и техногенно измененных условий;
- пояснительные записки к картам-схемам геодинамических зон и активных разломов, зон ВОЗ, СМР;
- параметры ПЗ и МРЗ, включая интенсивность, максимальные ускорение (скорость, перемещение), период и длительность сейсмических колебаний,
- акселерограммы землетрясений при характерных типах сейсмических воздействий для естественных грунтовых условий и с учетом их возможных техногенных изменений и спектры реакции (ответа).

2.3. МРЗ и ПЗ должны характеризоваться средним значением и стандартным отклонением балльности и параметров сейсмического воздействия: максимальных ускорений, периода и длительности фазы интенсивных колебаний, а также набором аналоговых или синтезированных акселерограмм и спектров ответа, моделирующих характерные типы сейсмических воздействий на площадке АЭС.

2.4. В соответствии с действующим нормативным документом НП-031-01 набор синтезированных акселерограмм строится с учетом максимального ускорения грунта и спектров коэффициентов динамичности. При этом максимальные ускорения грунта в обоих горизонтальных направлениях следует принимать одинаковыми. Максимальное ускорение грунта в вертикальном направлении рекомендуется принимать на уровне 2/3 от максимального ускорения грунта в горизонтальном направлении.

2.5. В соответствии с положениями НП-031-01 стандартные сейсмические воздействия должны включать:

– сейсмичность площадки (в баллах);
– максимальные ускорения грунта;
– спектр коэффициентов динамичности при различных логарифмических декрементах колебаний δ;
– набор синтезированных акселерограмм грунта.

3. Дополнительные перспективные исследования, триггерные динамические воздействия и деформационные волны.

3.1. Следует провести обобщение теоретических и экспериментальных исследований сейсмотектонических процессов, индуцированных триггерными динамическими воздействиями, установить наиболее вероятные триггерные механизмы активизации современных геодинамических процессов платформенных регионов. Определить параметры сейсмической активизации.

3.2. Проанализировать современную фазу активизации сейсмичности Альпийско-Средиземноморского пояса с учетом влияния этого региона на возможную активизацию сейсмичности ВЕП. Для этого выполнить анализ предшествующих сильнейших землетрясений Альпийско-Средиземноморского пояса, инициировавших возбужденную сейсмичность в регионе Восточно-Европейской платформы, и на его основе, с учетом существующих теоретических моделей, определить пороговый уровень вариаций напряжений, вызывающих триггерные сейсмические эффекты, рассчитать и учесть их сейсмические воздействия в терминах МРЗ и ПЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинова Т.С., Маловичко А.А. Прогноз региональных геодинамически неустойчивых зон для Западно-Уральского региона // Материалы Международной конференции 1997 г. «Горные науки на рубеже XXI века». – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – С. 138-143.
2. Бугаев Е.Г., Калиберда И.В., Лавров И.М., Фихиева Л.М., Бенедик А.Л., Степанов В.В., Шварев С.В., Юнга С.Л. Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов на основании геодинамических данных.. РБ-019-01. – М.: Изд-во Госатомнадзор России, 2001. – 29 с.
3. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Физика Земли. – № 7. – 1996. – С. 3-20.
4. Кабан М.К., Юнга С.Л. К вопросу о влиянии плотностных неоднородностей на напряженное состояние и сейсмичность литосферы Байкала // ДАН. – № 2. – 2000. – С. 231-234.
5. НП-031-01. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций. – М.: Изд-во Госатомнадзор России, 2001. – С. 39.
6. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. – М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1993. – 209 с.
7. Шаров Н.В., Маловичко А.А., Щукин Ю.К. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с
8. Levshenko V.T., Yunga S.L. Concern «ROSENERGOATOM» and Institute of physics of the Earth experience in seismic hazard evaluation for nuclear power plants / Workshop on «IAEA Standards and practice in providing safety to NPPs in relation to natural and human induced External Events». Moscow, Russia. 15-17 March. – 2005. CD-disk.
9. Zyl J.van. The shuttle radar topography mission (SRTM): A breakthrough in remote sensing of topography // ACTA ASTRONAUTICA. – Vol. 48. – № 5 (12). – 2001. – P. 559-565.

УДК: 551.24+550.34+550.3

О СВЯЗИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НЕКОТОРЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ ЗЕМЛИ

И.Н. Литовченко

Институт сейсмологии, г. Алматы, Казахстан

В ходе последних событий в Японии (рис. 1), когда вся планета вступила в этап сейсмической активизации, актуальными становятся исследования в области сейсмотектоники очагов сильных землетрясений в различных регионах Земли. Рассматривались работы зарубежных и российских авторов для некоторых сейсмоактивных регионов [32], где происходили сильные и катастрофические землетрясения. На рис. 2 приведены сейсмоактивные регионы (Западной части Тихого океана, Камчатка, Япония, Курилы, и др.) с представлением наиболее крупных сейсмоактивных разломов (слева) и сейсмичности (справа). И вот, последнее сильнейшее землетрясений с M = 8,9-9,0, которое произошло 11.03.2011 г. в океане неподалеку от о. Хонсю в районе АЭС «Фукусима-1», повлекшее за собой не только тысячи пострадавших, но и цунами, разрушения и многочисленные сильные афтершоки, еще раз подтвердила необходимость исследовать причины таких катаклизмов (рис. 1) [17, 34].

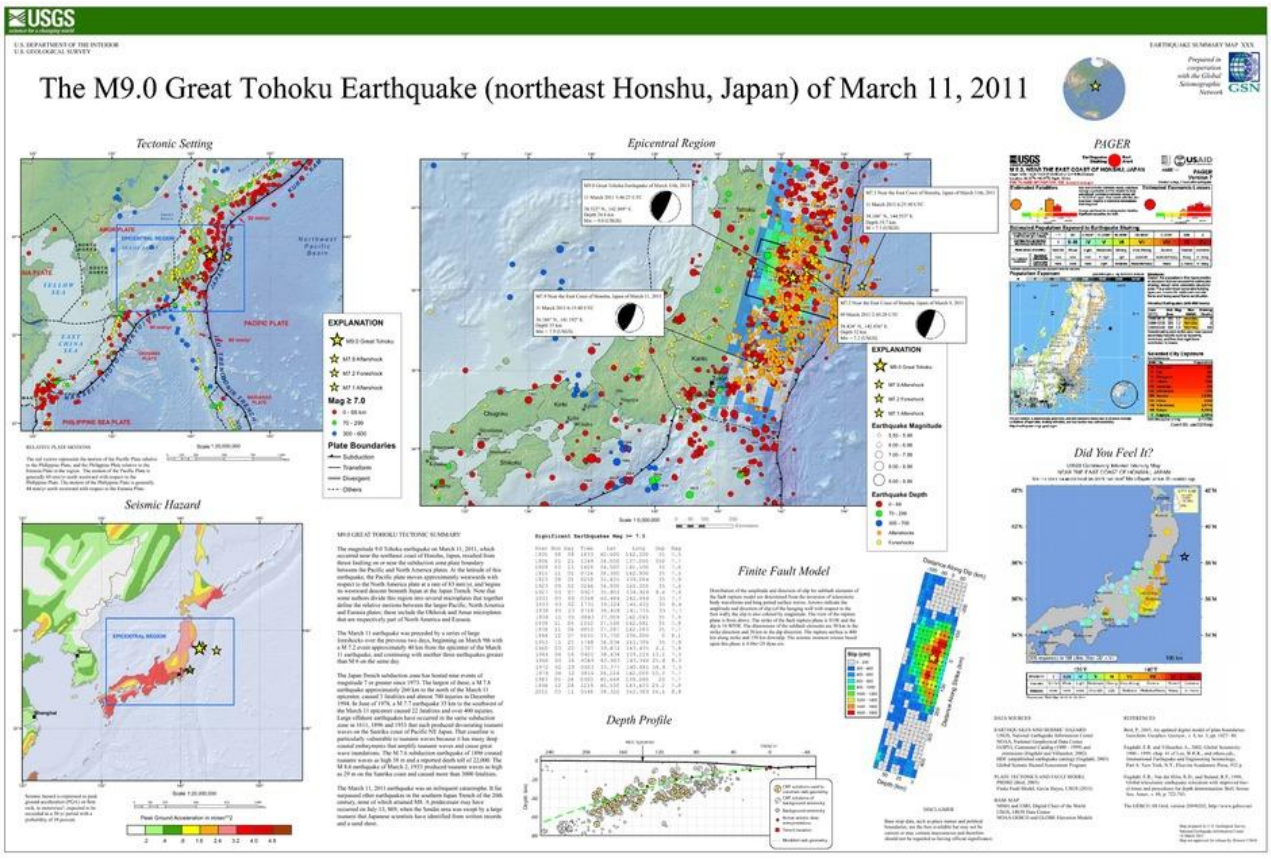


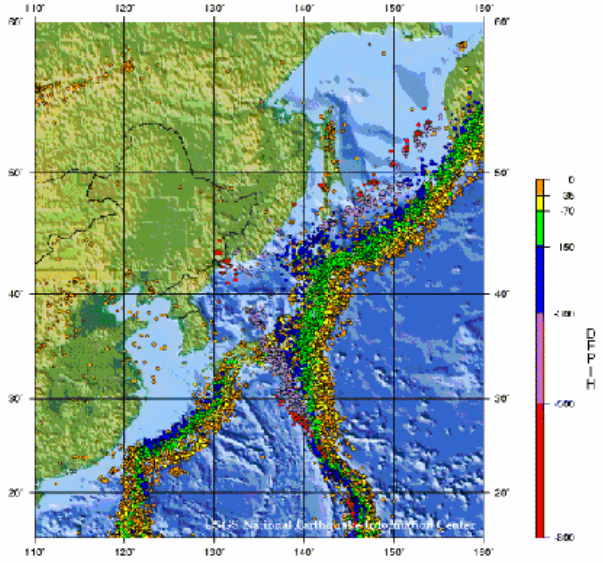
Рис. 1. Сильнейшее землетрясений с M = 8,9-9,0 произошло 11.03.2011 г. в океане неподалеку от о. Хонсю в районе АЭС «Фукусима-1»

Ранее нами проводились исследования сейсмоактивных регионов Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий [1, 26, 30, 31]. В данном случае рассматриваются сильные землетрясения с M ≥ 6,0 для Камчатки, Курил, Японии (некоторые острова). Для этих регионов рассчитывались и сравнивались физические характеристики в очагах сильных землетрясений по мировому каталогу сильных землетрясений 1900-2009 гг. с магнитудой больше 6,0

[17] по методике [27, 30]. Рассматривались некоторые сильные землетрясения Курило-Камчатского и Японского сейсмоактивных регионов, которые участвуют в исследовании: Итурупское 24.03.1978 г.; Шикотанское 04.10.1994 г.; Сев. Хонсю 28.12.1994 г.; Юж. Курилы 03.12.1995 г.; Кроноцкое 05.12.1997 г.; Хоккайдо 25.09.2003 г. и др. По мере проведения обзора статей, у авторов возникал вопрос: почему на Камчатке не происходят такие сильные и частые коровые землетрясения, как, например, в Японии? [9]. Почему за 40 лет детальных наблюдений на Камчатке на поверхности не образовалось ни одного разлома, который можно было бы явно связать с близповерхностными землетрясениями?



Крупнейшие сейсмоактивные разломы западной части Тихоокеанского тектонического пояса, по [12]. 1 - передовой фас Центральной Камчатки; 2 - Танлу; 3 - Срединная линия Японии; 4 -Продольный разлом Тайваня; 5 - Филиппинский; 6 - Альпийский.



Сейсмичность Японии, Курил за 1990-2000гг (Earthquakes depicted on the seismicity maps are taken from the USGS/NEIC PDE catalog [17]).

Рис. 2. Сейсмоактивные регионы (Западной части Тихого океана, Камчатка, Япония, Курилы, и др.) с представлением наиболее крупных сейсмоактивных разломов (слева) и сейсмичности (справа)

На все эти вопросы в настоящее время нет однозначных ответов [9]. Одной из наиболее значимых для понимания геодинамики и сейсмотектоники полуострова структур считается протяженная зона молодых разрывных нарушений, которая проходит вдоль Восточного хребта Камчатки и его северо-западных границ [9] (рис. 2, 3). Еще в ранних работах эта зона разломов получила название – Передовой фас Восточного хребта [9]. Однако в дальнейшем разные авторы давали ей и другие названия: Начикинско-Кумрочский сдвиг [11], передовой фас Центральной Камчатки [12], Камчатский разлом [13]. В ряде работ эту зону разломов сравнивают с такими крупными сдвигами, как Срединная линия Японии, Альпийский разлом Новой Зеландии и Филиппинский разлом на Суматре [9, 12, 14] (рис. 2, 3). Исходя из протяженности отдельных разрывов, входящих в эту зону (25-30 км), определяется даже вероятная магнитуда землетрясений, которые могут здесь произойти – 6,5-7 [15]. В одной из недавних работ было проанализировано расположение очагов коровых землетрясений на Камчатке и показано, что сейсмичность в земной коре здесь сосредоточена в нескольких сейсмоактивных зонах, выделенных по сгусткам эпицентров [9, 16]. В целом было показано, что сейсмичность концентрируется на отдельных обособленных участках, которые можно привязать к известным активным разломам лишь с большой натяжкой [16]. На рис. 3 (справа) приведен новый вариант расположения очаговых зон сильных землетрясений Камчатки с 1899-2003 гг. [20]. Под очаговой зоной здесь понимается проекция очага на поверхность карты. Нижний уровень по магнитуде выбран $M_w > 7,5$ глубины до 120 км [20].

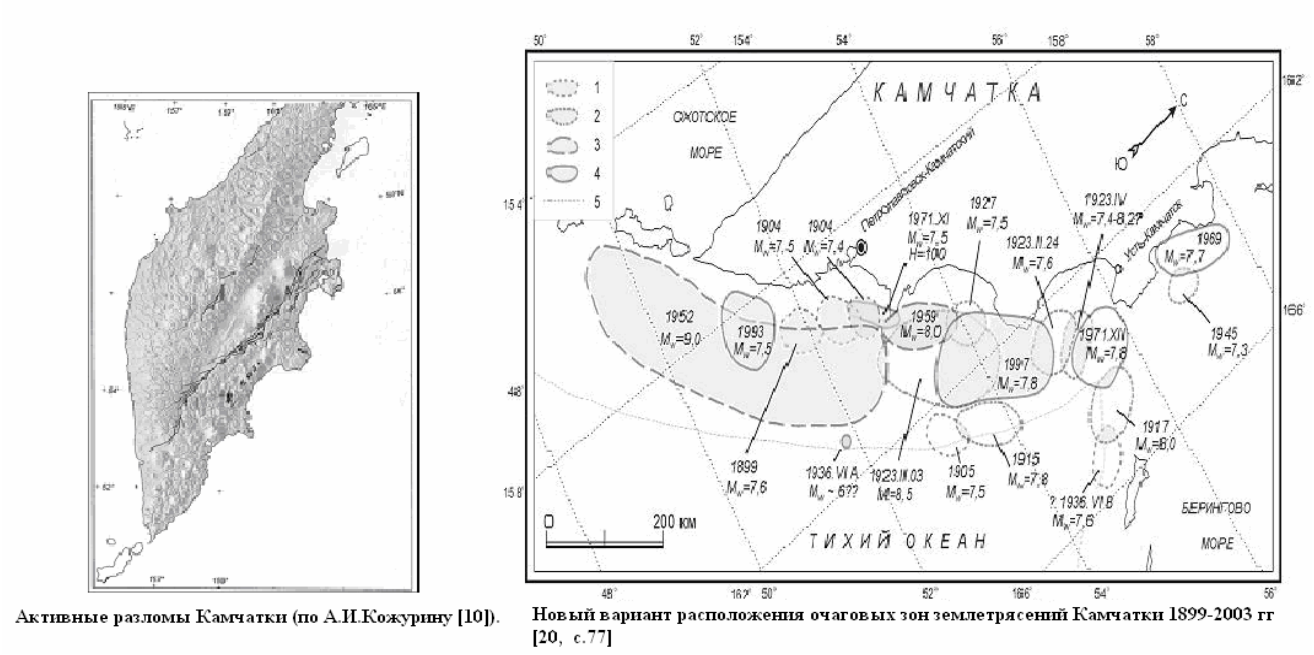


Рис. 3. На схеме (справа) выделены 4 категории рисовки границ очаговых зон: *(1) – возможные; (2) – сомнительные; (3) – малоточные; (4) – относительно надежные*

На схеме (рис. 3, справа) выделяются следующие 4 категории рисовки границ очаговых зон: (1) – возможные, когда реальная ошибка эпицентра может быть ощутимо больше размера изображенной очаговой зоны; (2) – сомнительные, когда эпицентр, скорее всего, накрыт изображением очаговой зоны; (3) – малоточные, когда границы очага проведены в основном по телесейсмически определенным эпицентрам афтершоков; (4) – относительно надежные, проведенные в основном по эпицентрам афтершоков, полученным местной сетью [20, с. 76].

Нами анализировалась сейсмичность Японии и Курил за 1990-2000 гг. [17]. В выяснении природы физических процесов, происходящих в очаговых зонах сильных землетрясений в этих сейсмоактивных регионах, важное значение имеет сравнение их физических параметров. Попытка подобного анализа была предпринята на примере Японских островов, относящихся к категории дуг, возникших на несколько утоненной, но все же, континентальной коре [27]. Например, вблизи Японских островов, как и в самой Японии, землетрясения с магнитудой 6 случаются примерно 7 раз в год, с магнитудой, превышающей 5, – 70 раз в год, а землетрясения с магнитудой больше 1 фиксируется в год около 530 тысяч, т.е. в среднем одно землетрясение в минуту. Статистика свидетельствует, что за три последних века Токио пережил два 8-балльных землетрясения: в 1703 и 1923 годах. Между двумя этими катастрофами произошли три 7-балльных землетрясения: в 1782, 1855 и 1894 годах. Поскольку с 1923 года прошло уже 85 лет, ученые считают, что накопившееся с тех пор сейсмическое напряжение делает новое крупное землетрясение на побережье Токийского залива неизбежным. Не это ли ожидание подтвердило катастрофическое землетрясение 11.03.2011 г. в районе АЭС «Фукусимо-1» (рис. 1). Мощность земной коры непосредственно под островами составляет в разных районах от 25 до 35 км. Она сокращается до 8-10 км к оси глубоководного желоба, так и в сторону Япономорской глубоководной котловины. Зона максимальной, до 35 км, мощности на о. Хонсю имеет поперечное к его структурам простирание и тяготеет к протяженному поперечному линеаменту Фосса Магна. На острове Хоккайдо аналогичная зона мощностью до 30 км обладает расплывчатыми очертаниями, находящимися в секущих соотношениях с ориентировкой его структур [27, с. 85]. Для расчетов термодинамических и реологических параметров в очагах сильных землетрясений Японии был выбран остров Хоккайдо, для о.Хонсю так же проведены расчеты. В таблице 1 представлены рассчитанные

по методике [27] значения физических параметров в очагах сильных землетрясений с $M \geq 6,0$ [1, 27, 30].

Современная геодинамическая обстановка в регионе кроме вулканизма характеризуется также повышенным тепловым потоком и интенсивной сейсмичностью [27]. Землетрясения по положению гипоцентров объединяются в три группы – мелкофокусные с глубинами до 60 км, которые охватывают главным образом восточный шельф Хоккайдо и Хонсю, а также почти всю центральную и Югозападную Японию. Промежуточных землетрясений – с гипоцентрами на глубинах от 60 до 150 км с преимущественным ареалом проявления на восточном шельфе Япономорских островов и одиночными землетрясениями в Япономорской котловине. Глубокофокусных – с гипоцентрами на глубинах от 160-520 км [27, с. 86]. Гипоцентры промежуточных и глубокофокусных землетрясений как бы трассируют обширную плоскость, погружающуюся в сторону континента и известную под названием зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа [27]. На рис. 4 представлено положение кровли зоны частичного плавления в литосфере Японской островной дуги.

Таблица 1

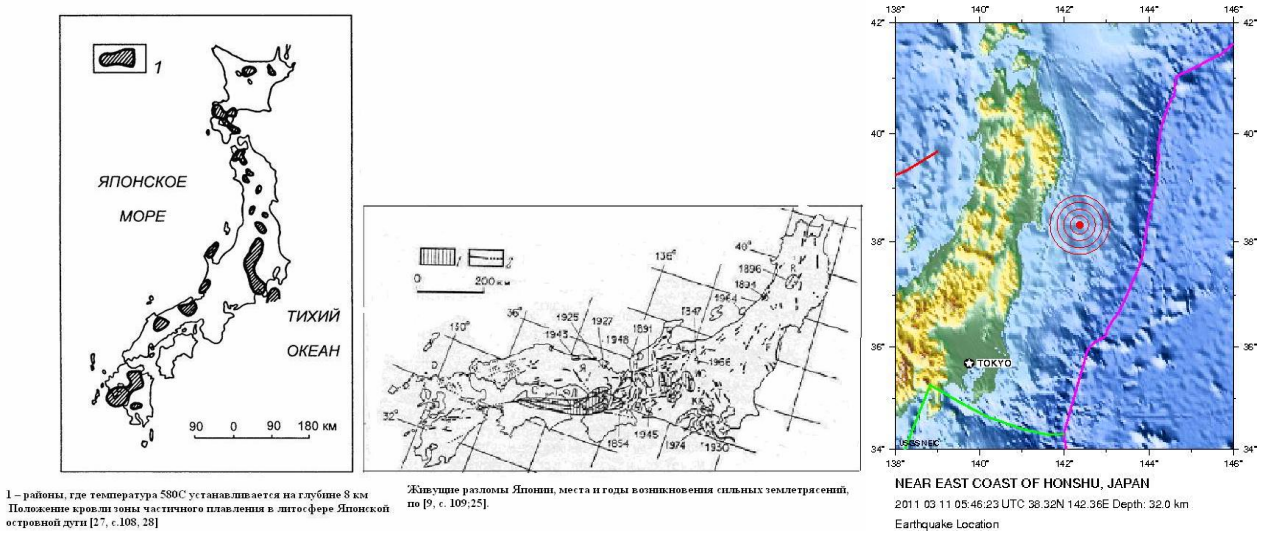
Термодинамические и реологические параметры сильных землетрясений о. Хоккайдо с $M \geq 6,0$

Дата Год мес	Долгота	Широта	Магнитуда	h, глубина	lgE Энер. сейсм-н	lgV Критич. объем очага	lgU Плот. потен. энер.	E_k Уд. эн. фор. оч.	T(K) Темпер. в очаге	G,10^{11} модуль упругост.	α_v коэф. тепл. объем. расшир.	$\tau_{кр}$ эффект. касат. напр.	ε деформ. объема	σ, 10^6 эффект. норм. напряж.
1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1900 12	146	43	7.9	40	24.35	20.86	3.487	3.49	618.7391	4.44576	1.03E-05	6.45E+06	0.0064	0.02846
1904 03	145.8	42.5	7.6	40	24	20.54	3.457	3.46	686.6353	4.00615	1.15E-05	5.81E+06	0.00788	0.03159
1952 03	143	42.5	8.6	25	25.08	21.52	3.557	3.56	474.0909	5.80219	7.93E-06	8.41E+06	0.00376	0.02181
1973 06	145.79	43.2	7.7	48	24.12	20.65	3.467	3.47	663.6096	4.14516	1.11E-05	6.01E+06	0.00736	0.03053
1974 01	143.91	42.1	6.1	45	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
1974 11	141.78	42.4	6	132	21.86	18.56	3.297	3.3	1108.574	2.48136	1.85E-05	3.60E+06	0.02055	0.05099
1981 01	142.12	42.5	6.3	116	22.3	18.97	3.327	3.33	1021.786	2.69212	1.71E-05	3.90E+06	0.01746	0.047
1982 03	142.36	42.1	6.7	44	22.86	19.49	3.367	3.37	911.5776	3.01759	1.52E-05	4.38E+06	0.0139	0.04193
1987 01	142.85	42.5	6.6	102	22.72	19.36	3.357	3.36	938.5391	2.9309	1.57E-05	4.25E+06	0.01473	0.04317
1988 01	142.42	43.2	6.4	177	22.44	19.1	3.337	3.34	993.6432	2.76837	1.66E-05	4.01E+06	0.01651	0.04571
1988 05	143.75	42.6	6.1	72	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
1991 11	142.52	42	6.1	56	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
1993 01	144.16	42.9	6.1	112	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
1993 01	143.69	43.3	7.6	102	24	20.54	3.457	3.46	686.6353	4.00615	1.15E-05	5.81E+06	0.00788	0.03159
1995 11	145.62	44.2	6	136	21.86	18.56	3.297	3.3	1108.574	2.48136	1.85E-05	3.60E+06	0.02055	0.05099
1997 01	145.02	43.8	6.1	161	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
1999 05	143.84	43	6.5	102	22.58	19.24	3.347	3.35	965.8942	2.8479	1.62E-05	4.13E+06	0.0156	0.04443
2000 01	144.76	42.4	6	33	21.86	18.56	3.297	3.3	1108.574	2.48136	1.85E-05	3.60E+06	0.02055	0.05099
2001 04	145.92	43.1	6	86	21.86	18.56	3.297	3.3	1108.574	2.48136	1.85E-05	3.60E+06	0.02055	0.05099
2003 09	144.38	42.4	6.5	25	22.58	19.24	3.347	3.35	965.8942	2.8479	1.62E-05	4.13E+06	0.0156	0.04443
2003 10	144.57	42.6	6.7	32	22.86	19.49	3.367	3.37	911.5776	3.01759	1.52E-05	4.38E+06	0.0139	0.04193
2003 12	144.61	42.4	6.1	33	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
2004 04	144.84	42.9	6.1	41	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
2004 11	144.34	42.1	6.1	32	22.01	18.7	3.307	3.31	1079.251	2.54877	1.80E-05	3.70E+06	0.01948	0.04965
2004 11	145.12	43	7	39	23.26	19.86	3.397	3.4	833.0544	3.30203	1.39E-05	4.79E+06	0.01161	0.03832
2004 12	145.23	42.9	6.8	35	22.99	19.62	3.377	3.38	885.0096	3.10818	1.48E-05	4.51E+06	0.0131	0.04071
2005 01	144.87	42.9	6.3	42	22.3	18.97	3.327	3.33	1021.786	2.69212	1.71E-05	3.90E+06	0.01746	0.047

Таким образом, по особенностям глубинного строения и современной геодинамической обстановки Японские острова представляют собой весьма гетерогенное сооружение, где соотношения между мощностью литосферы и общей структурой остались невыясненными [27, с. 86]. Срединная линия Японии и районы, расположенные вблизи нее, в частности, зона поперечных разломов Неодани к северу от г. Нагойя, являются местами, где происходили наиболее сильные внутриостровные землетрясения Японии: Нобийское, 1891 г. (M = 8,0), Фукуи, 1948 г. (M = 7,1), Микава, 1945 г. (M = 7,0?). Местоположение этих и других землетрясений показано на рис. 4. [9, с. 109-110]. В ближайшем будущем предстоит кропотливый труд по исследованию причин и последствий последнего катастрофического землетрясения 11.03.2011 г. в море неподалёку от японского острова Хонсю (рис. 4). Специалисты-сейс-

мологи говорят, что произошло порядка 20 подземных толчков, самый мощный из которых имел магнитуду 8,9 по шкале Рихтера. Помимо сильных разрушений от движений земной коры, также сильные разрушения нанесли цунами. На японский берег обрушились 7-метровые волны, смывая собой целые города. Власти Японии пока что затрудняются назвать даже приблизительное число жертв.

Как отмечает в своем комментарии Аркадий Тишков (Института географии РАН), причиной этого сильнейшего землетрясения (оно признано сильнейшим за всю историю Японии) (рис. 4, справа) стали процессы, происходящие на Солнце, а также нынешняя приближённость Луны. По его словам, аналогичной опасности сейчас подвергаются Курилы и Сахалин. Австралийские специалисты, в свою очередь, говорят, что это землетрясение не последнее и Японии следует готовиться к новым подземным толчкам [33].



1 – районы, где температура 580С устанавливается на глубине 8 км. Положение кровли зоны частичного плавления в литосфере Японской островной дуги [27, с.108, 28]

Живущие разломы Японии, места и годы возникновения сильных землетрясений, по [9, с. 109;25].

Рис. 4. Положение кровли зоны частичного плавления в литосфере Японской островной дуги (слева); живущие разломы Японии (в центре); катастрофическое землетрясение 11.03.2011 г. в море неподалёку от японского острова Хонсю

ЛИТЕРАТУРА

1. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. – Алматы, 2004. – 504 с.
2. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Аптекман Ж.Я., и др. Изучение очаговых зон сильных землетрясений // Объединенный институт физики Земли РАН. – М. E-mail: sserg@uipe-ras.scgis.ru
3. Соболев Г.А. Исследования научной школы РФФИ «Физика очага землетрясения». Институт физики Земли им. Г.А. Гамбургцева РАН. – М. E-mail: sobolev@uipe-ras.scgis.ru
4. Аманкулов Т.К. Очаги сильных землетрясений Средней Азии. – Бишкек, 1991. – 251 с.
5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под. Ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. – М: Наука, 1977. –536 с.
6. Умурзаков Р.А. О структурно-динамических условиях и механизмах сейсмогенных дислокаций некоторых очаговых зон сильных землетрясений Тянь-Шаня // Тез. докл. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. ИФЗ РАН. – Т. 1. – М., 2008. – С. 318-320.
7. Арефьеф С.С., Быкова В.В. Алтайское землетрясение 2003 г: очаг и афтершоки // Тез. докл. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. ИФЗ РАН. – Т. 2. – М., 2008. – С. 211-213.
8. Завьялов А.Д. Землетрясение у берегов Суматры // http://www.majesticarticles.ru/naykaiobrazovanie/obrazovanie/pred/geo/09306254.html

9. Леонов В.Л. Сейсмоактивные разломы камчатки, японии, тайваня и Новой Зеландии: сравнение // Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. – Петропавловск-Камчатский. – 8 с.
10. Kozhurin A.I. Active faulting of the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. – 380. – 2004. – P. 273-285.
11. Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки // Автореф. дис.… к г.-м.н. – Хабаровск, 1978. – 24 с.
12. Кожурин А.И. Курило-Камчатская островодужная система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – М.: Наука, 1988. – С. 67-115.
13. Ермаков В.А. Тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. – 1993. – С. 228-239.
14. Мелекесцев И.В., Эрлих Э.Н. Денудационно-тектонические горы // Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). – М.: Наука, 1974. – С. 100-142.
15. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. и др. Внесубдукционная сейсмичность Камчатки: первые палеосейсмологические данные для Восточно-Камчатской зоны разломов // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулк. дугах. – Петропавловск-Камчатский, 2004. – С. 101-102.
16. Гордеев Е.И., Гусев А.А.. Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. – Петропавловск-Камчатский, 2004. – С. 62-74.
17. http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html
18. Okubo Y. Resalts of Curie Point determination in Japan // Geological Servey of Japan. Chishitsu News. – № 362. – 1984. – P. 12-17 (in Japanes).
19. Aki, K. Earthquake Prediction: An International Review, AGU. – 1981. – P. 566-574.
20. Гусев А.А. Схема очаговых зон сильных землетрясений Камчатки за инструментальный период/ http://www.emsd.iks.ru/lib_sbstat/pdf/str075.pdf
21. Рогожин Е. А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. – Т. 2. – № 1. – М., 2000. http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje99029/rje99029.htm
22. Арефьев С. С., Аптекман Ж. Я., Афимьина Т. В. и др., Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Изв. АН СССР. – № 11. – М.: Физика Земли, 1991. – С. 60-73.
23. Захарова А. И., Габсатарова И. П., Старовойт О. Е., Чепкунас Л. С., Основные параметры очага Рачинского землетрясения и его афтершоков // Физика Земли. – № 3. – М., 1993. – С. 24-41.
24. Гонтовая Л.И., Низкоус И.В. Сейсмическая неоднородность литосферы в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутскуой островных дуг / http://kcs.dvo.ru/ivs/publication/volc_day/2005/art25.pdf
25. Мацуда Т. Сейсмические шрамы // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. – М.: Недра, 1984. – С. 39-66.
26. Litovchenko I. Physical conditions in earthquake source of zones strong earthquakes terrestrial crust Northern Tien Shan // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тезисы докл. (Четвертый международный симпозиум 15-20 июня 2008, Бишкек). – Бишкек, 2008. – С. 349-352.
27. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. – М.:Научный мир, 1999. – 216 с.
28. Okubo Y. Resalts of Curie Point determination in Japan // Geological Servey of Japan. Chishitsu News. – № 362. – 1984. – P. 12-17 (in Japanes).

29. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. – № 5. – Алматы, 2009. – С. 59-67.
30. Литовченко И.Н. О методике расчета физических параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры (на примере Северного Тянь-Шаня) // Сб. докл. 7-го Казахстанстко-Китайского Международного Симпозиума, 2-4 июня 2010, Алматы, Казахстан. – Алматы: «Эверо», 2010. – С. 403-407.
31. Литовченко И. Н. О физических характеристиках очаговых зон сильных землетрясений в земной коре Северного Тянь-Шаня // Журнал проблем эволюции открытых систем. – Вып. 8. – Т. 2 . – Алматы, 2007. – С. 63-72.
32. Рогожин Е.А, Юнга С.Л. Сейсмотектоника очаговых зон сильных землетрясений северной евразии конца xx столетия по данным мировой сети IRIS // Вестник ОГГГГН РАН. – № 1 (7). – 1999.
33. В Японии произошло землетрясение века / http://beta.novoteka.ru/?s=accidents#nnn15090448
34. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/recenteqsww/Quakes/usc0001xgp.php

УДК 551.24+005+004.6

РЕЛЯЦИОННАЯ БАЗА ДАННЫХ ДЛЯ ПРОГНОЗА АКТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ: КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ РАЗРАБОТКИ

О.В. Лунина, А.А. Гладков

Учреждение Российской академии наук Институт земной коры Сибирского отделения РАН, г. Иркутск, Россия

Разработка баз данных в наш век информационных технологий является приоритетной задачей во всех областях науки. Анализ мировых достижений позволяет констатировать, что для сейсмотектонических построений и прогноза активных процессов в геологической среде в их создании преуспели такие страны как Россия [1-3], Италия [4-6], США [7], Япония [8] и Новая Зеландия [9]. Несмотря на схожую идеологию, концептуальные основы существующих баз данных, ориентированных на создание сейсмотектонических проектов и прогноз геодинамических опасностей, различны. Кроме того, в отличие от отечественных разработок, в зарубежных информационных продуктах клиентская часть визуализируется в веб-браузере как в картографическом, так и в описательном режимах, что позволяет быстро и наглядно получать сведения об объекте. Цель настоящего доклада – представить для обсуждения научному сообществу концепцию и структуру современной реляционной базы данных (РБД), разработанные с учетом анализа мировых данных в области сейсмотектоники, а также некоторые результаты ее разработки и наполнения для юга Восточной Сибири.

В основе РБД лежат представления о разломно-блоковом строении геолого-геофизической среды, определяемым взаимодействием разнонаправленных активных разрывных нарушений, в зонах которых происходят деформации различной природы, в том числе и при землетрясениях [10]. В соответствии с этим все активные разломы изначально могут быть разделены на сейсмогенерирующие, сейсмораспределяющие (способные и неспособные генерировать землетрясения) и разломы асейсмичных территорий, в зонах которых возможны локальные аномалии движений земной поверхности. В пределах платформенных площадей они могут достигать среднегодовой скорости $(2 \div 7) * 10^{-5}$/год [11]. Сейсмораспределяющие разломы разделены на транзитные и экранирующие. Вдоль первых вторичные косейсмические эффекты (обвалы, оползни, трещины в грунтах, разжижение и т.п.) при землетрясении усиливаются. В случае экранирующего разлома усиление косейсмических эффектов может

наблюдаться в пределах ближайшего к эпицентру события крыла дизъюнктива, в то время как в противоположном крыле их интенсивность заметно падает. С сейсмогенерирующими разломами или их системами ассоциируются зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), которые включают области сосредоточенной сейсмичности и являются, по сути, композитными сейсмогенными источниками. В них каждый очаг землетрясения связан с эволюцией системы дизъюнктивов. Очаги землетрясений с $M \geq 5{,}5$ представляют собой индивидуальные сейсмогенные источники, под которыми понимается «обычное упрощенное 3D представление реального мира, который виден в процессе инструментальными сейсмологами и геодезистами; динамические и физические эффекты которого позднее наблюдаются сейсмогеологами и специалистами, изучающими землетрясения по историческим сведениям; физические эффекты которого предсказываются знатоками инженерной сейсмологии…» [4, p. 802]. Иными словами, сейсмогенные источники – это модели очага и/или разрыва (индивидуальные источники) или скоплений очагов в виде линейных зон ВОЗ (композитные источники), которые обеспечивают информацию для их 3D представления на любой географической основе. Индивидуальные сейсмогенные источники в зависимости от типа данных, на основании которых они выделяются, делятся на геолого-геофизические и макросейсмические. Первые должны обладать полным набором геометрических, кинематических и сейсмологических параметров, необходимых для оценки сейсмического эффекта для некоторого объекта, и быть представлены в виде проекции очага на поверхность, которая дает представление о трехмерной геометрии сейсмогенного источника. Вторые – в зависимости от полноты сведений изображаются на картах в виде круга или эллипса. Следует заметить, что представления о сейсмогенных источниках базируются на разработках итальянских ученых [5-6].

Представленная выше концепция и современные достижения в области информационных технологий определили структуру РБД (рис. 1), в которой будет интегрироваться информация по активным разломам (АР), композитным сейсмогенным источникам (КСИ), индивидуальным геолого-геофизическим сейсмогенным источникам (ИГГСИ), индивидуальным макросейсмическим сейсмогенным источникам (ИМСИ), косейсмическим эффектам (КЭ), а также геолого-структурная информация (ГСИ). Последние два модуля будут объединять фактические полевые данные, используемые для характеристики активных разломов и

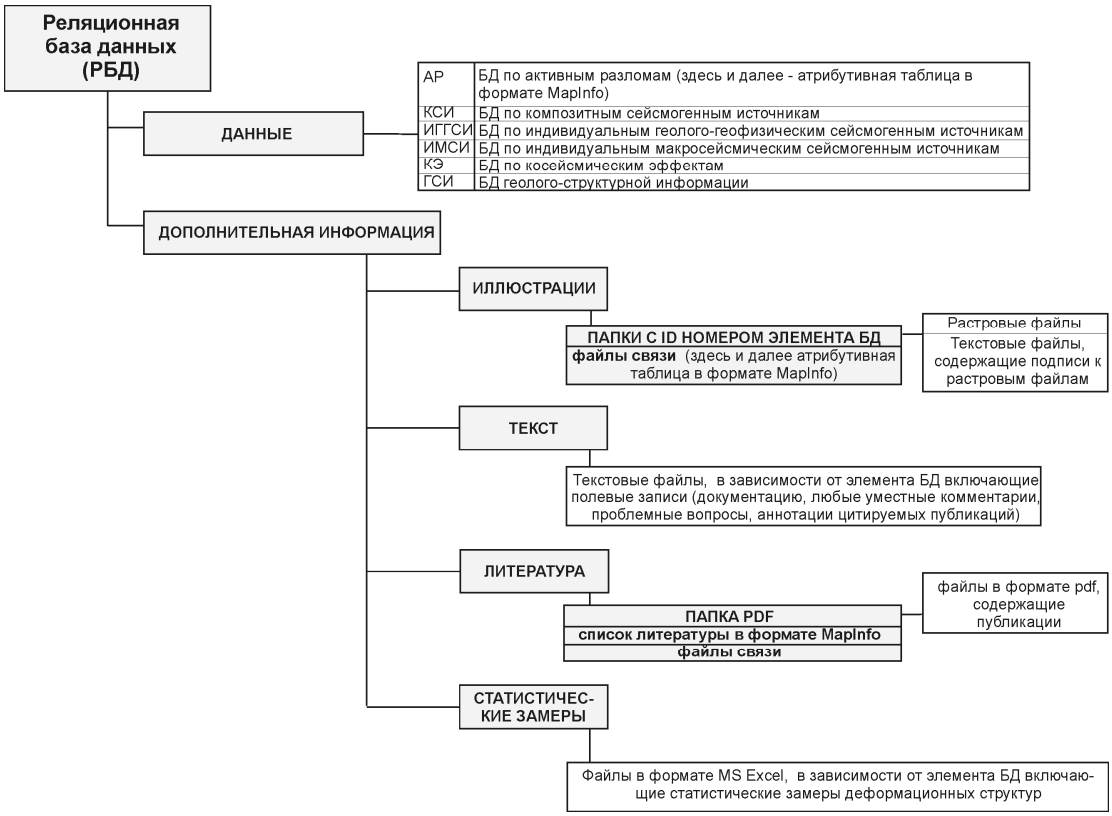


Рис. 1. Структура файловой системы реляционной базы данных

параметризации сейсмогенных источников. Модуль КЭ будет включать точки наблюдения, в которых установлены косейсмические эффекты в природной и техногенной среде, связанные с палео-, историческими и инструментальными землетрясениями; модуль ГСИ – остальные точки наблюдений. Ввод данных будет осуществляться через специальные окна сразу после нанесения объекта (разлома, сейсмогенного источника или др.) на карту; при этом сохраняется возможность вносить изменения информации, если объект уже находится в базе данных. Вывод данных будет производиться в веб-браузере. Для каждого модуля разработаны подробные схемы, показывающие их содержание.

Разрабатываемое авторами программное обеспечение РБД является приложением компьютерной программы MapInfo. К настоящему времени создан первый модуль для активных разрывных нарушений, проводится его тестирование и заполнение для юга Восточной Сибири в рамках координат 100°-114° в.д. и 50°-57° с.ш. Фундаментом для этого служит электронная карта активных разломов для данной территории [3] и многочисленные публикации различных специалистов. На сайте http://www.crust.irk.ru/spp2/pages/maps.htm доступны для загрузки файлы, содержащие дизъюнктивы в цифровом виде. В клиентской части первого модуля РБД выводятся следующие разделы: 1) информация о разломе или его сегменте, а именно общие сведения о нем, параметры, сейсмическое поведение, активность; 2) комментарии, представляющие собой текст, который эксперт посчитает нужным отразить в базе данных, в том числе проблемные вопросы, связанные с изучением разлома и аннотации из публикаций; 3) литература, т.е. публикации, в которых есть упоминание о разломе или об особенностях геодинамического развития территории, в пределах которой расположен разлом; 4) иллюстрации.

Первый модуль РБД является основой построения (путем запросов) карт активных разломов, разделенных по достоверности, кинематике, степени активности и времени последней активизации. Критерии достоверности выделения разлома и условия для определения времени их последнего обновления описаны в работах [3, 12]. Оценка активности дизъюнктива автоматически рассчитывается по методике, основанной на экспертных баллах, которые присваиваются за определенные признаки активности разлома [13]. В соответствии с расчетной оценкой указывается степень активности тектонического нарушения (слабая, средняя, повышенная, высокая или аномально высокая). При необходимости можно сделать выборку только сейсмогенерирующих разломов. Этой характеристике в базе данных соответствует поле «Сейсмоактивность», которое автоматически заполняется значением «Да», если доказана связь землетрясений с конкретным разломом, т.е. если заполнены поля «Сейсмогеологические признаки активности», «Последнее инструментальное или историческое землетрясение с $M \geq 5{,}5$», «Ассоциируемый КСИ» и/или «Ассоциируемый ИГГСИ». Таким образом, первый модуль РБД является унифицированной системой для хранения, обработки и визуализации информации об активном разломе или его сегменте.

Заложенная в РБД концепция, основанная на представлениях о разломно-блоковом строении геолого-геофизической среды, способна привести к более точным прогнозам активных процессов в геологической среде, как эндогенной, так и экзогенной природы. Более того, РБД будет являться инструментом для создания сейсмотектонических проектов, используемых для оценки сейсмической опасности территорий и объектов.

Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта ОНЗ-7.7, РФФИ (проект № 10-05-00072_а) и Минобрнауки РФ (госконтракт).

ЛИТЕРАТУРА

1. Трифонов В.Г.. Соболева О.В.. Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
2. Уломов В.И., Перетокин С.А. О развитии методов общего сейсмического районирования территории Российской Федерации для создания карт ОСР-2012 // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири / Под ред. В.Г.

Быкова, А.Н. Диденко. – Хабаровск: Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010. – С. 177-181.
3. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Докл. РАН. – Т. 433. – № 5. – 2010. – С. 662-667.
4. Basili R., Bordoni P., Burrato P. et al. Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy. Eds: Valensise G., Pantosti D. // Annali di Geofisica. – Suppl. to Vol. 44. – № 4. – 2001. – 180 pp.
5. Basili R., Valensise G., Vannoli P. et al. The Database of Individual Seismogenic Sourse (DISS), Version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology // Tectonophysics. – Vol. 453. – 2008. – P. 20-43.
6. Basili R., Kastelic V., Valensise G. and DISS Working Group. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3.1.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. – http://diss.rm.ingv.it/diss. Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Sezione Romal. – 2009. – 16 p.
7. U.S. Geological Survey (and supporting agency if appropriate-see list below). Quaternary fault and fold database for the United States, accessed DATE. – 2006. – From USGS web site: http//earthquakes.usgs.gov/regional/qfaults/.
8. Behavioral Segment-Based Active Fault Database of Japan // National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST). – From USGS web site: http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index_e.html.
9. New Zealand Active Faults Database // Institute of Geological and Nuclear Sciences. – 2004. – From web site: http://data.gns.cri.nz/af/index.jsp.
10. Лунина О.В., Гладков А.С. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири / Под ред. В.Г. Быкова, А.Н. Диденко. – Хабаровск: Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010. – С. 146-149.
11. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2004. – 262 с.
12. Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А. Концепция базы данных активных разломов юга Восточной Сибири // Геологические опасности: Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием / Отв. редактор чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахин. – Архангельск: Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 288-291.
13. Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. – № 4. – 2010. – С. 525-539.

УДК 550.834(470.13)

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОСНОВА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В.А. Лютоев, Т.А. Пономарева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Введение

Сейсмическое районирование любого региона базируется, прежде всего, на основе инструментальных исследований. В условиях регистрации землетрясения, необходимо на начальном этапе выяснить его генезис. Он может быть связан как с тектоническим сдвигом земной коры, так и по причине техногенного влияния на геологическую среду, с последую-

щим выбросом упругой энергии в виде горного удара при разработке шахт или эксплуатации нефте-газовых месторождений, а также ряда других причин. Поэтому, для дальнейшего долгосрочного прогноза будущих событий, необходимо привлечь региональные данные о детальном изучении глубинной структуры земной коры, вплоть до литосферы, сведения о современной геодинамике, сейсмотектонике, с последующим переходом к проведению работ по инженерной сейсмологии в районе сейсмического события. Такой подход справедлив для районов со слабо выраженной сейсмичностью, где исторические сведения о землетрясениях скудны и противоречивы, к таким районам можно отнести территорию европейского Северо-Востока. Самые ранние исследования в этом регионе ограничивались анализом сведений о произошедших событиях. В дальнейшем актуальной стала задача детального и регионального сейсмического районирования региона. Составной частью этой задачи являлось сейсмотектоническое районирование, в рамках которого можно оценить положение эпицентров землетрясений относительно геолого-тектонических структур и выделить сейсмоактивные зоны. Современный этап сейсмического районирования отличается от предыдущих тем, что в настоящее время учитываются не только тектонические события в историческом развитии земной коры и статистика землетрясений, но и индивидуальные прочностные и диссипативные особенности геологических блоков, которые в суммарном эффекте влияют на степень сейсмической опасности.

На картах-схемах сейсмического районирования России вся территория Республики Коми разделена на широкие сейсмичные зоны от четырех до шести баллов. По нашему мнению, эти карты не являются достаточно информативными для долгосрочного прогноза сейсмической опасности, поскольку на них не отражена дифференциация территории на относительно сейсмичные и асейсмичные районы. Поэтому возникла необходимость составления новой карты-схемы сейсмического районирования [1]. Для построения новой карты-схемы нами были использованы геологические, тектонические и данные глубинного строения европейского севера России. Приведены данные анализа теплового поля и радоновой съемки, рассчитаны коэффициенты упругости с целью исследования диссипативных свойств горных пород.

Комплексная интерпретация разломной тектоники, теплового поля и Радоновой съемки

Обобщая данные разломной тектоники, радоновой съемки и теплового поля европейского Северо-Востока мы придерживались общих теоретических подходов о том, что глубинные разломы являются зонами повышенной проницаемости земной коры и одновременно служат каналами повышенной проводимости для внедрения в горизонты осадочного чехла не только нефти, но и тяжелого инертного природного газа, а региональные аномалии тепловых потоков отражают информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии [2].

Так, самые высокие содержания радона и продуктов его распада фиксируются около крупнейших разломов рифейского возраста. Западно-Тиманский разлом – самый крупнейший разлом северо-западного направления, является границей между Русской и Печорской плитами. Вдоль этого разлома с юго-востока на северо–запад средние значения удельных разностей радионуклида Ra^{228} в питьевых водах меняется в пределах от $30{,}4 \cdot 10^{-2}$ до $70{,}3 \pm 98{,}8 \cdot 10^{-2}$ Бк⁄л. Восточно-Тиманский глубинный разлом ограничивает Тиманскую гряду от Печорской синеклизы прослеживается от Канина Камня через Северный Тиман и далее на юго-восток р.Печоры. Средняя удельная активность радия-228 в исследуемых водах варьирует от $16{,}7 \pm 6{,}3 \cdot 10^{-2}$ до $67{,}3 \pm 104{,}9 \cdot 10^{-2}$ Бк⁄л, в отдельных населенных пунктах с. Мутница и п. Ярега – до $110 \cdot 10^{-2}$ Бк⁄л. С северо-восточной стороны рядом с Припечорским глубинным разломом северо-западного простирания концентрация радия-228 в артезианской скважине составила $26{,}7 \pm 19{,}3 \cdot 10^{-2}$ Бк⁄л. Илычьский глубинный разлом, ранее считавшийся юго-западным продолжением Припечорского разлома меняет субмеридиональное простирание на северном отрезке на северо-западное – на южном. Вдоль разлома измерения концентраций радона в водах соответствуют отметке $10{,}4 \pm 1{,}78 \cdot 10^{-2}$ Бк⁄л.

Другие разрывные нарушения позднепалеозойско-раннемезозойского возраста имеют северо-восточное и северо-северо-восточное простирание. Так, в северной части, вдоль Главного западноуральского разлома (ГЗР), мы отмечаем незначительные вариации радия и радона, за исключением узлов пересечения ГЗР с разломами западно-северо-западного простирания, где концентрация радона-228 в водах меняется от $26,7 \pm 19,5 \cdot 10^{-2}$ до $45,9 \pm 25,8 \cdot 10^{-2}$ Бк/л, а в артезианских скважинах – до $60,5 \pm 0,42 \cdot 10^{-2}$ Бк/л.

На карте теплового потока земной коры (q) Европы на территории Печорской синеклизы выделяются линейные аномалии северо-западного направления с максимальными значениями 50 Вт/м·К в центральной и изометричные аномалии со значениями 80 Вт/м·К в юго-восточной ее частях [3]. В складчатых зонах байкалид Тимано-Канинской гряды значения теплового потока составляет 40-50 мВт/м^2. Над Предуральским прогибом происходит смена направления изолиний q и заметное его снижение. Другие аномалии теплового потока со значением 50 мВт/м^2 и ниже имеют северо-восточное направление характерное для складчатых зон герцинид Уральского кряжа. В пределах мощности от 1 до 1,5 км от поверхности мы наблюдаем сохранение направления зональности и высоких значений теплового потока до 45 мВт/м^2 над структурами Мезенской и еще выше до 60 мВт/м^2 – Печорской синеклиз. Над Уралом пониженные значения q составляют 25 мВт/м^2. В Зауралье на территории Западно-Сибирской плиты вновь отмечаются повышенные тепловые потоки от 50 до 80 мВт/м^2. Изолинии теплового потока латерально систематизируется в двух направлениях: северо-западном – повышенных и северо-восточном – пониженных значений q. Распределение тепловых потоков земной коры и верхней мантии и концентраций естественных радионуклидов находятся в прямом соответствии со структурным планом Печорской плиты и складчатого Урала.

В кайнозое происходило оживление древних разломов, сопровождающееся появлением небольшого количества новообразовавшихся разломов и распространением их по всей территории Печорской плиты. Кайнозойские разрывные нарушения, расположенные вне этих древних зон, отличаются незначительными размерами и малой глубиной их заложения [4]. Следовательно, современные сильные землетрясения с магнитудой от пяти до шести баллов следует ожидать по разломам рифейского возраста, которые ограничивают структуры первого порядка. А землетрясения средней и малой интенсивности, с магнитудой от трех до четырех баллов будут связаны со структурами второго порядка, ограниченными более молодыми разломами.

Интерпретация профилей ГСЗ

Интерпретацию данных глубинного сейсмического зондирования мы проводили с целью обнаружения внутрикоровых волноводов, являющиеся одним из основных критериев для определения возможных глубин формирования очаговой зоны землетрясения. Для обнаружения волноводов мы анализировали геоплотностные разрезы надпорядковых и первого порядка структур Тимано-Североуральского региона. В результате комплексной интерпретации потенциальных полей, были выделены следующие структурно-вещественные комплексы (ССЭ), характеризующие вертикальную расслоенность континентальной части литосферы: сланцевый (I), гнейсогранулитовый (II), представленный гранито- и диоритогнейсовым подкомплексами (II′ и II′′), и гранулит-метабазитовый (III) [5].

В разрезе земной коры Канино-Северотиманского мегавала Тиманской гряды на глубине 15-21 км волноводы со V_S равной 3,90-3,92 км/с присутствуют во втором структурно-вещественном этаже (ССЭ).

Среди структур Печорской синеклизы волноводы V_S равной 3,90-3,92 км/с наблюдаются в разрезах Печоро-Колвинского прогиба глубина 16-20,6 км. В северо-восточном направлении отмечается углубление волноводов (V_S равной 3,95-4,01 км/с) от 21 до 28,2 км. В разрезе Большеземельского свода они регистрируются со значениями V_S – 3,79-3,85 км/с на глубине третьего структурного этажа (23-30 км).

По краевым частям Печорской синеклизы мы отмечаем области земной коры с присутствием в разрезе земной коры двух уровней волноводов. Так, в разрезе Припайхойского прогиба глубина первого волновода с V_S = 3,65-3,75 км/с меняется в северо-восточном направлении с 14 до 8 км. Второй волновод со V_S = 4,05-4,75 км/с находится на глубинах, расположенных в пределах от 23 до 27 км. В строении Пайхойского аллохтона отмечаются: первый волновод на глубине 8-13 км, второй – 19-38 км со скоростью V_S равной 3,84-4,12 км/с. В разрезе земной коры Косью-Роговского прогиба так же имеются два волновода на глубине 20 и 34 км в породах диорито-гнейсового подкомплекса, в структуре которого на данной глубине мы отмечаем присутствие более плотных пород нижнего гранулитобазитового комплекса.

Волноводы Севера Урала расположены практически в самых низах земной коры в гранулитобазитовом структурно-вещественном комплексе. На Полярном Урале области волноводов со V_S равной 3,70-3,75 км/с и мощностью 4-8 км расположены на глубинах 33-40 км на Полярном и 35-43 км со V_S – 3,75 км/с – на Приполярном Урале. Уральская область отличается от сопредельных территорий не только северо-северо-восточной направленностью, но глубинным расположением анизотропных зон и пониженным тепловым потоком.

Коэффициенты упругости

Основная информация о физических свойствах горных пород заложена в соотношении скоростей V_p и V_S от глубины, что позволяет нам определить прочностные свойства горных пород. Для целей наших исследований мы вычисляли динамический коэффициент поперечных деформаций – коэффициент Пуассона, модули Юнга и сдвига и др.

Анализируя полученные данные, мы обнаруживаем достаточно хорошую дифференцированную картину изменения упругих свойств горных пород между геологическими структурами и их сейсмоструктурными этажами. На Русской плите при общем увеличении с глубиной практически всех модулей упругости, наблюдается скачкообразное увеличение модуля сжатия $\sigma_{сж}$ во II ССЭ (633 МПа) по сравнению с I ССЭ (307 МПа), что свидетельствует о хрупкости пород в данном слое. Изменение модуля сдвига G в III ССЭ (46 МПа) по сравнению со II ССЭ (37 МПа) свидетельствует об уменьшении показателя устойчивости срыва горных пород. Анализируя зависимости изменения модулей упругости, мы предполагаем формирование очага землетрясений в кровле II ССЭ.

На Тимане наблюдается уменьшение модулей упругости $E_д$ (9250 МПа), $E_{деф}$ (861 МПа), $\sigma_{сж}$ (462 МПа) во II ССЭ по сравнению с выше и нижележащими сейсмоструктурными этажами, что указывает на ослабление прочностных свойств пород данного структурного этажа. Это заключение подтверждается повышенным значением коэффициента Пуассона – σ (0,2358). Интерпретируя поведение модулей упругости, мы можем предположить два уровня разгрузки: первый – на границе между первым и вторым сейсмоструктурными этажами и второй – на границе между вторым и третьим, но с меньшей энергетической силой.

На Печорской плите мы отмечаем скачкообразные изменения значений модулей: $E_д$ с 9115 МПа в I ССЭ до 14557 МПа во II ССЭ; $E_{деф}$ – с 848 МПа в I ССЭ до 1354 МПа во II ССЭ; G – с 33 МПа в I ССЭ до 43 МПа во II ССЭ. Все эти данные указывают на накопление упругих деформаций во втором и, особенно, в третьем ССЭ (по краевым частям), что подтверждается величением $\sigma_{сж}$ пород до 856 МПа и изменением коэффициента Пуассона с 0,2358 до 0,2101 в данном слое. Это означает, что предполагаемые очаги землетрясений невысокой балльности располагаются на относительно небольшой глубине (между I и II ССЭ).

Типичная обратная зависимость, отмеченная на Урале, между модулями упругости и коэффициентом Пуассона, когда первые с глубиной увеличиваются, а последний – уменьшается, на первый взгляд, наводит на мысль о возможном присутствие очагов землетрясений во

всех трех сейсмоструктурных этажах. Но, принимая во внимание, уменьшение значения модуля сдвига с 32 МПа до 46 МПа на границе между II″ и III ССЭ мы предполагаем, что именно здесь и произойдет основная разгрузка скопившейся энергии под Уралом [6].

Заключение

На основе инструментальных данных, исторических сведений, анализа глубинного строения земной коры, строения осадочного чехла, разломной тектоники и неотектоники, пространственного распределения эпицентров и гипоцентров известных землетрясений с отнесением их непосредственно к активным в сейсмическом отношении разломам, радоновой съемки и других дополнительных материалов было выделено четыре типа сейсмогенерирующих зон. Каждая из этих зон с учетом сейсмологических, геологических и геофизических факторов была охарактеризована предельно возможными параметрами: магнитудой (M), протяженностью (L_{PK}), глубиной очага (H), шириной плейстосейстовых зон.

К первому типу (I-1) относятся зоны, в которых инструментально зарегистрированы землетрясения интенсивностью до 6-7 баллов и о которых имеются исторические сведения. Ко второму типу (I-2) принадлежат зоны, подобные зонам I-1 по сейсмогеологическому строению, но с отсутствием землетрясений. Третий тип зон (II-1) включает зоны с землетрясениями до 5-6 баллов с имеющейся сейсмологической информацией, четвертый тип зон (II-2) подобен третьему по сейсмогеологическому строению при отсутствии сведений о сейсмических событиях [1].

К наиболее опасной сейсмической зоне были отнесены структуры Кировско-Кажимского авлакогена и прилегающие к нему края сводового поднятия (первый тип). К опасной зоне относится Южно-Тиманское сочленение южной оконечности Печорской плиты и Урала, которое контролируется Западно-Тиманской зоной разломов, названной нами Южно-Печорской сейсмогенерирующей зоной (третий тип).

К опасным зонам в равной степени также относятся Припечорская, Восточно-Центрально-Тиманская, Южно-Тиманско-Ухтинская сейсмогенные зоны (третий тип).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лютоев В.А. Сейсмогенные зоны Республики Коми и микросейсморайонирование города. – Сыктывкара: Геопринт, 2001. – С. 32.
2. Пономарева Т.А. Тепловое поле, радиогенная теплогенерация и глубинное строение Тимано-Североуральского региона // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. – С. 240-242.
3. Тепловое поле Европы. – М.: Мир, 1982. – 376 с.
4. Малышев Н.А. Разломы европейского Северо-Востока СССР в связи с нефтегазоносностью. – Л.: Наука, 1986. – 112 с.
5. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. – 112. – СПб.: Наука, 1994. – С. 9.
6. Лыюрова (Пономарева) Т. А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис.… к.г.-м.н. – Сыктывкар, 1997. – 16 с.
7. Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Особенности сейсмического районирования платформенных областей (на примере Республики Коми) // Геология европейского севера России. – Сб. 7. – Сыктывкар, 2009. – С. 100-115.

УДК 551.242.5

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА И РАЙОНИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В.И. Макаров

Учреждение РАН Институт геоэкологии им. Е.М..Сергеева, г. Москва, Россия

Это сообщение основано на результатах специального анализа новейшей тектоники и геодинамики Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ, выполненного в 2005-2011 гг. по заданию ФГУГП «Гидроспецгеология» в рамках составления специальной инженерно-геологической карты условий захоронения твёрдых токсичных отходов на территории Российской Федерации в масштабе 1:2 500 000. Этот анализ был продолжен работами по созданию и обеспечению функционирования единой информационной системы «Сейсмобезопасность России» в рамках ФЦП «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в сейсмических районах Российской Федерации на 2009-2013 годы». Последние предусматривают разработку методик и процедур проведения сейсмического районирования, в том числе актуализацию карты общего сейсмического районирования территории РФ в том же масштабе с составлением необходимой базы данных. Эта работа проводится под руководством В.И. Уломова [1].

Для позднего кайнозоя, охватывающего последние 30-35 млн. лет и выделяемого в качестве новейшего тектонического этапа развития Земли, характерна коренная структурная перестройка земной коры и рельефа ее поверхности. В глобальном плане это выразилось в увеличении общей приподнятости и контрастности рельефа материков и океанов, широком развитии процессов горообразования, вовлечении в поднятие обширных частей платформенных территорий, ранее испытывавших опускание с аккумуляцией осадочных отложений. На региональном и локальном уровнях это проявилось в изменении знака вертикальных движений, в перестройке структурных планов и развитии новых структурных форм, которые далеко не всегда наследуют элементы предшествующих структур. Это произошло в пределах всех указанных выше платформ. Так, например, на Восточно-Европейской платформе на месте существовавших ранее синеклиз или участков выровненной суши были сформированы наложенные на них другие структурные формы (часто более сложные или, во всяком случае, другие), отличные по своему местонахождению, ориентировке и морфологии, выраженные в рельефе земной поверхности в виде тектоногенных возвышенностей и низин [2-8].

Различие разновозрастных структурных планов, которое отражает, очевидно, эволюцию геодинамических условий и распределения тектонических сил и главных напряжений в литосферных слоях платформ, а также принадлежность разных частей платформ к разным геодинамическим системам [3, 7, 9] является причиной возникновения дополнительных напряжений в зонах сочленения объёмов, принадлежащих разным системам, как одновозрастным, так и разновозрастным. Следует предполагать, что локализация, характер и степень этой дополнительной напряжённости зависят, зависят от многих условий, в числе которых значительная роль может принадлежать степени несогласия («дискордантности») одной системы относительно другой. На это обстоятельство в своё время обратил внимание А.П. Карпинский [10] в заметках о тектонике Русской платформы. Таким образом, в недрах земной коры платформ на разных глубинных уровнях возникли зоны аномального напряженного состояния, которые мы относим к категории геодинамически активных и которые в ряде случаев должны быть приняты во внимание [11, 12]. Именно они в первую очередь рассматриваются как зоны повышенного сейсмического потенциала. Известно, что последний в условиях платформ не отличается высоким уровнем и по этой причине они относятся к областям так называемой «рассеянной сейсмичности» (за исключением некоторых окраинных их частей). Тем не менее, проблема сейсмичности платформ остаётся актуальной как в общетеоретиче-

ском плане, так и при решении ряда прикладных инженерно-геологических и геоэкологических задач.

При анализе новейшей тектонической структуры и соответствующей оценке платформ мы руководствовались следующими исходными положениями принципиального характера, вытекающими из существующих знаний и опыта изучения неотектоники и геодинамики платформ.

1. Новейшие тектонические формы отражают собственные геодинамические условия, которые далеко не всегда и не во всём соответствуют предшествующим и более древним условиям и структурам. Это касается, прежде всего, погребённых разломов фундамента, с которыми принято связывать многие элементы неотектонических структур, в том числе a priori предполагать их современную активность.

2. В течение неотектонического этапа, несмотря на его относительно небольшую продолжительность, могли иметь место более или менее значительные изменения полей напряжений, направленности, стиля и режима тектонических движений. Исходя из целевого назначения рассматриваемых карт, важнейшей их составляющей являются самые молодые, четвертичные, а в данном случае лучше даже позднечетвертичные и современные элементы неотектонической структуры, которые наилучшим образом соответствуют и характеризуют **современное** поле напряжений, ход и тенденции **современных** эндогенных и определенных ими экзогенных процессов.

3. Для платформ, особенно для их осадочных покровов, характерны преимущественно изгибные деформации, выраженные малоградиентными поднятиями и прогибами с крайне малой кривизной и большими плановыми размерами. В связи с этим же необходимо отметить относительную рыхлость и пластичность пород осадочного чехла платформы. Специальные исследования М.Г. Леонова [13] показали, что пластические деформации характерны и для кристаллического основания платформ. Традиционное представление о блоковом характере структуры платформенных массивов является достаточно условным. Блоки предполагают наличие границ между ними. В качестве таковых, прежде всего и главным образом представляются разломы. Однако, крайне малые градиенты деформаций, отнесенные к большим расстояниям, характерным для платформенных структур, а также к большим интервалам времени (десятки и сотни тысяч лет), делают практически невозможным образование разломов как таковых. При этом речь идет именно о тектонических разломах, а не о повсеместно распространенных трещинах так называемой общей или планетарной трещиноватости, формирование которых связано в значительной мере с диагенетическими процессами преобразования осадков в условиях напряженного состояния земной коры конкретного времени.

4. Разломы погребённого фундамента платформ при активизации на новейшем тектоническом этапе в осадочном чехле и на поверхности (в рельефе) могут развиваться в виде зон динамического влияния, проявленных вторичными дислокациями. Они рассеиваются в толщах вышележащих отложений осадочных покровов и в виде таковых, как правило, не проявляются. Даже при весьма заметных амплитудах молодых смещений поверхности фундамента (до первых десятков метров), наблюденных в условиях его открытого нахождения, эти смещения угасают уже в нижних (древних) слоях покрова, не достигая приповерхностных его частей. В лучшем случае, над погребенными разломами фундамента могут развиться вторичные дислокации в виде зон повышенной трещиноватости, флюидо- и газопроницаемости горного массива, распределенных на достаточно значительной площади, размер которой зависит как от типа и интенсивности развития материнской дислокации, так и от мощности покрова [14]. Обычно они не образуют самостоятельных структурных форм, но, будучи зонами некоторого разупрочнения горных пород, они благоприятны для заложения вдоль них эрозионных форм рельефа, для утечек, перетока и смешения поверхностных и подземных вод разных водоносных горизонтов, для развития линейных зон глубокого выветривания, карстовых, суффозионных и других негативных процессов экзогенного ряда. Способствуя

развитию ряда экзогенных, прежде всего эрозионных, процессов и форм рельефа, рассматриваемые зоны нередко проявляются в виде линеаментов.

5. Древние, предшествовавшие новейшим, неоднородности литосферы и их границы в силу специфики своего строения, реологических свойств, анизотропии и других особенностей определенным образом трансформируют напряженное состояние земной коры, вызванное полем тектонических сил новейшего времени, в некоторой степени предопределяют пространственное и временно́е распределение ее деформаций и должны непременно приниматься во внимание. Ряд крупных структурных форм характеризуется в общем унаследованным развитием в течение очень длительного времени. Это, например, крупные поднятия Балтийского (Фенноскандинавского) и Украинского щитов или Воронежской антеклизы на Восточно-Европейской платформе, Салаиро-Кузнецкого щита в пределах Западной Сибири, Анабарского щита и Путоранского свода на Сибирской платформе). Области опусканий и значительного осадконакопления (например, Московская синеклиза или Предкавказская система прогибов, Надым-Тазовская и Среднеобская впадины) в этом отношений менее устойчивы и претерпели значительные перестройки, в том числе в течение уже самого неотектонического этапа. Вместе с тем имеются обширные области весьма устойчивых и длительных прогибаний унаследованного типа (Прикаспийский прогиб). При этом необходимо заметить, что речь идет лишь об общей тенденции наследования. Во всех случаях границы областей, как правило, не остаются постоянными. Это же следует сказать и относительно некоторых изменений внутренней структуры этих областей.

6. Структурная интерпретация форм рельефа и закономерностей их пространственного развития, являющихся одним из базовых элементов неотектонического анализа, должна осуществляться на основе геодинамического контроля[1]. Геодинамической основой неотектонического анализа является признание двух источников тектонических сил: сил латерального взаимовоздействия литосферных плит и блоков земной коры и сил, связанных с глубинными процессами, происходящими на разных уровнях литосферы. Воссоздание неотектонических структур платформенных областей, их районирование и зонирование (пусть даже лишь с качественной оценкой напряженно-деформированного состояния и сейсмотектонического потенциала геологической среды) должно осуществляться только на основе выделения геодинамических систем разных природы и рангов.

Исходя из указанных выше задач и масштаба составленных карт, неотектоническое районирование указанных выше платформенных территорий с выделением в их пределах достаточно однородных доменов и геодинамически активных зон, а также их параметризация были основаны на существующих картографических обобщениях соответствующей информации, а также на структурно-геоморфологическом авторском анализе всей этой обширной территории платформ с их горно-складчатым обрамлением при геодинамическом контроле.

Необходимо отметить, что известные карты новейшей тектоники территории СССР, или Северной Евразии, или отдельных её крупных частей, опубликованные ранее в масштабах 1:5 000 000 – 1:2 500 000, характеризуют (противоречиво и с разной степенью точности) дислокации в основном локального типа. Они соответствуют крупным формам рельефа и не дают общего представления о закономерностях их пространственного распределения. Есть ли в этом распределении какая-нибудь зональность? Или это достаточно случайно «всплывшие» разноразмерные поднятия, разделённые остаточными прогибами?[2] Но при этом важно

[1] Термин **динамика** и его производные (геодинамика, геодинамический и др.) понимаются в их изначальном, прямом, значении, связанном с движущими **силами** (от греч. dynamis – сила, dynamikós − сильный) и относятся к разделу механики (геомеханики), посвящённому изучению движения материальных тел **под действием приложенных к ним сил**. Тем самым он отличается от кинематики, изучающей механические движения тел, смену их пространственных координат или изменение их положения в пространстве относительно других тел с течением времени без рассмотрения причин, вызывающих эти движения. И отличается также от переносного значения, обозначающего количество, интенсивность, обилие движений или изменений.

[2] В данном случае речь не идёт об унаследовано развивающихся крупнейших элементах, подобных вышеуказанным.

заметить, что обсуждаемые карты достаточно однозначно свидетельствуют о явном приоритете изгибных деформаций. Разрывы, как таковые, малочисленны и традиционно связываются с предполагаемой (обычно постулируемой) активизацией дислокаций фундамента, либо отождествляются с линеаментами, сущность которых и соотношение с которыми изгибных форм недостаточно ясны (они, очевидно, обособлены друг от друга).

Специализированный структурно-геоморфологический анализ рельефа и других особенностей земной поверхности, которые в этих и менее крупных масштабах достаточно адекватно отражают неотектонические деформации, даёт более определённую картину: они (деформации) проявляют чёткую зональность, которая закономерна и отражает либо латеральное взаимодействие платформенных массивов между собой и со смежными областями активного тектогенеза, либо действие глубинных тектономагматических процессов.

К ранее опубликованным выводам о структурно-геодинамической зональности Восточно-Европейской платформы [3, 4, 7, 9] и Западной Сибири [15] добавим пример Сибирской платформы. Она также рассматривается как результат разнонаправленного и разнотипного взаимодействия её с окружающими областями, которые характеризуются разными типами и степенью тектонической активности. На севере это – позднегерцинско раннемезозойское и новейшее горно-складчатое сооружение Таймыра, являющееся частью Карской континентальной плиты, а также находящаяся в её тылу рифтовая система Гаккеля; на востоке – мезозойско-кайнозойская Верхоянская горно-складчатая система; на юго-востоке – горные сооружения Станового хребта, созданные на докембрийско-палеозойском основании и сопряжённые (далее на юг) со структурами Монголо-Охотского подвижного пояса; на юге – Байкальская континентальная рифтовая зона; на юго-западе – Восточно-Саянская горная система, созданная преимущественно на байкальском основании; с запада – эпигерцинская плита Западной Сибири. Взаимосвязь, тип, степень активности, глубина (дальность) и формы воздействия на Сибирскую платформу со стороны всех этих областей различны, чем и объясняется рисунок неотектонической зональности этой платформы.

Обращает на себя внимание характерная для неё и недостаточно ясная по своей природе ортогональная зональность, её деление на две достаточно различные части, разделённые субширотной трансплатформенной в общем депрессионной Нижнетунгусско Вилюйской системой прогибов и поднятий. Она простирается вдоль 64° с.ш.: на востоке она наследует Вилюйскую синеклизу, далее на запад сечёт субмеридиональную полосу приподнятого фундамента (будучи при этом приуроченной к седловине между Анабарской и Непско-Ботуобинской антеклизами) и ещё западнее сечёт Тунгусскую синеклизу и Байкитскую антеклизу. Таким образом, депрессионный пояс 64° обнаруживает различную степень согласия с крупными элементами структур докембрийского основания платформы и её осадочного чехла. Эта степень явно убывает в западном направлении. По-видимому, этим определены и изменения в структурно-геоморфологической выраженности этого пояса, возрастающей в этом направлении. Вместе с тем отметим, что ещё западнее, в пределах Западно-Сибирской плиты, рассматриваемая система 64-й параллели пространственно, а возможно, и генетически продолжается границей между поднятием Сибирских увалов и её северной депрессионной областью. Эта граница также разделяет плиту на две существенно различные провинции. Если учесть, что и Восточно-Европейская платформа примерно на том же широтном уровне разделена на две половины [3, 7], то возникает предположение о том, что мы имеем дело с проявлением некоторого трансрегионального раздела между областями геодинамического влияния Арктического бассейна (на севере) и Альпийско-Центрально-Азиатского горно-складчатого пояса (на юге). Очевидно, что это влияние асимметрично. Соответствующим образом рассматривается структурно-геодинамическая значимость и сейсмический потенциал этого раздела, а также доменов и геодинамически активных зон, расположенных по обе стороны этого раздела.

Общий же алгоритм оценки сейсмического потенциала рассматриваемых платформенных областей можно определить как центростремительный. Эта оценка убывает в направлении от окраин платформ (от их тектонически более активного обрамления) к их внут-

ренним частям и корректируется сведениями о произошедших сейсмических событиях, а также историко-геологическими и новейшими структурно-геодинамическими особенностями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В.И., Никитин С.Н. Технический регламент проведения работ по общему сейсмическому районированию территории Российской федерации. Свод правил // Инженерные изыскания. – № 6. – 2010. – С. 62-67.
2. Бабак В.И., Николаев Н.И. Пояснительная записка к карте геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР (за исключением горной части Урала и Калининградской области). Масштаб 1:1 500 000. – М.: ВИЭМС, 1983. – 46 с.
3. Макаров В.И. О региональных особенностях новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. – Спец. вып. 13. – Саратов: 1996. – С. 53-60.
4. Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Геологическое строение [Москвы] // Геология и город. – М.: АО «Московские учебники и картолитография», 1997. – С. 38-125.
5. Макаров В.И., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Древние структуры центральной части Русской платформы на новейшем тектоническом этапе и современная геодинамика // Геодинамика и геоэкология. Материалы Междунар. конф. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. – С. 223-225.
6. Грачев А.Ф. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. Грачева А.Ф. – М.: Пробел, 2000. – 487 с.
7. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 300 с.
8. Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. – № 68. – 2008. – С. 10-25.
9. Щукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. – Спец. вып. 13. – Саратов: 1996. – С. 53-60.
10. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. – 204 с.
11. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. – № 2. – 2007. – С. 99-110.
12. Макаров В.И. Новейшие геодинамически активные зоны платформенных территорий: концептуальные основы и методические принципы выделения и изучения // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международная конференция, Воронеж, 20-25 сент. 2010 г. – Воронеж: ВГУ, 2010. – С. 28-33.
13. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.
14. Космическая информация в геологии. – М.: Наука, 1983. – 536 с.
15. Макаров В.И., Григорьева С.В. Анализ закономерностей новейшей тектонической структуры Западной Сибири для выявления современных зон повышенной напряжённости и потенциальной опасности // Геологические опасности. 15-я Всероссийская конференция. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2009. CD-rom.

УДК 551.24; 551.432

О НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ КЛИНСКО-ВЛАДИМРСКОЙ ЧАСТИ СМОЛЕНСКО-ДМИТРОВСКО-ВЕТЛУЖСКОГО ВАЛА (РУССКАЯ ПЛИТА)

Н.В. Макарова[1], В.И. Макаров[2], Т.В. Суханова[1]

[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия;*
[2]*Учреждение РАН Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева, г. Москва, Россия*

Смоленско-Дмитровско-Ветлужский вал является крупнейшей геодинамически активной зоной, которая разделяет плиту на две существенно различные половины, относящиеся к Скандинавской и Альпийской (Кавказско-Карпатской) геодинамическим системам новейшего времени [1]. Она развивается на южном крыле Московской палеозойской синеклизы и, в целом, является несогласной (секущей) относительно её общей и частных структур. В её пределах осуществляется сопряжение указанных выше неотектонических систем, и сама она рассматривается как результат их взаимодействия и как крупная геодинамически активная зона [2, 3]. В мелких (обзорных) масштабах выделение и общая структурно геодинамическая оценка такой крупной формы представляются достаточно простыми [1, 4, 5]. На практике же мы имеем дело обычно с малыми территориями, на которых либо уже расположены, либо проектируются различные инженерные сооружения, в том числе повышенной ответственности, и в этих случаях требуется конкретное понимание проявлений новейших вообще, а лучше совсем молодых (четвертичных) структур. Ранее неоднократно отмечались значительные трудности в их выявлении, изучении и картировании, особенно крупномасштабном [6-8]. Отправной точкой при этом обычно является рельеф и другие особенности земной поверхности. И, если в мелких масштабах она достаточно адекватно отражает неотектонические деформации, то в пределах малых территорий и в крупных масштабах необходимая определённость становится менее доступной – «за деревьями леса не видно». В данном случае речь идёт о пёстром покрове четвертичных отложений и соответствующих формах рельефа, связанных с древними оледенениями. Необходима некоторая генерализация, которая позволила бы выявить элементы неотектонической структуры этого крупного вала.

В связи с этим мы обратились к структурно-геоморфологическому анализу более древней погребённой поверхности – поверхности дочетвертичного субстрата, которая подругому и в значительно меньшей степени подверглась воздействию ледниковых покровов и связанных с ними эрозионных процессов. Эта поверхность неледниковой природы выработана в течение длительной (послемеловой) денудации и эрозионного расчленения рассматриваемой части Русской равнины. Она более представительно характеризует *четвертичную* структуру, проявляя через неё и новейшую тектонику в целом. Последняя, как известно из данных регионального анализа и существующих картографических обобщений (например, [9]), была одним из наиболее значимых причин активизации эрозионно-денудационных процессов, в том числе в пределах рассматриваемой территории. К сожалению, конкретных вещественно-структурных и стратиграфических реперов, которые характеризовали бы дочетвертичную эволюцию неотектонической структуры, здесь не обнаружено.

Клинско-Дмитровская возвышенность, известная также как Клинско-Дмитровская гряда (КД), и продолжающая ее на восток Владимирская возвышенность (В) являются и рассмотрены нами в качестве единого Клинско-Владимирского (в дальнейшем КВ) поднятия. Оно протягивается в субширотном направлении на расстояние около 250 км при ширине 100-120 км. С запада и севера оно ограничено Волжско-Шошинской низиной, а с юга − долинами рек Москвы (субширотный отрезок) и Клязьмы. Поднятие имеет асимметричное строение: северный его склон круче южного. Средняя высота дневного рельефа 200-220 м, юго-западнее г. Клин она увеличивается до 298 м. Восточнее г. Владимира КВ поднятие

снижается к относительно опущенной Ивановской поперечной зоне, отделяющей его от структурного продолжения – Ветлужской части вала.

КВ поднятие в приповерхностной части сложено в основном мезозойскими и четвертичными отложениями. Отмечена не повсеместно проявленная слабая дислоцированность юрских отложений, которая имела место в предмеловое время. Меловые отложения на большей части поднятия залегают практически горизонтально. Во всяком случае, они менее дислоцированы по сравнению с юрскими и часто сглаживают изгибы последних. Их дислокации произошли, скорее всего, в позднем мелу и палеоцен-эоценовое время, когда юго-восточнее ещё существовала Ульяновско-Саратовская мезозой–раннекайнозойская синеклиза. В позднем мелу на рассматриваемой территории установился длительный континентальный режим с медленным общим подъёмом и выравниванием (пенепленизацией). Имеются основания предполагать, что оно продолжалось вплоть до миоцена. Позднекайнозойские (новейшие) тектонические движения привели к дифференцированному слабому поднятию территории до 200-220 м. Наибольшим оно было, по всей вероятности, в начале плиоцена (в киммерии), о чём можно судить по аналогии с более южными районами. Это привело к глубокой эрозии, местами превышающей 100-150 м (долина Пра-Нерли Клязьминской и др.). Неравномерный характер тектонических движений и климатические изменения вызвали развитие на склонах поднятий поверхностей выравнивания [10], которые обусловили ступенчатое строение этих склонов. Выделяются две миоценовые, плиоценовая, эоплейстоценовая и четвертичные поверхности.

Четвертичные покровные оледенения – раннеплейстоценовое (окское) и среднеплейстоценовые (днепровское и московское) – в значительной степени видоизменили предшествующий рельеф. Четвертичные отложения представлены ледниковыми, водно-ледниковыми аллювиальными, болотными, реже озерными отложениями, общая мощность которых местами (с погребенными долинами) достигает 200-250 м. Морены заполняют глубокие долины, перекрывают древние водоразделы и ступени на склонах поднятий. Только террасы второй половины среднего плейстоцена и позднего плейстоцена выражены в рельефе. Вследствие этого изучение новейшей тектоники КВ поднятия затруднено, т.к. анализ поверхностного рельефа не всегда позволяет оценить его структурную составляющую. Наибольшие высотные отметки часто обусловлены аккумулятивным рельефом, наложенным на поднятия и прогибы. Широко развит обращенный рельеф, при котором тектонические понижения, переполненные четвертичными отложениями, в современном рельефе представляют собой возвышенности, а современная речная сеть во многом не совпадает с древней. Характерны долины прорыва моренных гряд, легко принимаемые за антецедентные.

В структуре КВ поднятия выделены два плана – дочетвертичный (миоцен плиоценовый) и четвертичный (или современный). Первый отражен в деформациях дочетвертичной поверхности, выработанной, преимущественно, на верхнеюрских и меловых породах. Второй, в общем, наследует миоцен-плиоценовый, отличаясь от него меньшей контрастностью.

В строении Клинско-Дмитровской части поднятия выделяются четыре продольные зоны: Запрудненская (северная), собственно Клинско-Дмитровская, Загорская и Химкинская (рис. 1). Они разделены уступами или узкими структурно-эрозионными понижениями. Ширина зон составляет 20-30 км, а длина изменяется от 80 до 200 км. Наибольшие абс. высоты дочетвертичной поверхности, выработанной на верхнемеловых отложениях и имеющей миоценовый возраст, достигают 200-230 м и характерны для центральных частей срединных зон. В районе г. Дмитрова предполагается наследование поднятием меловой антиклинали, прорезанной в четвертичное время сквозной (антецедентного типа) долиной р. Яхромы, вдоль которой проложен канал Москва-Волга. Поднятие по меловым отложениям, выраженное в рельефе, предполагается и юго-восточнее г. Загорска. В среднем плейстоцене высота рельефа увеличилась здесь до 270-280 м, в основном за счет наложения моренного материала московского оледенения. При этом морена и флювиогляциальные отложения днепровского оледенения на самых высоких участках поднятий отсутствуют. На их склонах они уменьшаются в мощности и выклиниваются.

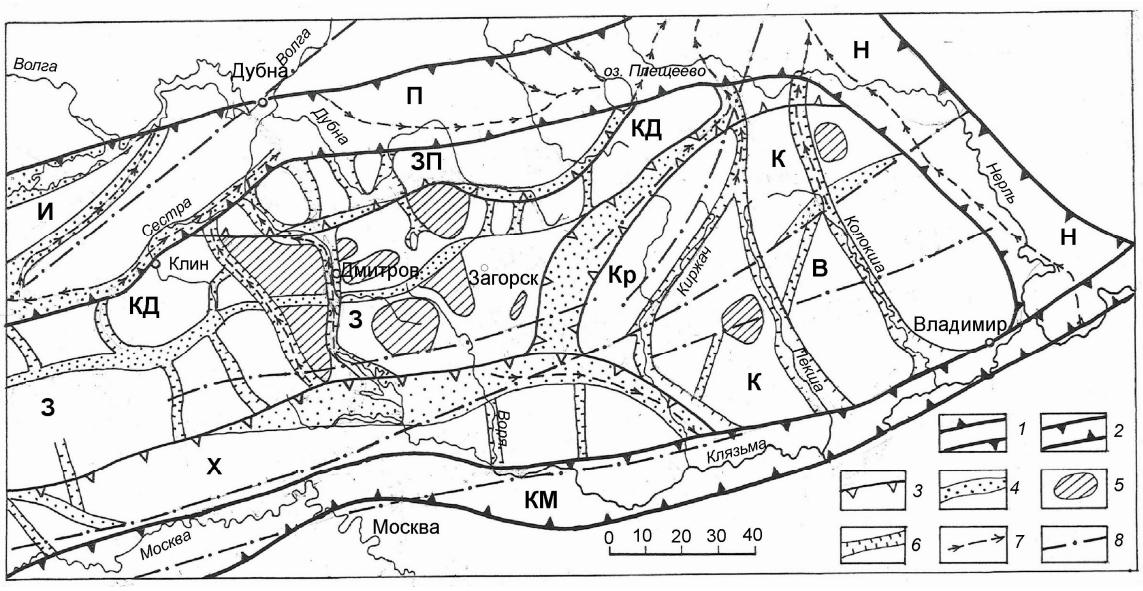


Рис. 1. Структурно-орографическая схема Клинско-Владимирской возвышенности по погребённой поверхности дочетвертичных отложений. *1-2 – обобщённые границы Клинско-Дмитровского поднятия (1) и сопряжённых с ним прогибов (2); 3 – границы относительно пониженных структурно-эрозионных ступеней; 4 – структурно-эрозионные малые понижения; 5 – обобщённые контуры наиболее высоких частей поднятия; 6 – эрозионные понижения антецедентного типа; 7 – осевые зоны доледниковых долин; 8 – разломы фундамента, предполагаемые по геофизическим данным и материалам геологических съёмок. Буквами обозначены: Поднятия: В – Владимирское, КД – Клинско-Дмитровское; Прогибы: А – Александровский, И – Иваньковский, КМ – Клязьминско-Московский, Н – Нерльский, П – Плещеевский; Зоны и ступени: З – Загорская, Зп – Запрудненская, КД – Клинско-Дмитровская, К – Кольчугинская, Кр – Карабановская, Х – Химкинская*

Дочетвертичная поверхность в Клинско-Дмитровской и Загорской зонах снижается к юго-западу и северо-востоку. Здесь более низкие ступени абс. высотой 120-180 м выработаны на нижнемеловых и юрских отложениях, а юго-западнее г. Клин и на каменноугольных отложениях (район пос. Ченцы). Возраст ступеней – миоцен, плиоцен и эоплейстоцен. Все они перекрыты двумя среднеплейстоценовыми моренами, общая мощность которых увеличивается в пределах стадиальных гряд. На более низких ступенях развиты зандровые равнины времени отступания московского оледенения. В северо-восточной части Клинско-Дмитровской зоны дочетвертичная поверхность приподнята до 160-180 м и в рельефе выделяется поднятие, соответствующее Переславльскому по верхнеюрским, нижне- и верхнемеловым отложениям.

Наиболее низкая Запрудненская зона (З) или ступень Клинско-Дмитровского поднятия выработана на нижнемеловых и верхнеюрских отложениях. Абс. отметки в ее пределах составляют 120-140 м, снижаясь к северу к Плещеевскому прогибу и увеличиваясь к востоку. Возраст ступени, скорее всего, эоплейстоценовый. Коренные породы перекрыты маломощными (до 20 м) московской мореной и подстилающими ее флювиогляциальными отложениями. На поверхности развиты зандры отступавшего московского ледника. Ступень прорезана сквозными долинами, по которым в конце московского оледенения происходил сток водноледниковых потоков на север. В настоящее время они наследуются реками Дубна и Яхрома, причем врезание рек на этих участках свидетельствует о продолжающемся поднятии этой ступени. На нем уменьшены мощности всех четвертичных отложений.

Относительно узкие (2-4 км) эрозионно-тектонические понижения, разделяющие зоны поднятий, представляют, по всей вероятности, зоны повышенной трещиноватости, вдоль которых развиты погребенные и современные долины. Зоны всех поднятий расчленены поперечными к ним антецедентоподобными участками малых речных долин, являющимися в большинстве случаев уже элементами четвертичной структуры.

На самой южной Химкинской ступени Клинско-Дмитровского поднятия, которая занимает промежуточное положение между ним и сопряженной зоной Клязьминско Московского прогиба, абс. высота дочетвертичной поверхности составляет 150 м и выдерживается на большом расстоянии. Она пересекается несколькими погребенными долинами (Пра-Истра, Пра-Воря и др.). В западной части на нее наложены моренные гряды московского оледенения, разделенные Учинской, Истринскойя, Химкинской и другими ложбинами стока. Выделенные здесь Химкинское, Щелковское и др. локальные поднятия являются слабым отражением структур фундамента и чехла.

Клинско-Дмитровское поднятие отделяется от Владимирского Александровской ступенью–прогибом. Дочетвертичная поверхность в ее пределах наклонена с запада на восток и с севера на юг с 160-170 до 140-130 м. Она выработана на меловых отложениях. В ее пределах, за исключением северной повышенной части, морена московского оледенения отсутствует, и вся она представляет зандровую равнину времени отступания днепровского оледенения и/или наступания московского.

Владимирское поднятие состоит из Карабановского, Кольчугинского и собственно Владимирского сегментов, образующих своеобразный веер (Карабановский сегмент имеет СВ-ное простирание, Кольчугинский – субмеридиональное, а Владимирский – северо-западное). Относительно высокие (200 м и более) отметки дочетвертичной поверхности характерны лишь для отдельных незначительных по площади участков. Для Карабановской и Кольчугинской зон характерно выражение юрских структур в рельефе дочетвертичной и современной поверхности. Прямое отражение имеют Небыловский и Черкутинский структурные носы, Поречско-Федоровский и Черницынский прогибы, некоторые другие структуры. В то же время многие другие дислокации не проявляются или над ними развит обращенный рельеф. Для всего Владимирского поднятия характерны сквозные долины погребенной речной сети, наследуемые современными реками Киржач, Пекша, Колокша и др.

Клинско-Владимирское поднятие на севере сопрягается с Иваньковским (И), Плещеевским (П) и Нерльским (Н) прогибами, а с юга обрамлено Клязьминско-Московским (КМ) прогибом. Ширина прогибов изменяется от 5-10 до 30-40 км. В их цоколе залегают нижнемеловые и юрские отложения. Дочетвертичная поверхность наиболее опущена в Плещеевском и в Нерльском прогибах (до 40-80 м абс. высоты), в Иваньковском – до 90-100 м. Кроме современных рек к ним приурочены доледниковые погребенные долины, продольные (Пра-Сестра, Пра-Нерль Клязьминская и др.) или их пересекающие (Кубрь, Нерль Волжская и др.). Причем, некоторые из них имели обратное, по сравнению с современными реками, течение. Восточнее оз. Плещеево прогибы Плещеевский и Нерльский соединяются и, расширяясь, продолжаются на северо-восток к оз. Неро и далее к г. Ярославлю. Возможно, что этот участок как-то контролируется древним разломом фундамента. Прогибы выполнены четвертичными отложениями, мощность которых превышает местами 100-150 м. В рельефе это низменные зандровые или аллювиальные равнины. Локальные поднятия, погребенные под четвертичными отложениями, обуславливали антецедентный характер соответствующих участков древних долин, а также накопление над ними моренных гряд московского оледенения (Плещеевский прогиб).

По отношению к древним структурам фундамента и чехла прогибы большей частью несогласны. Так, Иваньковский прогиб наложен на южную краевую часть Вышневолоцкого выступа фундамента. Плещеевский прогиб несогласен относительно Клинско-Костромского выступа и Дмитровско-Ярославского прогиба фундамента. Лишь частично прогиб совпадает с Вашутинским снижением слоев киммериджских отложений, а на востоке он наложен на Красковское поднятие, проявленное в тех же отложениях.

В целом, в пределах южного крыла Московской синеклизы преобладающими простираниями структур фундамента и перекрывающих его палеозойских и мезозойских отложений являются северо-восточные. Общая субширотная ориентировка КВ поднятия не согласна с ними. В то же время составляющие вал отдельные формы могут быть более согласованными с локальными древними структурами. Имеются основания предполагать, что разломы фун-

дамента, имеющие СВ-направление, по крайней мере, некоторые из них, косвенно проявляют себя в новейшей структуре и рельефе. В частности, северо-западный (из обозначенных на рис. 1) как бы ограничивает серию внутренних поднятий Иваньковского прогиба, а южный фактически отделяет КВ поднятие от Клязьминско-Московского прогиба.

Приведенный выше и другой фактический материал выполненного анализа показывает дифференцированность Смоленско-Дмитровско-Ветлужского неотектонического регионального вала, очень слабую и незакономерную (во всяком случае, недостаточно определенную) связь его со структурами кристаллического фундамента и древних частей платформенного чехла. Принципиально важным является более или менее значительное расхождение предположительно неотектонических структурных рисунков, полученных по анализу рельефа и других особенностей современной дневной поверхности и менее измененных поверхностей более древнего возраста. Последние являются более значимым индикатором новейшей структуры, во всяком случае, относительно малых территорий, изучаемых в крупных масштабах. Это дополнительно показывает трудности расшифровки неотектонических структур платформенных территорий и необходимость дальнейших методических разработок в этом направлении.

При подготовке сообщения, кроме указанных ниже научных публикаций, авторы опирались на многие другие материалы, в том числе, на ранее изданные государственные геологические карты масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, карты новейшей тектоники, карты поверхности кристаллического фундамента и подошвы осадочного чехла и другие известные обобщения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макаров В.И. О региональных особенностях новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. – Спец. вып. 13. – Саратов: 1996. – С. 53-60.
2. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. – № 2. – 2007. – С. 99-110.
3. Макаров В.И. Новейшие геодинамически активные зоны платформенных территорий: концептуальные основы и методические принципы выделения и изучения // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции, Воронеж, 20-25 сент. 2010 г. – Воронеж: ВГУ, 2010. – С. 28-33.
4. Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Геологическое строение [Москвы] // Геология и город. – М.: АО «Московские учебники и картолитография». 1997. – С. 38-125.
5. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 300 с.
6. Макаров В.И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр. – № 1. – 1997. – С. 20-26.
7. Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. – № 8. – 2008. – С. 10-25.
8. Григорьева С.В., Макаров В.И. Крупномасштабное картографирование новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Москвы) // Геоэкология. – № 2. – 2010. – С. 99-114.
9. Грачев А.Ф. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. Грачева А.Ф. – М.: Пробел, 2000. – 487 с.
10. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания территории СССР. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Герасимова И.П. и Сидоренко А.В. – М.: Недра, 1972.

УДК 55.551.2.3

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.М. Макеев, П.С. Микляев, И.В. Коробова

Учреждение Российской академии наук Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), г. Москва, Россия

Известно, что европейский север Восточно-Европейской платформы (ВЕП), включая и северо-западную часть, находится под воздействием разноранговых источников тектонических деформаций. К источникам литосферного ранга относятся Северо-Атлантический и Западно-Арктический сегменты срединно-океанической рифтовой системы [2, 10], регионального ранга – постледниковое голоценовое поднятие Фенноскандинавского щита [3], локального ранга – Готландско-Ботнический и Кандалакшский активные грабены, расположенные к западу и северо-востоку от рассматриваемой площади [1, 9]. Существование нескольких разноранговых и разновозрастных источников, с разных сторон воздействующих на север платформенной территории, предполагает формирование перекрестного структурного плана [4, 5], что имеет важные последствия с точки зрения сейсмической опасности и риска.

Первые результаты детальных исследований, полученные в рамках госбюджетной темы «Геодинамически активные зоны платформенных территорий», показали, что в северо-западной части Восточно-Европейской платформы существуют платформенного типа деформации (структуры) с перекрестным характером строения. Чтобы минимизировать неточности, связанные с влиянием экзогенного фактора, т.е. ледникового ландшафта на выявление поднятий и прогибов, привлекались данные по строению дочетвертичного рельефа [6, 8], учитывались зональность крупных форм рельефа и строение докайнозойского основания.

В западной части рассматриваемой площади находится обширная Балтийско-Ладожская низменная равнина с островными возвышенностями, плавно переходящая в акваторию Балтийского моря. От Финского залива она отделена поднятием силурийского глинта. По периметру равнины расположены Валдайская асимметричная возвышенность, к северу (через Подпорожье) на ее простирании находится Олонецкая и Западно-Карельская возвышенности, к югу – Минская возвышенность. Они отвечают средневысотным и возвышенным равнинам. Западная часть рассматриваемой площади расположена в пределах Ладожского выступа кристаллического фундамента. На юго-востоке выступ сопряжен с Валдайским (Крестцовским) верхнепротерозойским прогибом. По осадочному чехлу здесь развит нижнепалеозойский субширотный прогиб Балтийской синеклизы и верхнепалеозойский прогиб Московской синеклизы СВ-ЮЗ простирания. В районе Пскова локализована Латвийская седловина, разделяющая прогибы Московской и Балтийской синеклиз, и объединяющая поднятие Белорусской антеклизы с Ладожским выступом Балтийского щита. В кайнозойское время осадконакопления локализуется в пределах центральной части Балтийской синеклизы.

В северной части территории расположена обширная Двинско-Мезенская низменность, или Северная Приморская равнина с узкими, протяженными и проникающими на юг заливообразными понижениями (область распространения низменного рельефа) и раскрывающаяся в сторону горловины Белого моря. С запада она ограничена асимметричным кряжем Ветреннего пояса, с юга-запада Сухонско-Двинской возвышенностью, переходящей к югу в возвышенность Северных Увалов. Они отвечают области развития средневысотных и возвышенных равнин. Эта часть площади расположена в пределах обширного Онежского выступа кристаллического фундамента, сопряженного на юге со Среднерусским верхнепротерозойским прогибом, на юго-западе с Вологодским (Воже-Лачским) прогибом. Осадочный чехол выполняет среднедевонские прогибы Московской и Мезенской синеклиз, разделенных

Лузской седловиной. В их пределах в мезозое продолжилось осадконакопление, но в кайнозое эта площадь оказалась за пределами осадконакопления.

Между Валдайской возвышенностью на западе и Сухонско-Двинской возвышенностью и возвышенностью Северных увалов на востоке находится обширная Верхневолжская флювиогляциальная, средневысотная равнина с редкими изолированными возвышениями. На юге она сопряжена со Смоленско-Московской возвышенностью. Верхневолжская равнина расположена в пределах Крестцовского (Нелидовского) выступа фундамента, ограниченного с севера Среднерусским верхнепротерозойским прогибом. К юго-востоку по простиранию Верхневолжская равнина переходит в Горьковско-Марийскую, расположенную в зоне сопряжения поднятия Токмовского свода и прогиба Московской синеклизы. На северо-западе в районе Онежского озера она отделяется от цокольных равнин Балтийского щита поднятием с уступом. Средневысотная равнина занимает центральную часть рассматриваемой территории. К западу и к северо-востоку от нее происходит снижение рельефа к низменным аккумулятивным равнинам, переходящим в морские акватории.

Следовательно, северо-западная часть ВЕП, расположенная в пределах Ладожского и Онежского обширных выступов фундамента, разделенных Вологодским поперечным прогибом, длительное время находилась под непрерывным и периодически возобновляемым воздействием разновозрастных прогибов позднепротерозойского, раннепалеозойского, среднедевонского, мезозойского и кайнозойского возраста. Эти движения, по сути дифференцированного (колебательного) характера, происходили на фоне длительного и устойчивого поднятия Фенноскандинавского (Балтийского) щита, расположенного к северу. Как правило, это приводит к возникновению повышенной напряженности и дислоцированности пород. Рельеф, возникший в условиях новейших деформаций, оказался дифференцирован на обширные низменные и средневысотные равнины, сузившие возвышенные и обширные равнины до узких полос. На западе и северо-востоке плиоценовая ступень погребена и находится ниже уровня моря, миоценовая и олигоценовая ступени отвечают приподнятому положению [6].

В рамках рассматриваемой территории на основании принципов сопряженности, непрерывности и соподчиненности новейшие структуры были дифференцированы на зоны и области и увязаны со всеми возможными источниками деформаций. В результате выделено три неотектонических области, различные по структурному рисунку: 1) западная, 2) северная и 3) восточная. В южной, краевой части территории фиксируется протяженная Смоленско-Московско-Ветлужская зона поднятий [3, 10]. Центральная часть территории отвечает Крестцовской области интерференции, в пределах которой пересекаются разновозрастные и разнотипные новейшие структуры (рис. 1).

1. В западной части рассматриваемой территории фиксируются дугообразно изогнутые в плане поднятия и прогибы, ярко выраженные в дочетвертичном и четвертичном рельефе. Они хорошо согласуются друг с другом по простиранию с отчетливой выпуклостью в восточном направлении, в сторону Крестцовского выступа. К востоку от района Чудского озера фиксируется повышенная плотность проявления поднятий и прогибов, к западу, они становится более разряженными. Восточной границей распространения дугообразных структур является поднятие с четко проявленной ундуляцией оси шарнира. В рельефе поднятие выражено Валдайско–Западно-Карельской возвышенностью. В пределах Валдая поднятие асимметрично: его восточное крыло пологое, западное более крутое (западная асимметрия). К северу в районе Олонецкой возвышенности оно косо (несогласно) сочленяется с другими поднятиями и прогибами онежско-двинского простирания. К югу в районе Крестцовского прогиба они пересекаются более ярко выраженными структурами фенноскандинавского простирания. В западном направлении дугообразные в плане структуры, не прерываясь, сопрягаются с активными прогибами, наследуемыми акваториями Балтийского моря и Ботнического залива, расположенными за рамками рассматриваемой территории. При этом от Валдайской возвышенности к Балтийскому морю удельный вес прогибов в этих структурах увеличивается. Это позволяет относить сопряженные, непрерывные по развитию и дугообразные в плане структуры к Балтийско-Ботнической неотектонической зоне.

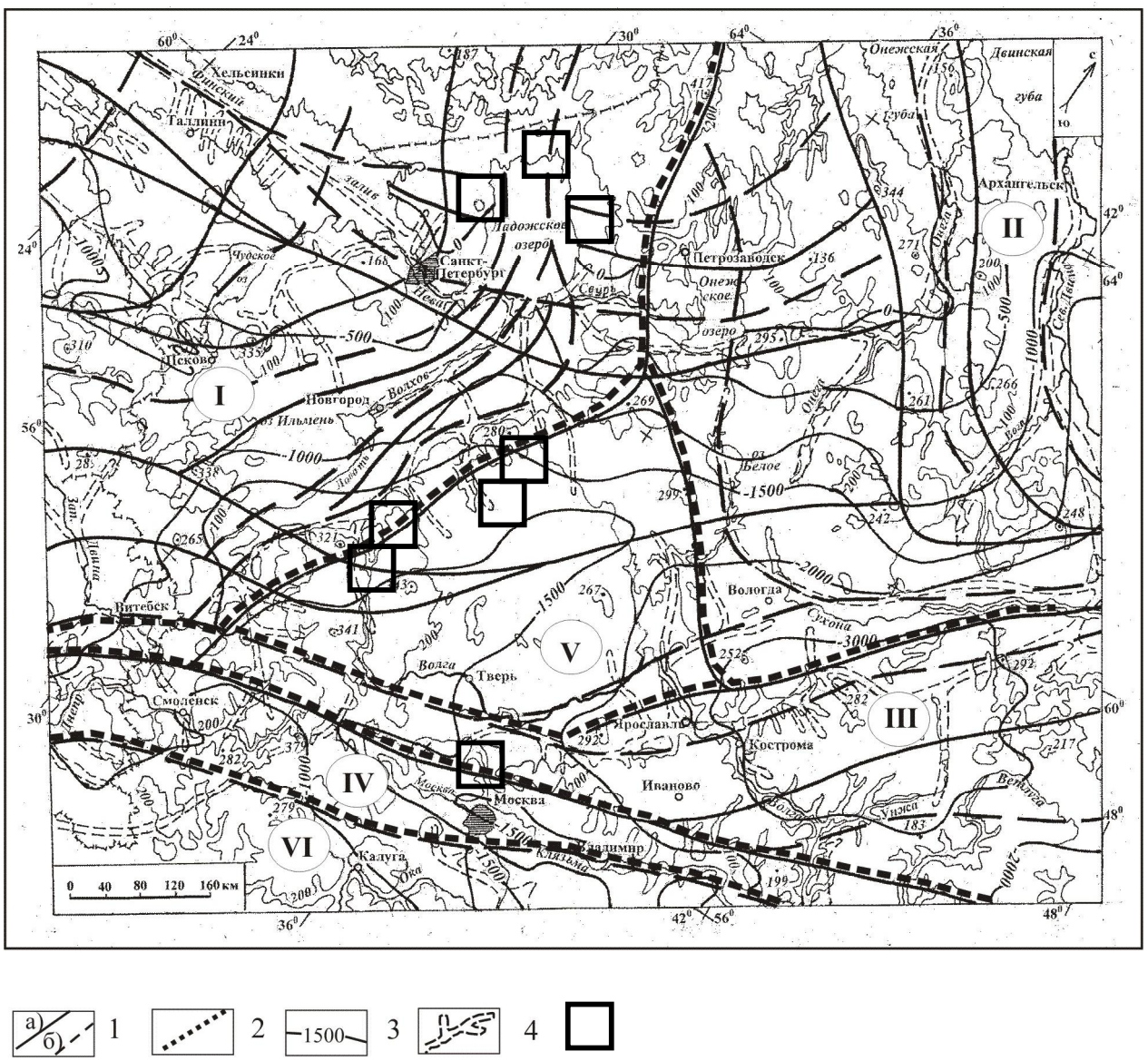


Рис. 1. Неотектоническая зональность северо-западной части Восточно-Европейской платформы (N_2 , Q). *1 – оси неотектонических структур: поднятий а), прогибов б); 2 – границы структурно-геодинамических зон, 3 - изогипсы кровли кристаллического фундамента, 4 – дочетвертичные речные врезы. На рисунке римскими цифрами показаны структурно-геодинамические зоны: I – Балтийско-Ботническая, II – Онего-Двинская, III – Фенноскандинавская, IV – Московско-Дмитровско-Ветлужская; V – Крестцовская зона структурной интерференции, VI – другая, южная зональность, за рамками площади исследования. Квадратом показаны участки полевых исследований деформаций и измерения плотности потока радона*

На рассматриваемой площади поднятия и прогибы балтийско-ботнического простирания пересекаются другим, более молодыми четвертичными структурами фенноскандинавского простирания, являющиеся транзитными для этой зоны. Ярким представителем структур этого простирания является прогиб акватории Финского залива, от которого в южном направлении в сторону Минской возвышенности, яркость их проявления постепенно угасает. К западу от Чудского озера с прогибом Финского залива согласуются субширотные структуры, проявленные по дочетвертичному рельефу. К востоку структуры фенноскандинавского простирания пересекаются субмеридиональными структурами онежско-двинского простирания, выделенными по дочетвертичному рельефу. При этом Валдайская и Вепсовская возвышенности отражают собой участки структурных интерференций, в пределах которых происходит пересечение разнородных и разновозрастных поднятий. Переходная зона от субши-

ротных к субмеридиональным структурам приходится на Латвийскую седловину, или, точнее, на район Чудского озера. Подобного рода соотношения структур указывает на формирование здесь перекрестного структурного плана. В его пределах фиксируются участки с конформным и с дискордантным строением дочетвертичных и четвертичных структур. Последнее важно учитывать при изучении сейсмичности в регионе.

Итак, можно предположить, что западная часть территории находится в условиях латерального воздействия субширотных напряжений растяжения, наведенных со стороны Балтийско-Ботнического активного прогиба, и латерального воздействия субмеридиональных напряжений сжатия, наведенных со стороны поднятия Фенноскандинавского щита.

2. В северной части рассматриваемой территории фиксируется другие, также дугообразные в плане неотектонические деформации. В районе Сев. Двины и Онеги они хорошо выражены одновременно в дочетвертичном и четвертичном рельефе. К югу в районе Вологодского прогиба фундамента они проявлены исключительно в четвертичном рельефе. Эти структурные направления представлены конгруэтными в плане структурами, выпуклыми в сторону рр. Суда и Сухона. В отличие от поднятия Валдайской возвышенности, поднятие Ветреного пояса проявляет северо-восточную асимметрию. Южной границей распространения этих структур является поднятие, сопряженное с прогибом, наследованным озерами Онежским, Белым и Кубенским и долиной р. Сухона. В районе Вепсовской и Олонецкой возвышенностей и далее в северном направлении отмечается несогласное сочленение этой границы с границей структур балтийско-ботнического простирания, которое может рассматриваться в качестве Карело-Финской зоны структурных несогласий (рис. 1). С юга на север в сторону горловины Белого моря амплитуды суммарных деформаций постепенно возрастают, частота изгибов (деформаций) увеличивается, доля прогибов в структурах возрастает, т.е. проявляется инконгруэнтность структур. Сопряженность и согласованность развития структур северной части ВЕП со структурами Онежско-Кандалакшского активного грабена (находящимся за рамками рассматриваемой площади) позволяет считать их неотектонически однотипными и относить к Онежско-Двинской неотектонической зоне.

Онежско-Двинские структуры отчасти пересекаются поднятиями и прогибами фенноскандинавского простирания, которые отчетливо проявлены в зоне сопряжения Фенноскандинавского щита и чехла Русской плиты в виде широкой полосы сопряженных деформаций. В районе Онежского озера оба направления создают перекрестный структурный план и по простиранию к северо-востоку в районе Ветреного пояса подавляются более активными Онежско-Двинскими структурами.

Следовательно, можно предположить, что северная часть рассматриваемой площади формируется в условиях латеральных СВ-ЮЗ напряжений растяжения. Формирование дальней зоны связывается с напряжениями сжатия. Сдвиговым условиям могут отвечать зоны поднятий Ветреного пояса и отчасти Сухонско-Двинской возвышенности. Структурный рисунок Онежско-Двинской неотектонической зональности сопоставим с другими подобного типа известными структурами растяжения.

3. В направлении от поднятия Фенноскандинавского щита и далее на юго-восток до широт Смоленска, Москвы и Нижнего Новгорода распространены дугообразные в плане поднятия и прогибы с разной степенью выраженности в рельефе и выпуклые к юго-востоку. Южнее широт этих городов подобного типа структуры не фиксируются. Они менее всего они выражены там, где пересекают структуры онежско-двинского и балтийско-ботнического простирания, и наиболее ярко за пределами их распространения, т.е. в центральной и в восточной части площади. В восточной части они согласуется со структурами онежско-двинского простирания. Здесь происходит согласование деформаций по простиранию и направленности движений, но имеется рассогласование по происхождению. В целом от щита к прогибу Московской синеклизы фиксируются зона преимущественного поднятия, ограниченная рамками Фенноскандинавского щита, зона преимущественных прогибов, отвечающих сопряжению щита с Русской плитой (зона компенсационного прогиба), и дальняя зона равномерных поднятий и прогибов Русской плиты. Выявленная непрерывность развития

структур в СЗ-ЮВ направлении позволяет относить их к Фенноскандинавской региональной геодинамической системе [3]. В них можно наблюдать северо-западную вергентность, возможно, возникшую по причине наличия продольного сжатия земной коры, ориентированного СЗ-ЮВ направлении.

Фенноскандинавская неотектоническая зональность отчетливо проявлена в рисунке дочетвертичного (плиоценового) и четвертичного рельефа. Это фиксируется по плиоценовым прогибам, развитым в пределах Горьковско-Марийской низины и прогибу, локализованному в пределах Финского залива, трассирующемуся на восток в направлении рек Свирь и Водля. От Великого Устюга до Ярославля фиксируется дочетвертичный прогиб, который находит свое продолжение в четвертичном прогибе, проявленном от Ярославля до Витебска. На участке от Великого Устюга до Ярославля фиксируется унаследованное развитие прогиба от дочетвертичного времени доныне. Изменения, связанные с частичным изменением дочетвертичного структурного рисунка, произошли в пределах Смоленска, Владимира и Ниж. Новгорода. Здесь возникла протяженная Смоленско-Московско-Ветлужская четвертичная зона поднятий субширотного простирания косо пересекающая плиоценовую зональность. В пределах Верхне-Волжской равнины поднятия выражены в дочетвертичном рельефе.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории можно выделить три структурно-геодинамических зоны: 1) Балтийско-Ботническую, 2) Онежско-Двинскую (Беломорскую) и 3) Фенноскандинавскую. В центральной части территории между фронтами встречного сжатия, выраженных структурами онежско-двинского, балтийско-ботнического простираний, находится Крестцовская зона интерференции. К северу от нее простирается Карело-Финская зона структурных несогласий (геодинамически активная зона) по обе стороны от которой локализованы геодинамические системы локального ранга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. – № 5. – 1999. – С. 3-14.
2. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Труды ГИН РАН. – Вып. 552. – М.: Наука, 2004. – 340 с.
3. Макаров В.И. Проблема глубинной геодинамики и гляциоизостазии в оценке современной неотектонической активности и сейсмичности зоны сопряжения Фенноскандинавского щита и Русской плиты // Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. – М.: Книга и Бизнес, 2009. – С. 166-173.
4. Макеев В.М. Кузнецкая периорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия. – М.: ГЕОС, 2008. – 148 с.
5. Макеев В.М., Коробова И.В. Средне-Русский авлакоген в условиях современных деформаций // Проблемы снижения природных опасностей и рисков. – Т. 2. – М.: РУДН, 2009. – С. 357-362.
6. Можаев Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. – Л.: Недра, 1973. – 233 с.
7. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. – М.: Книга и Бизнес, 2009. – 228 с.
8. Среднеплиоценовая эпоха (предакчагыльское время). Масштаб 1:5 000 000. Палеогеоморфологический атлас СССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. – Ленинград, 1983.
9. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб 1:4 000 000 / Отв. ред. акад. Е.Е. Милановский. – М.: ФГУП Производственное картосоставительское объединение «Картография», 2007.
10. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 299 с.

УДК 550.343

НОВАЯ МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД (M_{max}) ПО СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА)

Т.Я. Маммедли

Республиканский Центр Сейсмологической Службы НАНА, г. Баку, Азербайджан

Введение

Сейсмическое районирование, имеющее большую социально-экономическую, экологическую значимость, является одной из актуальных проблем современной сейсмологии.

Известно, что карты сейсмического районирования бывшего СССР (в том числе и Азербайджана) неоднократно пересматривались из-за неадекватного отражения ими реальных сейсмических условий в сейсмоактивных регионах. Это было связано с неточностью определения очаговых зон и максимально возможных магнитуд землетрясений в этих зонах, следовательно, и интенсивности проявления на поверхности земли. Иными словами, используемая методика составления карты сейсмического районирования не решает поставленную задачу окончательно,

В этой связи разработка методики выявления потенциально опасных очаговых зон и оценки магнитуды, максимально возможных в них сильных землетрясений является крайне важным фактором для получения исходного материала с целью детализации и уточнения действующих карт сейсмического районирования.

Постановка задачи

До настоящего времени рядом ученых-специалистов предлагались различные методы подхода к решению задач по выявлению потенциально опасных очаговых зон и оценка максимально возможных магнитуд сильных землетрясений в них.

Еще в конце второй половины XX века при составлении карты сейсмического районирования территории СССР Г.П. Горшков придерживался парадигмы «сейсмического актуализма» («где было, там и будет»). [1]. Такой подход к проблеме себя не оправдал, т.к. в последующие годы сильные землетрясения происходили в тех местах, где они ранее не наблюдались или же отсутствовали данные о них. Как отмечает И.Е. Губин, 17 сильных землетрясений из 19, отмеченных на территории СССР за прошедший период времени после составления этой карты, возникали вне вероятно опасных в сейсмическом отношении зонах [2].

По его мнению, сильные и разрушительные землетрясения должны возникать в активных разломных зонах. Однако их следует ожидать в тех отрезках этих активных разломов, где на протяжении ряда лет идет процесс накопления сейсмической энергии. Естественно, что эти зоны не могли быть отражены на картах сейсмического районирования, составленные Г.П. Горшковым.

Учитывая вышесказанное, ученые пришли к выводу, что для картирования сейсмической опасности региона необходимо определять не только реальные (уже наблюдаемые), но и потенциальные очаговые зоны. Затем на их основе следует рассчитывать возможный сейсмический эффект на поверхности земли [2, 3].

В настоящее время имеются ряд методов выявления потенциальных очаговых зон, однако в сейсмологической практике широко известны только два из них.

Первый – «формализованный» метод, используемый при оценке сейсмического потенциала «элементарных площадок» на основе сравнительного анализа их комплексных геолого-геофизических и сейсмологических данных с данными очаговых зон сильных землетрясений [5].

Второй – генетический метод, при котором вдоль разлома выделяется узкая «квазиоднородная» сейсмическая зона с определенной длиной и считается возможным возник-

новение землетрясений с максимальной магнитудой (M_{max}) в каждой ее точке. Величины зоны определяется по размерам площади распространения афтершоков, по плейстосейстовой зоне и т.д.

Каждый из этих методов наряду со своими преимуществами имеет и своеобразные недостатки. По «формализованному» методу связь между геолого-геофизическими и сейсмологическими данными является формальной, не имеющая никакой физической основы.

По генетическому методу каждый из разломов, вдоль которых выделяется сейсмические зоны, необоснованно считается активными по всей своей протяженности. С другой стороны, в зонах разломов, где не наблюдались или не имеются данные о сильных землетрясениях, исключается возможность возникновения таких землетрясений в будущем.

Таким образом, проблема выявления потенциальных очаговых зон сильных землетрясений окончательно не решена и заведомо является актуальной задачей современной сейсмологии.

Методика проведения исследования и полученные результаты

Для решения вопроса определения потенциально опасных очаговых зон сильных землетрясений автором разработан уникальный метод выявления сейсмогенерирующих зон глубинных разломов по слабой сейсмичности. [6].

В основу метода положено представление о сейсмогенерирующих структурах, которыми, как известно, являются активные разломы, разграничивающие геотектонические структуры с различным тектоническим режимом и аккумулирующие все сильные и основную массу слабых и средней силы землетрясения.

Согласно предложенной методике, выявление сейсмогенерирующих зон проводится на основании разбивки исследуемой территории на равномерные площадки и построения карты эпицентров слабых землетрясений. Для каждой из этих площадок, в пределах которых количество эпицентров не меньше задаваемого порогового числа, строятся аппроксимирующие линии концентрации эпицентров. Предполагается, что эти линии соответствуют зонам активных разрывных нарушений.

Размеры площадок выбираются по следующему принципу: чем меньше размер площадки, тем ближе к истинному положению разлома аппроксимирующие линии концентрации эпицентров. С другой стороны, минимальный размер площадки должен обеспечивать достаточное статистическое число землетрясений.

Таким образом, предложенная методика позволяет без каких-либо дополнительных (геологических, тектонических и т.д.) данных определить активные отрезки глубинных разломов, следовательно, установить потенциальные (известные и неизвестные по настоящее время) очаговые зоны сильных землетрясений.

Другим важнейшим этапом при составлении сейсмического районирования является определение значения магнитуд максимально возможных землетрясений M_{max} в сейсмогенерирующих или очаговых зонах. Многие исследователи проводят эти расчеты на основании анализа соотношений протяженности очаговых зон и магнитудой землетрясения. Длина очагов ими была установлена разным способом – по величине облаков афтершоков, остаточной деформации и т.д.

И.Е. Губин выявил [2] следующую зависимость между протяженностью очага (L) и магнитудой землетрясений (M):

$$\lg L\text{km} = 0{,}424\ M - 1{,}29. \quad (1)$$

По Ю.В. Ризниченко [7] зависимость между L и M выглядит следующим образом:

$$\lg L\text{km} \pm 0{,}5 = 0{,}440\ M - 1{,}289. \quad (2)$$

Для территории Турции определено [8] соотношение:

$$\lg L\text{km} = 0{,}78\ M - 3{,}62. \quad (3)$$

Т. Утси [9], используя данные о протяженности облаков афтершоков и остаточной сейсмодислокации, получил формулу:

$$\lg L\text{km} = 0{,}5\ M - 1{,}8. \quad (4)$$

Значения магнитуд максимально возможных землетрясений M_{max} в сейсмогенерирующих или очаговых зонах по новой методики определяются более точно, чем выше приведенные другие исследователи, так как по этой методике очаговые зоны, следовательно, их размеры устанавливаются более конкретно.

Методика апробирована для территории Азербайджана, которой свойственна достаточно высокая сейсмическая активность.

Данные землетрясений, использованные автором, были детально проанализировано и установлено, что погрешность в определении их координат в большинстве случаев составляет ± 10-15 км. Точность определения координат очагов землетрясений с M < 4,5 в средней части Каспия несколько ниже. Поэтому они не были использованы в исследованиях.

На основе вышеприведенной методики, вся территория республики была разбита на элементарные ячейки с размерами 0,2o x 0,2o, на которые были нанесены эпицентры землетрясений с MLH = 2,2 ÷ 4,5 за период 1980-2005 гг.

Такие размеры ячейки (0,2o x 0,2o) были выбраны в связи с тем, что при малых размерах ячеек (например, 0,10 x 0,10), число землетрясений на площадках являются недостаточными для статистики. С другой стороны, так как точность определения координат землетрясений в большинстве случаев не превышает ± 10-15 км, при которой, в отличие от ячеек с меньшими размерами (0,10 x 0,10), величины сторон выбранных ячеек (0,2o x 0,2o) соизмеримы со значениями ошибок.

Были использованы данные около 8 тысяч землетрясений, из которых только 5 % землетрясений имеют M > 3,5 (т.е. в основном использованы слабые землетрясений). Среднее число землетрясений, приходящееся на одну площадку ровно $N = 7$. В связи с этим, пороговым числом количества эпицентров на площадку задавалось число 7, т.е. расчеты велись на тех площадках, где $N > 7$. Линии концентрации эпицентров в пределах площадки строились известным методом наименьших квадратов. Вся работа выполнялась на базе программного обеспечения на ЭВМ.

На полученной карте линии с одинаковым направлением сопредельных площадок объединены и в результате выделено множество линий с различной протяженностью и направлением, которые соответствуют сегментам глубинных разломов, выявленных ранее геолого-геофизическими методами. При этом значения погрешностей в определении координат очагов землетрясений является и точностью определения пространственного расположения этих аппроксимирующих линий.

Достаточно высокое пространственное совпадение этих линий и эпицентров очагов сильных землетрясений (M > 5,0) Азербайджана подтверждает правильность полученных результатов, представленных на рис. 1.

Пространственное расположение выделенных по слабой сейсмичности сейсмогенерирующих линий показывает, что на территории Азербайджана ни один разлом по всей своей протяженности не проявляет одинаковую сейсмическую активность. Активные отрезки поперечных и продольных разломов создают сложную мозаичную картину.

С целью определения максимально возможной магнитуды землетрясений в сейсмогенерирующих (очаговых) зонах, выявленных по слабой сейсмичности, нами проведены соответствующие расчеты и установлено следующее соотношение:

$$\lg L\text{km} = 0{,}366\ M - 0{,}883. \quad (5)$$

В таблице 1 даны значения протяженностей (L) очагов землетрясений различных магнитуд, полученные из вышеуказанных соотношений (*1*), (2), (3), (4), (5).

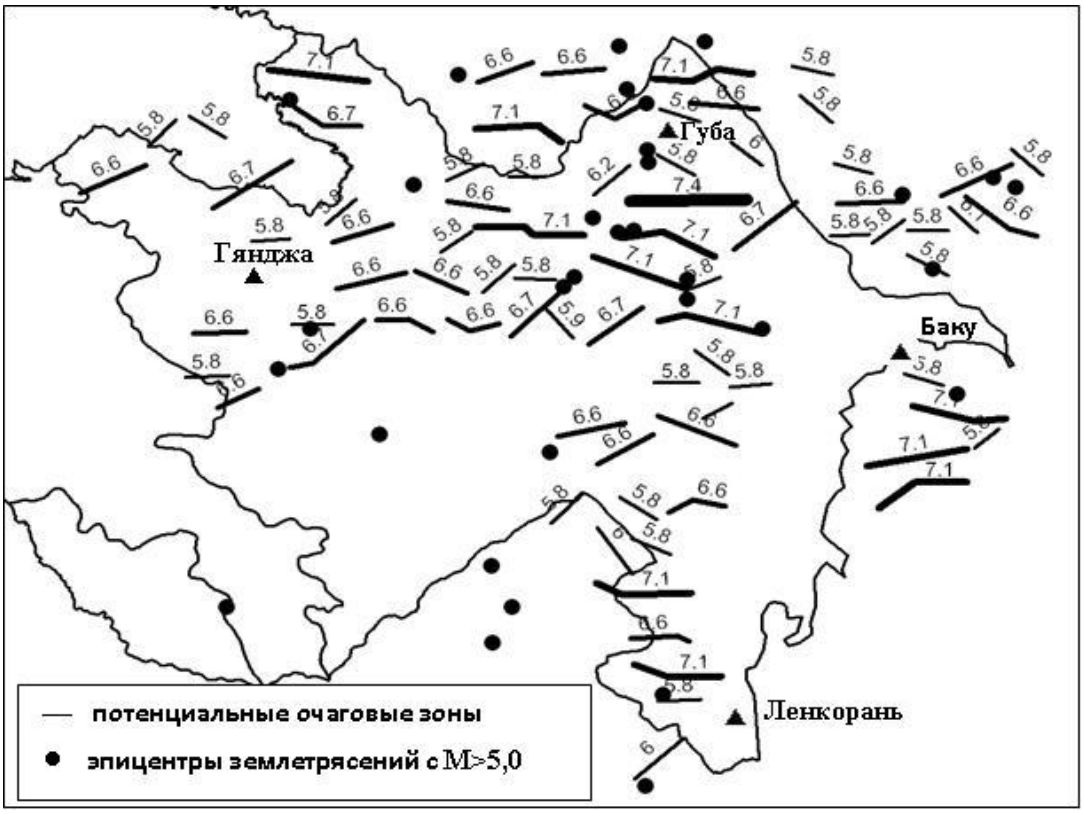


Рис. 1. Схема расположения сейсмогенерирующих (очаговых) зон и очагов сильных землетрясений (M > 5,0) Азербайджана

Таблица 1

Значения протяженности (*L*) очагов землетрясений различных магнитуд

M	*L* Т.Я. Маммедли	*L* Ю.В. Ризниченко	*L* И.Е. Губин	*L* Т. Утси	*L* Н.М. Токсоз
5	9	8	7	5	2
5, 5	14	13	11	9	5
6, 0	21	22	18	16	12
6, 5	31	37	29	28	28
7, 0	48	62	48	50	69
7, 5	73	103	78	89	170
8, 0	111	170	126	160	420

Из таблицы видно, что полученные нами значения *L* для магнитуды M < 6,0 хорошо согласуются со значениями Ризниченко и Губина. Данные по Утси и Токсоза являются заниженными относительно наших данных.

Значения L для очагов землетрясений с 6,5 < M < 7,5, полученные по нашим результатам, близки к значениям, полученные Губином и Утси, а данные по Ризниченко и Токсоза несколько завышены. Все это указывает на то, что полученная нами формула (5) дает достаточно близкие к реальным значения зависимости *L* от M.

Полученное нами соотношение между протяженностью очаговых зон и максимально возможных магнитуд землетрясений в сейсмогенерирующих зонах различной протяженности выявленных по слабой сейсмичности показывает, что на территории Азербайджана максимально возможная магнитуда землетрясений (M_{max}) в наиболее протяженных зонах (*L*= 60 км) примерно равна M_{max} = 6,9 ÷ 7,3 и такие землетрясения могут возникать в ряде областей республики (см. рис. 1), таких как, в районе Загатала, севернее Шеки (в Дагестане), севернее Губы (на границе с Дагестаном), южнее Губы (вблизи села Гонагкенда), в Шамаха-Исмаиллинской зоне, в трех местах южнее Абшерона и в двух местах в Талышской зоне.

Анализ показал, что значения максимально возможных магнитуд землетрясений в очаговых зонах с наименьшей (15 км < *L* < 25 км) и средней (25 км < *L* < 35 км) протяженностью равны соответственно M_{max} = 5,5-6,0 и M_{max}= 6,0-6,5.

Заключение

На основании проведенных исследований получены следующие основанные результаты:

- разработан метод выявления активных частей глубинных разломов по слабой сейсмичности, являющиеся потенциальными очаговыми зонами;
- определена зависимость между протяженностью (*L*), выявленных по слабой сейсмичности очаговых зон и максимально возможных магнитуд землетрясений в них;
- выявлены потенциальные очаговые зоны Азербайджана по слабой сейсмичности и установлено значение максимально возможных магнитуд землетрясений (M_{max}) в них.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.П. Инструкция по проектированию гражданских и промышленных зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах. Прил. карта сейсмического районирования территории СССР. – М-Л.: Госстройизда, 1940.
2. Губин И.Е. Геология и землетрясения // Сейсмотектоника южных районов СССР. – М.: Наука, 1978. – С. 5-26.
3. Медведев С.В. Опыт нового районирования Молдавской ССР по зонам сейсмической активности // Труды Геофизического Института АН СССР. – № 5 (132). – 1949. – С. 38-48.
4. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования // Труды Геофизического Института АН СССР. – № 13 (140). – 1950. – С. 1-53.
5. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). – М.: Наука, 1975. – 139 с.
6. Маммедли Т.Я. Выявление очаговых зон сильных землетрясений Азербайджана и определение их максимальных магнитуд (M_{max}) по слабой сейсмичности // Изв. НАН Азербайджана, Науки о Земли. – 2005. – С. 60-64.
7. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по Физике землетрясений. «Наука». – М., 1976. – С. 9-27.
8. Toksoz M.N., Shakal A.F., Michael A.J.Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Pure and Appl. Geophys. – Vol. 117. – 1979. – P. 1258-1270.
9. Utsi T. A statistical study on the occurrence of aftershocks. Geophys. Mag. – Vol. 30. – № 4. – 1961. – P. 521-605.

УДК 551.21-550.34 (470.67)

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДЛЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

В.У. Мацапулин, Е.В. Тулышева, С.И. Исаков

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала, Дагестан

До настоящего времени считалось, что магматизм Восточного Кавказа в целом был представлен базальтоидными породами двух диабазовых поясов Кахетинским и Казбековским. Первый прослеживается через всю территорию Дагестана и в С-В направлении погружается (уже на территории Азербайджана) под известняковые толщи верхней юры, нижнего

мела. Второй магматический пояс в Дагестане прослежена в С-В направлении только до верховьев Аварского Койсу. Магматические породы представлены дайками диабазов, малыми межпластовыми интрузиями основного состава, известны подводные излияния – шаровые лавы (вариолиты) и др. разности.

Территория к северу от этих магматических поясов (Главного и Бокового хребтов осевой части мегантиклинория Восточного Кавказа) считалось амагматической. Здесь были известны только находки вулканических пеплов в южном Дагестане (бассейны рек Гюльгерычай, Рубасчай), но они считались привнесенными с соседних территорий – северного Азербайджана и южного склона Главного Кавказского хребта [1, 3, 8].

При геологических исследованиях Институтом геологии ДНЦ РАН в 2006 году [4, 5, 6, 7, 9] в центральном Дагестане были установлены проявления вулканических пеплов в бассейнах рек Халагорк и Шура-Озень. Эти образования были представлены пластами пеплов залегающих на аллювиально-делювиальных отложениях террасовой поверхности (Q1?) – Халагорское и Буйнакское проявления. Они имеют косвенные признаки местных вулканогенных процессов. Халагорское проявление установлено в пределах Уримнского плато (синклинали), где отмечаются пеплы среди эоценовых известняков, развиты бентонитовые глины, силициты – окремненные известняки, спонголиты, опоки, трепела, цеолиты, эпигенетическое образование сердолика ($SiO_2 * n\ H_2O * Fe_2O_3$). Все эти образовния по литературным данным формировались при вулканических процессах, за счет преобразования эффузивных пород, включая и пеплы. И только сердолик – результат гидротермальных процессов, связанных с вулканизмом. Предполагать, что именно на это плато были перенесены пеплы с других территорий маловероятно.

В Буйнакском проявлении пеплов, в подстилающем их горизонте отмечены карбонатные породы в виде желваковых стяжений. В самом пласте пеплов также отмечаются подобные породы. Под микроскопом видно, что эти породы представлены: основная масса – криптозернистый карбонат, вкрапления – кварц, плагиоклаз, амфибол, пироксен, незначительное количество апатита, редкие чешуйки мусковита. Отмечаются округлые стяжения аморфного вещества в срастании с рудными минералами и карбонатом, которые мы считаем вулканическим стеклом в срастании с другими минералами. Эти же минералы в других соотношениях отмечаются по данным минералогических анализов и в пеплах, с которыми ассоциируют эти обломки. Содержания вулканического стекла в пеплах достигает 80 %. Анализируя геологические и аналитические определения, мы считаем, что эти карбонатные породы образовались совместно с пеплами при вулканогенном процессе. Масса этих карбонатных обособлений достигает до 1-2 кг, и переноситься на сотни километров они не могли. А, следовательно, это проявление пеплов – результат местных вулканогенных процессов. Урминская синклиналь сложена эоценовыми известняками, которые и являются подстилающими толщами (в региональном плане) продуктов вулканогенных процессов.

Группа продуктов вулканогенных процессов установлены в бассейне реки Шура-Озень, Истисув и на Буйнакском перевале на хребте Нарат-Тюбе. Отмеченная территория сложена среднемиоценовыми породами (чокрак-караганские кварцевые, слабосцементированные песчаники). К таким проявлениям относятся Нижнеказанищенское, Бугленские проявления (старый и новый карьеры); проявления Буйнакского перевала, долина р. Шура-Озень, дюна Сары-Кум, овраг Истисув. Характерно для всех этих проявлений то, что они связаны с тектоническими полостями и большая часть этих проявлении локализуется в тектонических полостях, что свидетельствует об их местном образовании.

В вещественном их составе, по сравнению с поверхностными пеплами, происходят усложнения. На проявлениях отмечаются гидротермальные изменения вмещающих пород – окварцевание, образование белого сахаровидного кварца, широко распространено ожелезнение вмещающих пород, образование пластов нагнетания глинистых пород (новый карьер Буглена). Тектонические полости – это большей частью межпластовые контакты песчаных пачек. Эти полости в целом заложены по межпластовым контактам, они местами пересекают их, выравнивают, расширяют и т.д. С этими полостями отмечаются и секущие тектонические

трещины и по ним происходит циркуляция вулканогенных флюидов с последующим отложением материала.

Следует отметить, что на таких проявлениях как Бугленские песчаные карьеры, Нижнее Казанища, Истисув и Буйнакский перевал в эпигенетических трещинах отмечаются песчаный материал белого цвета, резко выделяющийся среди песчаников. Мы принимали этот материал в полевых условиях за вулканический пепел. При проведении аналитики (минералогия, химические анализы) было установлено, что этот материал состоит из кремнезема на 98 %. По минеральному составу в тонких (2-3 см) прожилках минералогическим анализом определен кварц и халцедон до 20-25 %. Под микроскопом устанавливается оскольчатые кварцевые обломки не характерные для песчаников и окатанные кварцевые зерна из вмещающих песчаников. Последние даже не изменили цвет. На проявлениях Нижнее Казанище, Бугленский старый карьер и Буйнакском перевале отмечаются зонки размером по видимой мощности до 1м по простиранию до 5-6 м разбитые тонкой сетью трещиноватости. Трещинки выполнены белым кварцевым песком, аналогично описываемому выше. Эта тонкая трещиноватость могла возникнуть только при взрывных процессах. Представить себе, что она образовалась при тектонических подвижках, просто, нет данных. Суммируя эти материалы, мы делаем заключение, что белый кварцевый песок в тектонических полостях в песчаниках образовался при взрывах, которые имели место при подъеме вулканогенных газо-паропепловых флюидов.

А часть флюидов, которая поднималась по тектоническим полостям, гидротермально изменяла вмещающие породы с их окварцеванием, ожелезнением, формированием сахаровидного белого кварца, в полостях отлагалась рассеянная самородная сера, отлагались вулканические пеплы, смесь илисто-глинистого материала с пеплом, гипсовая минерализация. На Буйнакском перевале в межпластовых полостях отмечаются глиноподобные породы (мощностью до 0,2-0,3 м) серо-зеленоватого цвета. Предварительно можно сказать, что это порода (по данным микроскопии) представлена глинистым материалом слегка серицитизированным, смешанным с вулканическим стеклом.

В 2011 году в эоловых песках дюны Сары-Кум, являющейся самым крупным в Европе образованием подобного типа, в бортах песчаных карьеров, нами и [2] установлены корочки мощностью до 1-2 см, верхняя часть которых имеет примазку желтоватого цвета.

Корочки состоят из терригенного эолового кварцевого песка, сцементированного криптозернистой карбонатной массой. И сама корочка, и поверхностная примазка интенсивно вскипают в HCl. На одном участке в 1,5 метровой пачке выделяется до 50-ти корочек. Эти сцементированные корочки похожи на эоловую слоистость песков дюны, соответствующие по элементам залегания слоистости. То есть корочки сингенетичны с эоловой слоистостью песков. Выделяется вторая группа образований этого вещества – эпигенетическая, наложенная на эоловые прослойки, вертикально залегающие, довольно интенсивно развитые в западной части дюны – в стенках пройденного здесь песчаного карьера. Кроме отмеченных форм выделяются разнообразные единичные формы этого карбонатного вещества – они представлены неправильными изометричными, удлиненными телами, вплоть до округлых шариков (в диаметре 1-2 см).

Как формировались все отмеченные образования? Некоторые исследователи (И. Идрисов, 2010) относят их к поверхностным образованиям пустынных регионов. Мы придерживаемся представления о вулканогенно-гидротермальном формировании всех отмеченных проявлений в эоловых песках. Тем более, что это проявление приурочено к зоне Нарат-Тюбинских разломов, в которых (выше отмечено) мы выделяем вулканогенные проявления, содержащие вулканический пепел, вулканическое стекло. На проявлении Истисув они доказаны минералогическим анализом.

Второй район Дагестана, где отмечены вулканические пеплы – это низовья рек Гюльгерычай, Рубасчай. Здесь выделялись проявления пеплов, которые считались привнесенными с соседних территорий. Нами в долине р. Рубасчай в нерасчлененных суглинистых породах акчагыла+апшерона установлены эпигенетические пласты пеплов. Первое проявление – это

пласт пеплов в левом борту Рубасчая у сел. Марага. Здесь в сингенетичной с вмещающими породами толще травертина (мощностью до 6-8 м) в верхней половине отмечен пласт пепла мощностью до 0,4-0,5 м, простирается на 15-20 м. образование травертина с пластом пепла происходило в подводных морских условиях. Второе интересное проявление пепла отмечено ниже по течению р. Рубасчай в 15 км от первого. Оно представлено просечкой пепла размером 2,0 · 0,2 м, наложенной на вмещающие породы и тесно ассоциируют с системой трещиноватости полигонального типа, трещины которой выполнены волокнистым гипсом (селенитом). Выше сел. Рубас, также в левом борту Рубасчая отмечается эпигенетичный пласт вулканического пепла (1,2 · 0,2-0,3 м). В верхней части его отмечается ожелезнение. В сарматских кварцевых песчаниках на левобережье Рубасчай, в 5-6 км от трассы Махачкала-Баку, нами отмечен пласт мощностью 0,1-0,15 м, протяженностью 6-8 м., представленный кварцевым песком сцементированным карбонатным раствором. Пласт, залегая вертикально, сечет вмещающие песчаники.

Отмеченные нами вулканические пеплы не имеют ничего общего с перенесенными на расстояния сотни километров. То есть и в этом районе Дагестана имели место вулканогенные процессы. Конечно, на этом изучение пеплов не завершается, необходимо расширять геологические полевые исследования и применять аналитику – петрографические, спектральные, изотопные и другие виды исследований для составления тафрогеохронологии, модели вулканического очага.

Сопоставляя имеющиеся проявления с сейсмическими данными в настоящее время можно сказать, что отмеченные площади вулканических пеплов совпадают с районами аксимальных сейсмических событий – Махачкалинский, Буйнакский районы и в южном Дагестане – Дербентский, Касумкентский районы. Что касается магматического очага вулканогенных процессов, то, видимо, он может располагаться в мантии на больших глубинах или в коровом пространстве в виде самостоятельных очагов или промежуточных камер. Возможно, что вулканическая камера с магмой, как это имеет место на Эльбрусе, располагается на некоторых глубинах в районах Буйнакской впадины и в нижнем течении Гюльгерычай, Рубасчай, где, кстати, выделяется по космическим снимкам Нижнее – Самурская кольцевая структура.

Нам представляется, что сейсмология Восточного Кавказа тесно связана с выявленным нами вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубятников В.Д. Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. – Л.: Госгеолиздат, 1940. – 202 с.
2. Идрисов И.А. К истории формирования и развития песчаного массива Сарыкум // Труды Заповедника Дагестанский. – Вып. 3. – Махачкала, 2010. – С. 19-27.
3. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР. – Т. 233. – № 2. – 1977. – С. 352-354.
4. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие. – № 2. – Махачкала, 2007. – С. 98-104.
5. Мацапулин В.У., Исаков С.И., Юсупов А.Р. Нарат-Тюбинское проявление вулканических пеплов // Сб. научных трудов. Институт геологии ДНЦ РАН. – Вып. 56. – Махачкала, 2010. – С. 46-49.
6. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Гидротермальные процессы, сопутствующие образованием верхнекайнозойских пеплов Дагестанского обрамления Восточного Кавказа // Сборник научных трудов Института геологии ДНЦ РАН. – Вып. 56. – Махачкала, 2010. – С. 192-196.

7. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Позднекайнозойский вулканизм северной окраины орогена Восточного Кавказа (Дагестан) // Вестник Дагестанского научного центра РАН. – № 32. – Махачкала, 2008. – С.12-20.
8. Ренгартен В.П. Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана // Изв. Геологического комитета. – XLVI. – 1927. – 152 с.
9. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Минералогия тяжелой фракции вулканических пеплов Дагестана // Материалы Международной конференции, посвящённой 90-летию Воронежского государственно университета. – Воронеж, 2008. – С. 152-153.

УДК 550.34

РАЗМЕРЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БАЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА

К.М. Мирзоев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, Россия

Введение

Для совершенствования методов расчетов карт сейсмического районирования, а также, оперативной оценки возможных потерь, необходимы более точные, и по возможности, экспериментальные данные о размерах очагов сильных землетрясений и параметрах затухания интенсивности сейсмических колебаний с расстоянием от сильных 6-9 балльных и выше землетрясений, возникающих на разных глубинах. Накопленный к настоящему времени, с начала 20-го столетия по настоящее время, экспериментальный материал макросейсмических обследований наиболее сейсмически активной в пределах Среднеазиатского региона территории Таджикистана и, в том числе, зоны глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений с очагами, достигающими 400 км по глубине, позволил выявить наиболее общие закономерности затухания сейсмической балльности с расстоянием в зависимости от энергии землетрясений с магнитудами $M \geq 5$ и глубины очагов, а также оценить размеры очагов сейсмических событий с интенсивностью колебаний $J \geq 9$ баллов.

Номограмма для определения глубин гипоцентров

Для оценки размерности очагов и закономерностей затухания сейсмической балльности использовались макросейсмические данные о 38 сильнейших землетрясениях территории Таджикистана и прилегающих районов с начала прошлого столетия по настоящее время, для которых имеются данные о магнитудах M, энергетических классах K, изосейстах колебаний с интенсивностью $J \geq 5$ баллов [1 и др.].

Все землетрясения были распределены по сейсмогенным зонам, выделенным геолого-геофизическими и сейсмологическими методами [1, 2 и др.]. Для каждого землетрясения были составлены графики зависимости величины отношения малых и больших осей эллипсов $2a$ / $2b$ от величины балльности землетрясения J (рис. 1). Наклоны этих графиков для всей совокупности землетрясений оказались практически одинаковыми для разных зон и энергий землетрясений с разными глубинами очагов. В соответствии с наклоном графиков на рис. 1, изменение величины балла на единицу дает изменение величины $2a$ / $2b$ на 0,08 единицы. То есть, чем меньше глубина очага, тем меньше у него соотношение величины $2a$ / $2b$, и наоборот. Причем, это соотношение не зависит от энергии землетрясений. Чем выше значение $2a$ / $2b$, тем глубже землетрясение, вплоть до глубоких Памиро-Гиндукушских. Постоянство этого наклона для разных районов Таджикистана, разных глубин очагов и энергий землетрясений свидетельствует о главном факторе затухания сейсмической балльности с расстоянием, которым является геометрическое расхождение плотности излучаемой энергии очага.

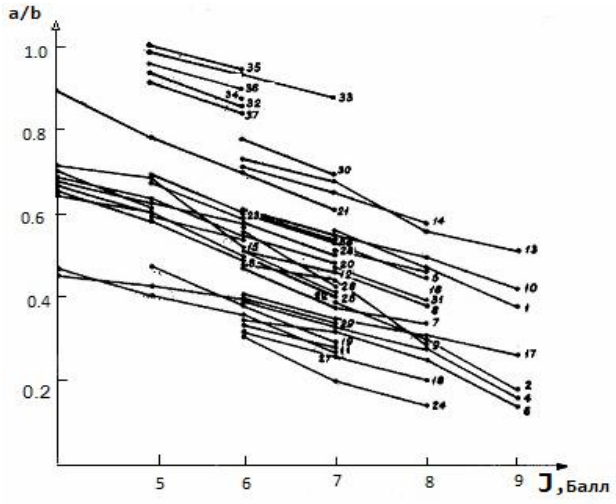


Рис. 1. Зависимость отношения осей эллипсов 2*a* / 2*b* затухания сейсмической балльности *J*, балл от величины этой балльности для разных землетрясений. Номера графиков затухания величины 2*a* / 2*б* на рисунке соответствуют номерам землетрясений по времени их возникновения [1 и др.]. *Чем выше график, тем глубже очаг землетрясения*

На рис. 2 приведены графики зависимости величины 2*a* / 2*b* от глубины землетрясения, построенные для интенсивности *J* = 5-9 баллов и выше [1 и др.]. Инструментальные определения точечной глубины очагов сильных землетрясений, которые считаются начальной точкой разрыва, являются недостаточно надежной характеристикой глубины очага. Макросейсмическая глубина, которая отражает диапазон глубин максимального излучения энергии, является более надежной. Максимальная интенсивность излучения энергии из центра очага, вероятно, связана с наибольшей скоростью вспарывания разрыва в этом месте [3 и др.].

По этой номограмме на рис. 2 можно определять глубину очага любого землетрясения, у которого имеется хотя бы одно соотношение осей эллипсов 2*a* / 2*b* для какого-либо балла в пределах *J* = 5 ÷ 9 и выше. С учетом макросейсмических данных были уточнены значения всех ранее определенных точечных глубин сильных землетрясений.

Общее решение уравнений семейства кривых на рис. 2 получается в виде параболической функции типа:

$$Y_J = \alpha h^2 + \beta h + \acute{c} + (9 - J) \cdot 0{,}08,$$

где Y_J – отношение осей эллипсов 2*a* / 2*b*; *J* – баллы; *h* – глубина очага; 9 – балл, для кривой которого экспериментально рассчитывались постоянные коэффициенты уравнения – α, β и $\acute{c}$. Величина 0,08 – коэффициент, учитывающий уровень различия соседних кривых балльности на рис. 2. Для глубин очагов землетрясений в пределах 0-45 км численные значения коэффициентов получились: $\alpha = -2 \cdot 10^{-4}$, $\beta = 1{,}7 \cdot 10^{-2}$ и $\acute{c} = 8 \cdot 10^{-2}$.

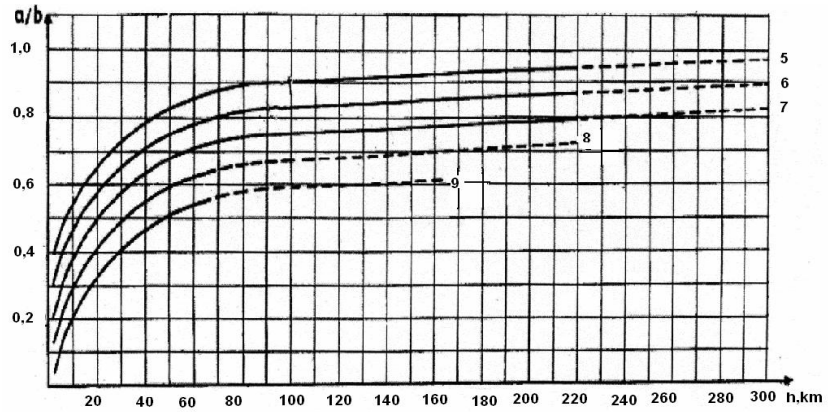


Рис. 2. Зависимость отношения осей эллипсов затухания сейсмической балльности 2*a* / 2*b* от глубины очагов землетрясений *h*, км по изосейстам от 5 до 9 баллов

Закономерности затухания сейсмической балльности с расстоянием

Было найдено, что для одинаковых глубин очагов землетрясений их изосейсты в зонах Гиссаро-Кокшаальского, Дарваз-Каракульского и Южно-Ферганского разломов, а также на Памире, в которых земная кора вплоть до поверхности имеет прочные консолидированные породы, радиусы изосейст одинаковых баллов при близких по энергии землетрясениях являются практически одинаковыми. В то же время, землетрясения таких же глубин и энергий, возникающие в Таджикской депрессии, где верхний слой земной коры мощностью 3-15 км состоит из осадочных пород типа известняка, песчаника и лесса, имеют одинаковые между собой, но существенно отличные радиусы изосейст по сравнению с вышеупомянутыми зонами [1, 2 и др.]. В связи с этим землетрясения Таджикской депрессии (Предпамирская зона и зона Илякско-Вахшского разлома) были отделены от толчков вышеперечисленных зон.

Для зон с выходом на поверхность консолидированных пород все имеющиеся землетрясения (в соответствии с фактическими данными) были сгруппированы по глубинам 10-15 км, 18-25 км, 35-45 км, а для Таджикской депрессии и Предпамирской зоны: 1-10 км, 11-20 км. Для каждой из групп были построены зависимости малых и больших осей эллипсов от балльности $2a\,(J)$ и $2b\,(J)$ для отдельных выбранных глубин. Далее были построены осредненные зависимости размеров осей эллипсов затухания от магнитуды $2a$ (M) и $2b$ (M) для каждого балла в отдельности как для зон с выходом на поверхность консолидированных пород, так и для зон Таджикской депрессии. Оси изосейст были отнесены к серединам выбранных диапазонов глубин, то есть к участкам наибольшего излучения энергии разрывов.

В таблице 1 приведены размеры осей эллипсов изосейст сильных землетрясений $2a$ / $2b$ в км для разных магнитуд M и глубин очагов h, км для $\geq 9{,}8$ и 7 баллов в зонах консолидированных пород, а в таблице 2 – размеры осей эллипсов изосейст сильных землетрясений $2a$ / $2b$, км для разных магнитуд M и основной глубины h = 10 км в Таджикской депрессии, которые могут быть использованы для расчетов детальных карт сейсмического районирования территории Таджикистана, а также Среднеазиатского региона [1, 2 и др.]. Прочерки в таблицах 1 и 2 обозначают отсутствие экспериментальных данных.

Все сильные землетрясения в Таджикской депрессии происходят не глубже h = 10-5 км.

Размеры 9-балльных (и выше) изосейст Таджикской депрессии (ось $2b$), которые соответствуют размерам очага по длине, примерно в 1,5 раза больше, чем в зонах с консолидированным фундаментом. Но, по ширине (ось $2a$) 9-балльные (и выше) изосейсты разных зон примерно одинаковые. То есть, одинаковые по размерам разрывы в консолидированных горных породах излучают больше энергии, чем в осадочных, что представляется логичным.

На рис. 3 приведен график размеров очагов сильных землетрясений по длине L, км, ширине U, км и глубине W, км, полученные разными авторами – Ризниченко Ю.В. по сильным землетрясениям земного шара [4 и др.], Запольским К.К. и Логиновой Г.М. для территории Таджикистана по ширине спектров очагов сильных землетрясений [5 и др.] и нами, по макросейсмическим данным [1 и др.]. Размеры очагов землетрясений для территории Таджикистана, и, в том числе, для Таджикской депрессии, полученные по независимым данным Запольским К.К., Логиновой Г.М. и нами, оказались практически одинаковыми с небольшим расхождением, что свидетельствует о надежности полученных результатов.

Нами определены размеры разрывов в очагах сильных землетрясений L_M, км на всей территории Таджикистана и прилегающих районов для разных значений магнитуд M, полученные по данным протяженности зон разрушения от разных магнитуд, соответствующих 9 баллам и выше, которые приведены в таблице 3.

Таблица 1

Размеры осей эллипсов изосейст сильных землетрясений 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M и глубин очагов *h*, км в сейсмогенных зонах Таджикистана и прилегающих районов с выходом на поверхность консолидированного фундамента

***J* ≥ 9 баллов**

Глубина *h*, км	Размеры 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M				
	8	**7,5**	**7,0**	**6,5**	**6,0**
10	–	–	4/21	3/11	–
20	–	9/32	6/22	4/13	–
30	27/75	14/36	7,5/25	5/14	–
40	45/130	18/44	10/29	–	–

***J* = 8 баллов**

Глубина *h*, км	Размеры 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M					
	8	**7,5**	**7,0**	**6,5**	**6,0**	**5,5**
10	–	–	10/33	7/20	5/10	–
20	–	20/57	14/35	9/21	6/12	–
30	57/125	31/63	19/38	13/25	8/14	–
40	95/200	45/75	30/45	19/31	–	–

***J* = 7 баллов**

Глубина *h*, км	Размеры 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M					
	8	**7,5**	**7,0**	**6,5**	**6,0**	**5,5**
10	–	–	22/68	16/50	11/35	6/25
20	–	43/94	30/73	20/52	12/36	6/24
30	100/225	62/105	40/75	26/52	13/38	–
40	170/400	89/150	60/85	40/55	20/38	–

Таблица 2

Размеры осей эллипсов изосейст сильных землетрясений 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M и глубины очагов *h* = 10 км в сейсмогенных зонах Таджикской депрессии с выходом на поверхность осадочного чехла

J, баллы	Размеры 2*a* / 2*b*, км для разных магнитуд M			
	6,5	**6,0**	**5,5**	**5,0**
9	–	–	4/21	3/11
8	–	9/32	6/22	4/13
7	27/75	14/36	7, 5/25	5/14

Таблица 3

Размеры разрывов в очагах землетрясений L_M, км на территории Таджикистана для разных магнитуд

Зоны Таджикистана	Величина разрывов L_M, км для разных магнитуд M						
	8	**7,5**	**7,0**	**6,5**	**6,0**	**5,5**	**5,0**
1. Зоны с выходом на поверхность консолидированных пород	74	50	35	24	17	12	8
2. Зоны Таджикской депрессии				36	25	18	12

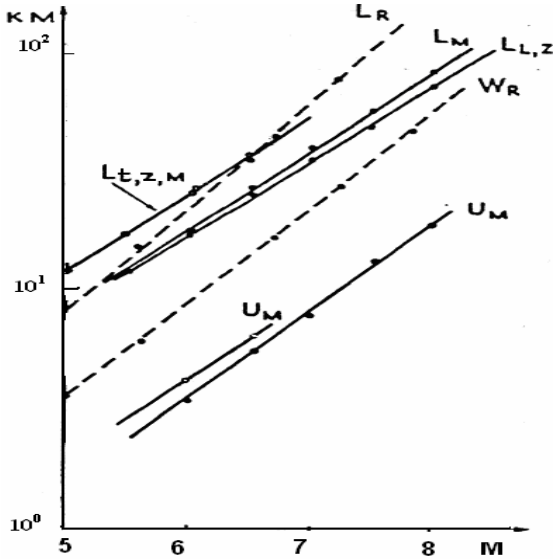


Рис. 3. Размеры очагов сильных землетрясений по длине *L*, глубине *W* и ширине *U* в км для разных значений магнитуд M по среднемировым данным Ризниченко Ю.В. (L_R, W_R), а также для территории Таджикистана и прилегающих районов Запольского К.К., Логиновой Г.М. ($L_{L,Z}$), Мирзоева К.М. (L_M, U_M). *Темные точки – для верхней части земной коры с прочными консолидированными породами, светлые точки – для осадочных пород Таджикской депрессии*

Нами не определялись размеры очагов сильных землетрясений в глубину простирания разломов W_R, а длины разрывов L_R по мировым данным у Ризниченко Ю.В. [4 и др.] оказались заметно большими длин разрывов, полученных в настоящей работе L_M, а также в работах Запольского К.К. и Логиновой Г.М. $L_{L,Z}$ для территории Таджикистана и прилегающих районов [5 и др.]. Вероятно, это связано с длинами разрывов на разломах типа Сан-Андреас в США и некоторых других стран (Южная Америка), которые использовались Ризниченко Ю.В., где землетрясения, по преимуществу, имеют сдвиговый характер, и, поэтому, разрывы там имют большие величины по сравнению со Среднеазиатским регионом [4 и др.].

Заключение

В результате обобщения экспериментальных данных получены: палетки для построения изосейст землетрясений разной магнитуды и для разных глубин, а также номограмма для определения глубин сильных землетрясений по изосейстам, которые могут применяться для территории Таджикистана и прилегающих районов. По зонам сотрясений 9-балльной и выше интенсивности рассчитаны длина и ширина разрывов земной коры в породах с выходом на поверхность прочных консолидированных сред и в породах осадочного чехла депрессии для разных магнитуд землетрясений от $M \geq 5{,}5$.

Полагаем, что полученные данные о размерах очагов сильных землетрясений на рис. 3 и в таблице 3, наряду с данными таблиц 1 и 2, могут использоваться для построения расчетов карт сейсмического районирования, а также оперативной оценки возможного ущерба от сильных землетрясений на территории Таджикистана и всего Среднеазиатского региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мирзоев К.М., Джураев Р.У. Основные закономерности затухания сейсмической балльности землетрясений на территории Таджикистана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1983. – Душанбе: Дониш, 1985. – С. 99-128.
2. Бабаев А.М., Мирзоев К.М. Сейсмогенные зоны Таджикистана // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. – М.: Наука, 1976. – С. 105-118.
3. Andrews D.J. Rupture velocity of plane strain shear cracks // J. Geoph. Res. – № 81. – 1976. – P. 5679-5687.
4. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. – М.: Наука, 1976. – С. 9-27.
5. Запольский К.К., Логинова Г.М. Особенности сильных мелкофокусных землетрясений Таджикистана // Физика Земли. – № 4. – 1989. – С. 83-89.

УДК 550.348. (470.324)

О ПРИРОДЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ВКМ

Р.С. Михайлова

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

В работе [1] описана карта энергетической представительности Kmin землетрясений Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в диапазоне K_P = 3-8. Исходным материалом для ее построения послужили каталоги землетрясений ВКМ за 1998-2000 гг. и IX. 2003 г. – X. 2005 г. [2], зарегистрированных сетью сейсмических станций ВКМ, состоящей из аналоговой станции «Воронеж» (VOR, φ = 50, 73° N, λ = 39, 20° E, *hy* = 180 м, V_{max} = 5000), установленной 20.12.1996 г., и цифровых станций: «Дивногорье» (VORD, φ = 50, 97° N, λ = 39, 29° E, *hy* = 94 м, с 20.02.1998 г.); «Сторожевое»-VRSR (φ = 50, 21° N, λ = 39, 19° E, *hy* = 183 м, с 08.08.1999 г.); «Новохоперск»-VRHR (51, 20° N, 41, 72° E, *hy* = 98 м, с ноября 2003 г.); «Россошь»-VRKR (50, 29° N, 39, 52° E, *hy* = 178 м, с ноября 2004 г.).

Способ ее построения основан на картах эпицентров локализованных событий разных энергетических классов. Вся система изолиний K_{min} в диапазоне K = 3-8 изображена на карте (рис. 1), согласно которой события с K_P = 3-5 могут быть зарегистрированы без пропусков лишь в непосредственной близости к станциям «Воронеж»-VOR, «Сторожевое» VRSR и «Дивногорье»-VORD, а с $K_P \geq 6$ оконтуривают последовательно все большие площади.

Полученные размеры и конфигурации полей регистрации землетрясений разных классов имеют большое практическое значение в постановке режимных наблюдений сейсмичности исследуемой территории, поскольку они показывают области, где такие события реально регистрируются. Отметим сразу, что эти оценки могут быть только занижены относительно «истинных» полей представительности, поскольку «белые пятна» в пределах построенных карт эпицентров землетрясений разного энергетического уровня могут быть обусловлены их асейсмичностью, хотя, в принципе, действующая сеть сейсмических станций позволяет зарегистрировать землетрясения на этих участках.

При построении карты K_{min} описанным в [1] способом не очень важна природа зарегистрированного события, поскольку любой взрыв является таким же источником сейсмических волн, как и землетрясение.

Логическим завершением изложенных выше результатов является расчет графика повторяемости землетрясений без учета и с учетом карты K_{min}. Они изображены на двух фрагментах рис. 2 из [3]: в варианте (а) использованы поклассовые числа всех событий из [2], нормированные только по времени; в варианте (б) взяты уже не все землетрясения, а лишь те, что зарегистрированы в пределах соответствующих каждому классу площадок уверенной их регистрации (рис. 1) и нормированы затем ко времени ΔT = 1 год и к площади ΔS = 1000 $км^2$ (в соответствии с [4]).

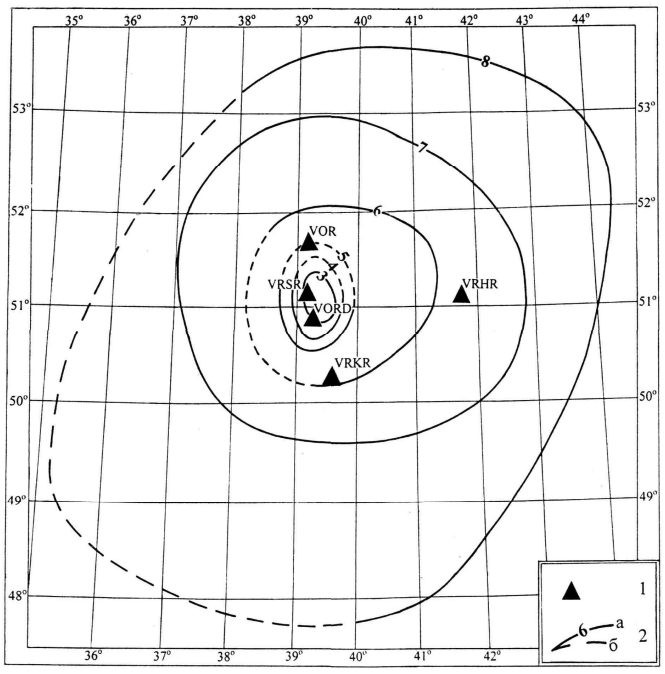
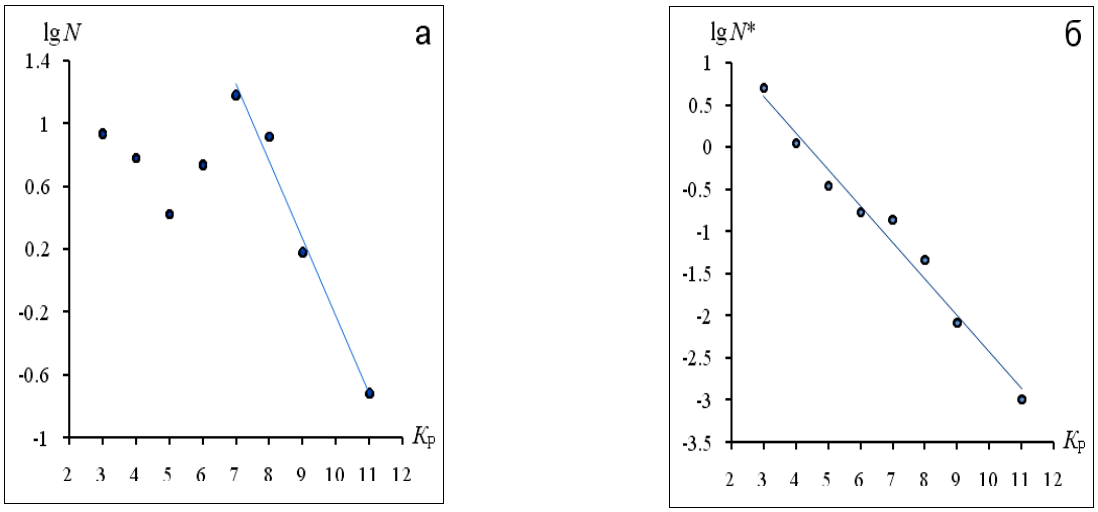


Рис. 1. Карта энергетической представительности землетрясений K_{min} на территории ВКМ в 1998-2005 гг. *1 – сейсмическая станция; 2 – изолиния K_{min} уверенная (а) и приближенная (б)*



lg*N* = 4, 80 – 0, 51 K_P для K_P = 7-11 **lg*N* = 1, 80 – 0, 41 K_P для K_P = 3-11**

Рис. 2. График повторяемости землетрясений ВКМ без учета (*а*) и с учетом (*б*) карты K_{min}

Как видим, нормирование чисел землетрясений каждого класса по площади непосредственно на участках их представительной регистрации существенно повлияло на вид графика повторяемости, который «выпрямился» в области слабых землетрясений вплоть до K_P = 3. Полученные наклоны графиков повторяемости γ = (–04, –05) типичны для землетрясений [4], и, казалось бы, сейсмические события на территории ВКМ можно отнести к землетрясениям.

Однако в работах [5, 6] по этому поводу были высказаны сомнения, основанные на резко ассиметричном виде лепестковых диаграмм распределения событий по часам суток, введенных в сейсмологическую практику А.А. Годзиковской [7]. Для взрывов эти диаграммы ассиметричны, т.к. взрывы производят обычно днем и, если это карьеры, то в определенные рабочие часы, тогда как для землетрясений определенного времени их возникновения в течение суток быть не может. На самом деле много зависит еще от объема выборки, ибо при малом числе событий они будут ассиметричными и для землетрясений.

Представляет интерес вернуться к этим диаграммам, но изменить способ выборки, строя их не для всех событий по годам, а за все годы, но отдельно для каждого класса. Построенные диаграммы для землетрясений от 3-го до 9-го классов изображены на семи фрагментах рис. 3, с указанием объемов соответствующих выборок.

Приведенные диаграммы разделились по времени преимущественной реализации событий: слабые (K_P = 3-5) события возникли в основном с 0*h* до 3*h* (по Гринвичу); для событий с K_P = 6 произошел разворот преимущественного времени, которое стало с 12*h* до 15*h*, т.е. почти на половину суток позже; для более сильных (K_P = 7, 8, 9) событий эта тенденция сохранилась, но интервал времени расширился с 9*h* до 14*h*. Предложить какой-либо механизм наблюдаемого изменения времени максимумов диаграмм при переходе от слабых к более сильным событиям достаточно сложно, но бесспорным остается тот факт, что события ВКМ с K_P = 6, 7, 8, 9 чаще всего регистрируются с 9*h* до 15*h*.

Теперь обратимся к таким же диаграммам, но для взрывов (рис. 4), производимым в карьерах вблизи сейсмических станций ВКМ. С этой целью были выбраны три карьера («Губкин», «Железногорск» и «Павловск»), т.к. для них были найдены в фондах ГС РАН [8] списки карьерных взрывов с 1 января по 31 декабря 2002 г.

Из рис. 4 видно, что преимущественное время производства взрывов в карьерах весьма ограничено, хотя и несколько варьирует. В Железногорске взрывают от 8*h* до 9*h*, в Павловске – с 8*h* до 11*h*, а в Губкине – с 8*h* до 10*h* и с 18*h* до 20*h*. Большая часть этих временных интервалов, особенно с 8*h* до 11*h*, совпадает с максимумами диаграмм на рис. 3 для землетрясений с K_P = 7, 8, 9, а для 5-го и 6-го классов интервал с 8*h* до 9*h* присутствует тоже. И это – неопровержимое свидетельство включения взрывов в каталоги землетрясений, т.е. не все взрывы удалось исключить.

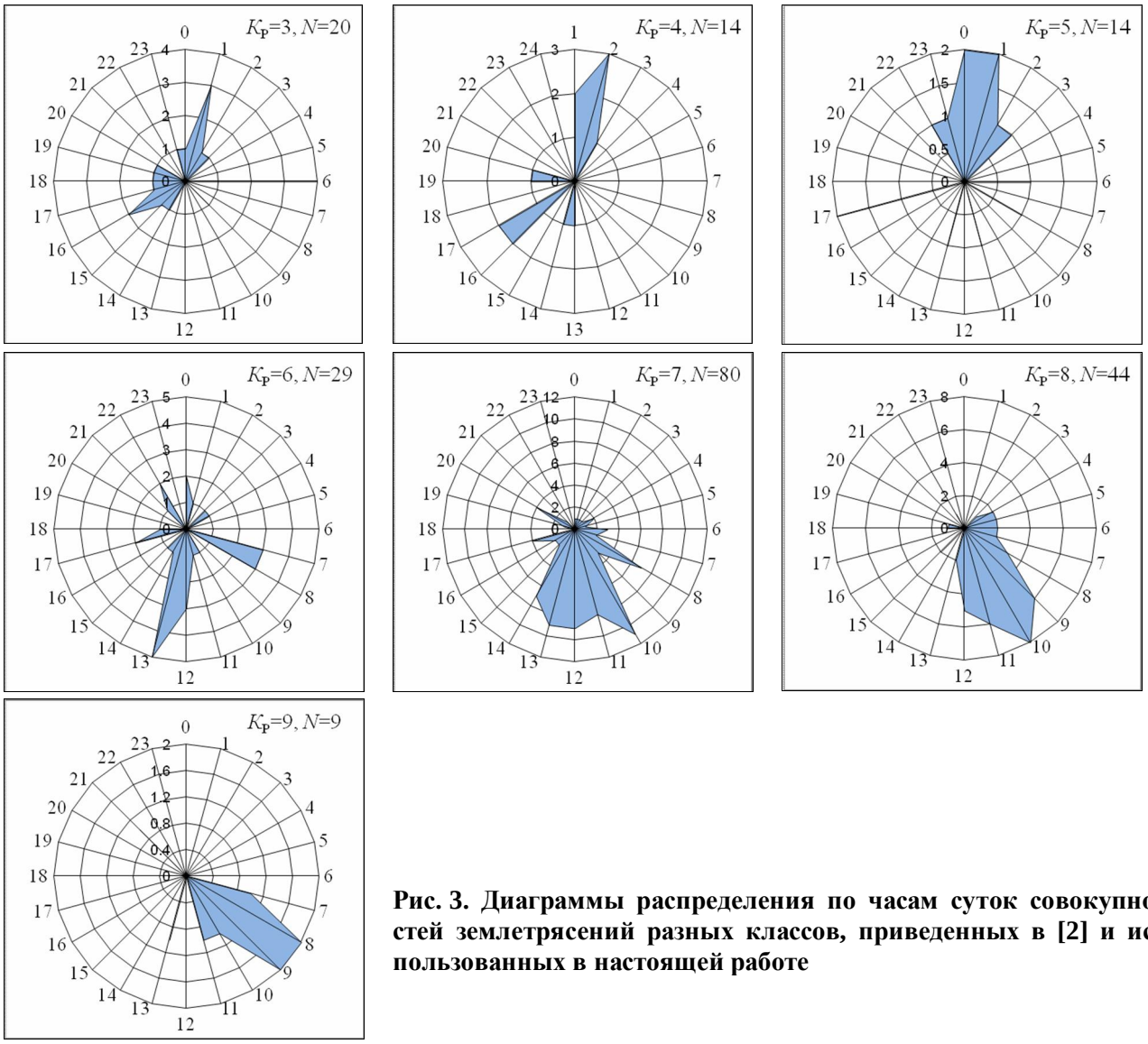


Рис. 3. Диаграммы распределения по часам суток совокупностей землетрясений разных классов, приведенных в [2] и использованных в настоящей работе

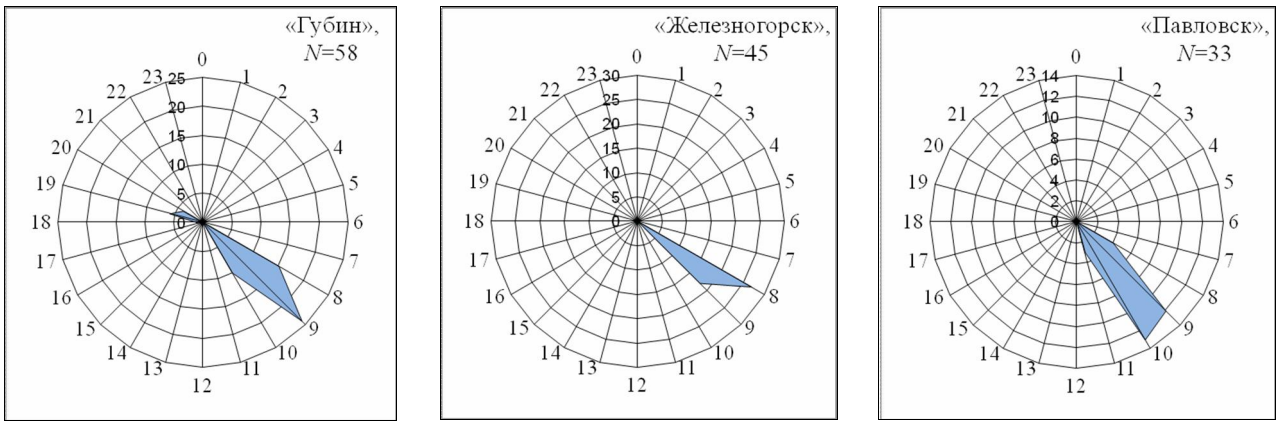


Рис. 4. Распределение $N(t)$ по часам суток взрывов, произведенных в трех карьерах ВКМ 1 января по 31 декабря 2002 г.

А что же в такой ситуации с графиком повторяемости сейсмических событий ВКМ на рис. 2, *б*, какова степень его достоверности, можно ли его использовать и в качестве индикатора тектонических землетрясений?

Здесь уместно вспомнить замечание А.А. Годзиковской [9] о том, что взрывы также подчиняются графику повторяемости, т.к. мелкие взрывы производят чаще, чем крупные.

Взрывы в карьерах ВКМ из [8] использовать в этих целях нельзя, поскольку они не имеют энергетических классов K_P. Поэтому были использованы списки взрывов для Северного Кавказа и Приамурья с Приморьем за период 2001-2005 гг. [10, 11] и по ним построены как лепестковые диаграммы $N(t)$ (рис. 5, *а*, *б*), так и графики повторяемости $N(K_P)$ (рис. 6, *а*, *б*).

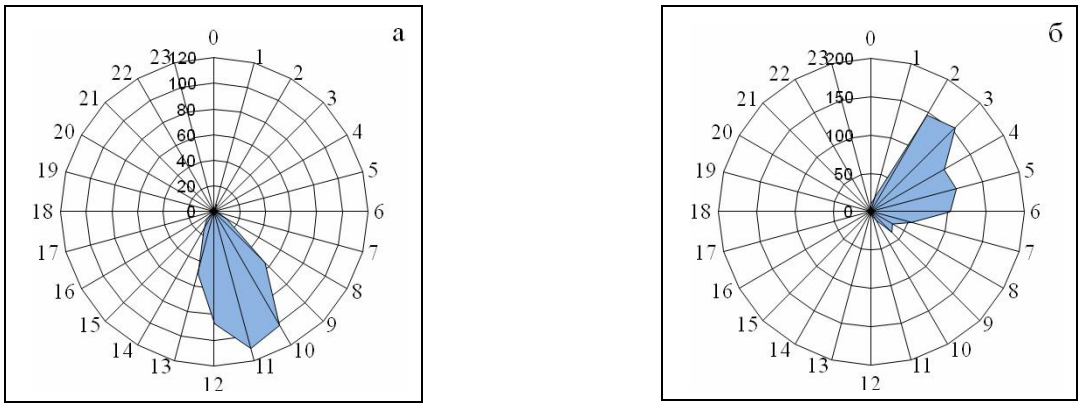
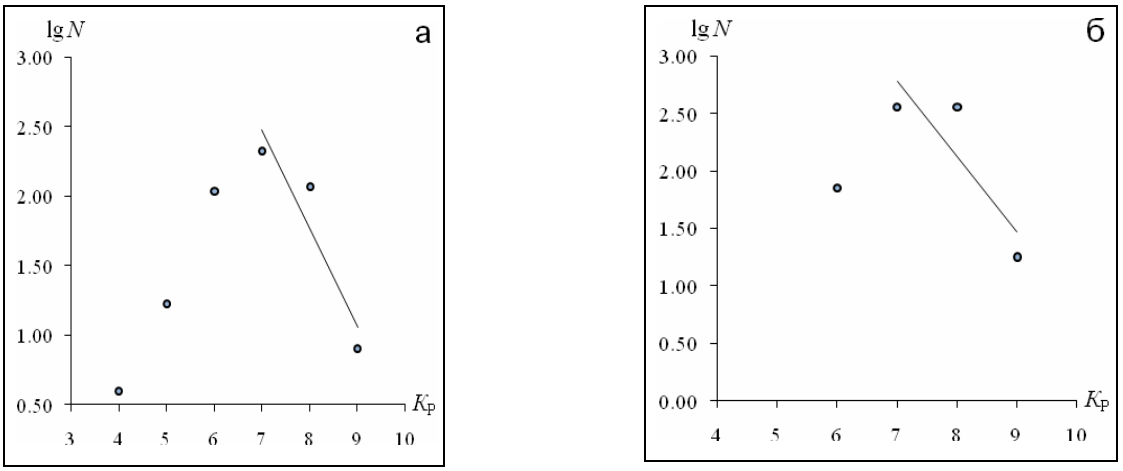


Рис. 5. Распределение взрывов по часам суток для Северного Кавказа (а) с *N* = 470 и Приморья (б) с *N* = 820



lg *N* = 7, 75 – 0, 75 K_P **lg *N* = 7, 91 – 0, 72 K_P**

Рис. 6. Графики повторяемости взрывов для Северного Кавказа (а) и Приамурья и Приморья (б) в диапазоне K_P = 7-9

Согласно [10, 11], энергетический диапазон взрывов на Кавказе от K_P = 4, 2 до K_P = 9, 4, а в Приамурье от K_P = 6, 0 до K_P = 8, 7, т.е. верхние границы почти одинаковы, а нижние разнятся на два порядка. Распределение всех взрывов по энергетическим классам дано на рис. 6, *а*, *б*. Общее число взрывов, включенных в анализ, равно для Северного Кавказа N = 470, для Приамурья и Приморья – N = 820.

Возможно, из этого сопоставления можно сделать вывод, что, хотя каталог землетрясения ВКМ в [2] засорен взрывами изрядно, но, все же, тектонические землетрясения на этой территории тоже имеют место быть. Подтверждением может служить единственное пока за время работы сети сейсмических станций ВКМ ощутимое и обследованное пятибалльное Никольское землетрясение 31.03.2000 г. с K_P = 10, 8 [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлова Р.С. Карта K_{min} на территории Воронежского кристаллического массива // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 377-383.

2. Пивоваров С.П., Михайлова Р.С. Поклассовые каталоги ВКМ за 1998-2005 гг. сейсмических событий с K_P = 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 и 10 // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – В печати.
3. Надёжка Л.И., Михайлова Р.С., Пивоваров С.П., Сафронич И.Н., Ефременко М.А. Карта Kmin , график повторяемости землетрясений ВКМ и взрывы // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – В печати.
4. Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима // Известия АН СССР. Сер. Геофиз. – № 9. – 1958. – С. 1057-1074.
5. Михайлова Р.С. Региональные особенности распределения землетрясений во времени // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. Кисловодск, 20-24 октября 2008 г. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 93-99.
6. Старовойт О.Е., Рогожин Е.А., Михайлова Р.С., Чепкунас Л.С. Северная Евразия // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 19-44.
7. Годзиковская А.А. Местные взрывы и землетрясения. – М.: Самиздат, 1995. – 100 с.
8. Надёжка Л.И., Орлов Р.А., Сафронич И.Н., Пивоваров С.П., Савенков А.В., Дубянский А.И., Сорокин Б.А., Ефременко М.А., Семенов А.Е., Колесникова С.И., Золототрубова Э.И. Отчет о работе лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива за 2002 год. – Обнинск: Фонды ГС РАН, 2003. – 42 с.
9. Годзиковская А.А. Выявление взрывов в каталогах землетрясений и на аналоговых сейсмограммах // Землетрясения Северной Евразии в 2003 году. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 403-410.
10. Габсатарова И.П., Михайлова Р.С. Каталог взрывов на территории Северного Кавказа за 2001-2005 гг. (N = 470) / Отв. сост. Габсатарова И.П. // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – В печати.
11. Коваленко Н.С., Михайлова Р.С. Каталог взрывов на территории Приамурья и Приморья за 2001-2005 гг. (N = 820) / Отв. сост. Коваленко Н.С. // Землетрясения Северной Евразии в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – В печати.
12. Надёжка Л.И., Сафронич И.Н., Пивоваров С.П., Габсатарова И.П., Михайлова Р.С., Бабкова Е.А. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с K_P = 10, 8, I_0 = 5 (Воронежский кристаллический массив) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 245-253.

УДК 550.348.436

ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПО МАГНИТНОМУ ПОЛЮ ЗЕМЛИ МЕТОДОМ АНАЛИЗА ТРЕНДА НА АКВАТОРИЯХ

О.Н. Мищенко

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Для разделения и выделения аномалий используем метод анализа данных с целью оценки систематической составляющей (тренд карты) с учетом весов наблюдений [1]. Веса наблюдений необходимо вводить, чтобы уменьшить влияние локальных аномалий на оцениваемую функцию тренда.

Анализ наблюденных значений поверхностью тренда уже получил широкое распространение в геологии [2, 3]. Метод основан на аппроксимации исследуемых значений поверхностью двумерной регрессии на координаты точек наблюдений. При этом каждая наблюденная величина $f(x,y)$ рассматривается в виде суммы систематической составляющей

$\varphi_0(x,y)$ (тренд) и случайной составляющей $\varepsilon(x,y)$. Тогда наблюденные значения *f(x,y)* могут быть записаны в виде:

$$f(x,y) = \varphi_0(x,y) + \varepsilon(x,y),$$

где случайной составляющей $\varepsilon(x,y)$ при оценке тренда являются локальные аномалии.

Можно попытаться найти $\varphi(x,y)$, близкую к $\varphi_0(x,y)$, и тем самым выделить закономерную составляющую. Восстановление функции $\varphi_0(x,y)$ через $\varphi(x,y)$ по *f(x,y)* может быть произведено путем подбора полинома степени p, который описывает поверхность тренда [1].

При аппроксимации наблюденных значений *f(x,y)* полиномом $\varphi(x,y)$ необходимо правильно выбрать порядок полинома, иначе локальные аномалии частично войдут в поверхность тренда. Точно так же как и при пересчете поля вверх локальные аномалии будут выделяться при этом с меньшей надежностью.

При решении многих задач в качестве фона принимается среднее значение поля, если фон не изменяется по площади исследований. Среднее выбирается вследствие того, что это значение является наиболее вероятным. Такой подход дает во многих случаях удовлетворительные результаты, так как аномальные значения встречаются реже фоновых, да и к тому же аномалии обычно имеют различную интенсивность и разные знаки. Следовательно, при решении задачи выявления закономерной составляющей на всей площади исследования, мы должны уделять больше внимания значениям, которые чаще всего встречаются. Это означает, что в алгоритме метода наименьших квадратов редко встречающиеся значения должны учитываться с меньшим весом.

Оценка тренда

К вопрсу оценки тренда подойдем с точки зрения ошибок наблюдений. Если измеряемая величина *f* (функция от *xy*), а ее систематическая составляющая φ, то эту функцию можно представить в виде:

$$f = \varphi + \Delta,$$

где Δ – независимые нормальные погрешности с нулевым средним и дисперсией σ_Δ^2, то есть $\Delta_i \in N(0,\sigma_\Delta)$. Тогда, оценка φ может быть получена по методу наименьших квадратов из условия:

$$Q = \sum_i (f_i - \varphi_i)^2 = min.$$

Однако это относится только к случаю, когда Δ имеет нормальное распределение.

В большинстве примеров из геологии Δ содержит не только помеху, но и аномалии. В этих случаях применение метода наименьших квадратов не представляется возможным. Применение метода наименьших квадратов возможно, если привести Δ к нормальному закону распределению [1].

Приведение отклонений Δ_i к нормальному закону распределения может быть выполнено путем нормировки аномальных значений с помощью весов. Тогда выражение будет иметь вид:

$$Q = \sum_i p_i \Delta_i = \sum_i p_i (f_i - \varphi_i)^2 = \min.$$

В качестве веса могут быть рассмотрены вероятности $p_i = P(f_i)$ или величины обратные отклонениям f_i от среднего значения или тренда низшего порядка – $p_i = \frac{1}{\Delta_i}$.

Если тренд задан в виде линейной функции типа:

$$\varphi(x,y) = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 xy + a_4 x^2 + a_5 y^2 ... +$$

то, дифференцируя Q по a_i (i = 0, 1, …, m) находим систему из m уравнений (где i = 0, 1, …, m):

$$\left\{\frac{\partial Q}{\partial a_i}\right\} = 0 ,$$

решая которую находим неизвестные коэффициенты a_i и вычисляем функцию $\varphi(x,y)$.

Таким образом, тренд можно оценить путем подбора по наблюденным данным соответствующего полинома. Если размеры участка исследования большие, то это приводит к необходимости выбора высокой степени полинома. Поэтому иногда требуется разделить исследуемый участок на части. К примеру, аномалии, созданные крупными региональными разломами, контактами пород и другими вытянутыми объектами. В качестве примера на рис. 1 приводятся результаты обработки данных аэромагнитной съемки на акватории моря Лаптевых (хр. Ломоносова).

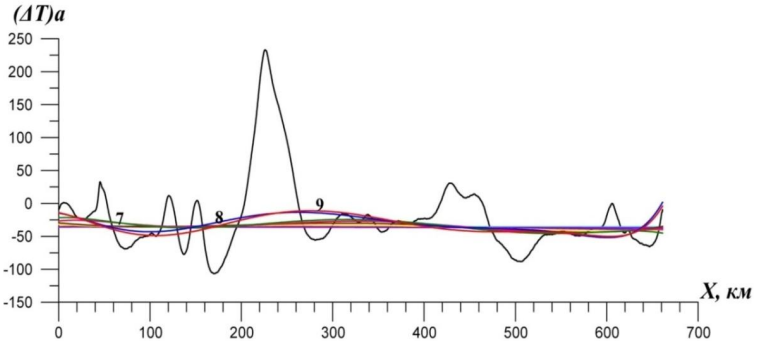


Рис. 1. Выделение тренда (степени полинома 1-9 порядков) в аномальном магнитном поле Земли $(\Delta T)_a$

Разработанная методика тренд-анализа нашла применение при интерпретации данных аэромагнитной съемки на акваториях (район хр. Ломоносова). Были выделены плавные аномалии, созданные структурными глубинными горизонтами. Коэффициент корреляции некоторых их них, например, тренд 4-го порядка достигал значения 0,86 с границей Моха (H_5) и 0,95 с границей H_3 (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты корреляции сейсмических горизонтов с трендом МПЗ

	T	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9
H_1	0.48	0.49	0.64	0.63	0.63	0.62	0.54	0.50	0.46	0.45
H_2	0.39	0.84	0.72	0.93	0.82	0.85	0.77	0.72	0.64	0.59
H_3	0.33	0.82	0.87	0.94	0.95	0.91	0.86	0.78	0.71	0.65
H_4	–0.07	0.10	–0.48	–0.07	–0.47	–0.28	–0.46	–0.36	–0.42	–0.38
H_5	0.11	0.63	0.87	0.74	0.86	0.70	0.70	0.57	0.49	0.42

Примечание: *T – аномальное поле Земли; R_1 – R_9 – весовые тренды МПЗ с 1-го по 9-й порядок; H_1 – H_5 – глубины сейсмических границ.*

Из таблицы 1 следует, что квадратичная поверхность коррелируется с H_1 и H_2 и H_3 и H_4 и с H_5 (Мохо):

- Третичная – с H_2, H_3 и H_5;
- Четвертичная – с H_2, H_3 и H_5;
- Пятая – с H_2, H_3, H_4 и H_5;
- Шестая – с H_2, H_3, H_4 и H_5;
- Седьмая – с H_2, H_3 и H_5, но уже хуже, а восьмая и девятая поверхности еще слабее коррелируются со структурными горизонтами.

Сейсмические горизонты:

- H_1 – поверхность, отождествляемая с границей регионального несогласия, определенного по данным скоростного разреза;

– H_2 – граница, отождествляемая с границей акустического фундамента по данным скоростного разреза;
– H_3 и H_4 – границы кровли верхней и нижней коры соответственно, отождествляемые с аналогичными границами по данным скоростного разреза;
– H_5 – граница, отождествляемая с границей Мохо по данным скоростного разреза.

Картирование глубокозалегающих локальных неоднородностей на акваториях по результатам тренд-анализа магнитного поля Земли

В настоящее время аэромагнитная съемка стала высокоточной и можно пересмотреть способы интерпретации. При высоких точностях съемок можно по иному подойти к вопросу разделения аномалий. В этом может помочь метод вычитания известных аномалий [4]. Тогда, остаточные аномалии магнитного поля Земли (МПЗ), полученные после вычитания региональных аномалий (тренда), будут являться эффектом от локальных объектов.

Оцениваем тренд путем аппроксимации магнитного поля полиномами с 1 по 9 порядок и коррелируем их со структурными границами. Находим наилучшую корреляцию тренда с глубиной до структурных границ. Вычитаем этот тренд из наблюденного поля. По остаточному магнитному полю снова рассчитываем тренд и снова оцениваем корреляцию с оставшимися 4-мя границами (табл. 2). Находим максимальный коэффициент корреляции, соответствующей одной из границ. Вычитаем этот тренд из оставшихся аномалий магнитного поля. Повторяя эту процедуру, добиваемся исключения влияния на магнитное поле всех структурных границ, коррелирующихся с трендом аномалий МПЗ. По остаточному магнитному полю, – локальным аномалиям, производим подбор магнитоактивных тел.

Таблица 2

	T	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9
H_1	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,16	0,07	0,16	0,18
H_2	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,38	0,23	0,29	0,24
H_3	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,39	0,17	0,29	0,23
H_4	–0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	–0,27	–0,03	–0,24	–0,20
H_5	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	–0,27	0,14	–0,12	0,01	–0,05

Примечание: *T – аномальное поле Земли; $R_1 – R_9$ – весовые тренды МПЗ с 1-го по 9-й порядок; $H_1 – H_5$ – глубины сейсмических границ.*

Вдоль каждого профиля в скользящем окне проводится сравнение остаточных локальных аномалий и поля заданного тела. Вычисляется коэффициент подобия между ними. К примеру, отношение максимального правдоподобия. В результате, в разрезе строятся матрицы значений коэффициентов максимального правдоподобия, позволяющие локализовать магнитную массу по местоположению и глубине, и определяется величина намагниченности. Это позволяет выделить первоначально наиболее крупные и глубоко залегающие объекты, а затем, после вычитания этих объектов, локализовать магнитные массы следующего порядка по величине намагниченности и глубине залегания. Строится итеративный процесс, позволяющий постепенно уточнять местоположение и намагниченность объектов всех уровней. Действительно, вклад более мелких объектов представляет собой шум при локализации крупных и глубинных тел, исключение этого вклада улучшает соотношение сигнал-шум и позволяет уточнять параметры наиболее мощных объектов. Особую задачу представляет разделение вкладов близко лежащих объектов. Что также выполняется итеративно [4].

Коэффициенты корреляции сведены в две таблицы – первая это корреляция тренда аномального МПЗ и сейсмических горизонтов, вторая – корреляция сейсмических горизонтов с трендом аномального МПЗ, из которого вычтен тренд 4-го порядка как наиболее сильно коррелирующийся с сейсмическим горизонтом H_3 (см. табл. 1). После этого в аномалиях МПЗ практически отсутствует корреляция с сейсмическими горизонтами и их (аномалии) можно интерпретировать с целью выделения локальных объектов, контролирующих сейсмотектонические структуры: разломы и зоны разломов (рис. 2).

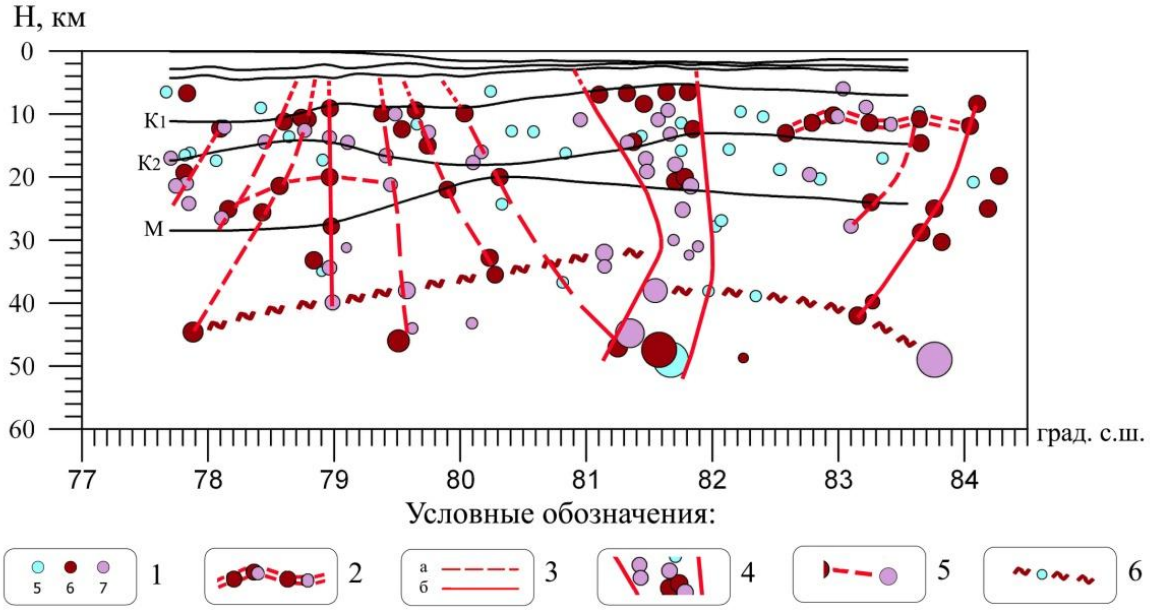


Рис. 2. Распределение магнитовозмущающих объектов, и тектонических нарушений, построенных по сейсмотектоническим магнитным аномалиям в районе хр. Ломоносова: *1 – магнитовозмущающие тела (шары) по профилям (размер шаров пропорционален магнитной массе), 2 – магнитоактивные трапповые образования, 3 – тектонические нарушения: а – ослабленные зоны, б – разломы с вертикальными смещениями, 4 – магматический канал глубинного разлома, 5 – погоризонтные магматические образования, 6 – вероятные модели расслоения мантии*

После вычитания всех связанных с сейсмическими горизонтами аномалий в виде тренда получаем остаточные аномалии, обусловленные неоднородностями сейсмотектонических разрезов. Как следует из рис. 2, магнитоактивные объекты в большинстве случаев контролируют сейсмотектонические структуры.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Паламарчук В.К. Опыт разделения аномалий методом тренда // Геология и Геофизика. – № 4. – Новосибирск: Наука, 1972.
2. Миллер Р.И Дж. Кан. Статистический анализ в геологических науках. – М.: Мир, 1965.
3. Крамбейн У., Грейбилл Ф.. Статистические модели в геологии. – М.: Мир, 1969.
4. Паламарчук В.К. Разделение магнитных аномалий путем исключения теоретических эффектов тел-помех // Геология и Геофизика. – № 2. – Новосибирск: Наука, 1986.

УДК 550.34.013.4

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА РАЗЛОМНЫХ ЗОН

А.Е. Молчанов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

При комплексных исследованиях геофизических полей разломных структур земной коры отсутствие достаточно показательных теоретических образов параметров сейсмотектонического процесса затрудняет правильную интерпретацию практических результатов, су-

живая возможность прогноза землетрясения. Для расширения возможностей интерпретации построена модель процесса разрушения земной коры и проведено теоретическое исследование временного хода и пространственного распределения важнейших параметров сейсмотектонического процесса, какими являются сейсмичность, разломообразование и деформационные характеристики. Показана взаимосвязь временного хода деформаций с разломообразованием и сейсмичностью. По сути, эта связь характеризует различные стороны единого процесса разрушения среды.

В рамках модели упругого тела развитие процесса разрушения во времени изучить не удаётся. Далее для описания процесса разрушения блока земной коры используется модель среды с вязкоупругой реологией. В работах [1-5] было отмечено, что вязкоупругий элемент Максвелла служит достаточным приближением, описывающим поведение реальной геофизической среды на длительных интервалах времени.

Процесс разломообразования одиночного сдвигового разрыва и сопровождающих сейсмических явлений изучается на следующей модели. В весомой среде с плотностью ρ, модулем сдвига μ_0 и коэффициентом Пуассона ν, находящейся в поле силы тяжести с ускорением g, имеется неограниченный по простиранию плоский разлом. Разлом моделируется проникающим от дневной поверхности на глубину h среды разрывом смещения.

Вводится прямоугольная система координат, начало которой совмещено с разрывом, выходящим на дневную поверхность, свободную от действующих нагрузок. Ось x направлена вглубь Земли, ось y – по нормали к плоскости сместителя, а ось z – вдоль линии разрывного нарушения. Напряжённое состояние среды $\sigma'_{ij}=\sigma^{\infty}_{ij}+\sigma_{ij}$ определяется аномальными возмущающими напряжениями σ_{ij}, обусловленными разрывом смещения, а регулярное состояние среды $\sigma^{\infty}_{ij}=\sigma^{t}_{ij}+\sigma^{g}_{ij}$ характеризуется действием тектонических и гравитационных сил. Тектонические силы включают напряжения сдвига $\tau^{t}_{yz}=\tau_{\infty}$ и сжатия $\sigma^{t}_{y}=-\sigma_{\infty}$, а воздействие поля силы тяжести создает в массиве горных пород состояние гравитационного сжатия $\sigma^{g}_{x}=-\rho g x$. Напряжение бокового распора определяется соотношением $\sigma^{g}_{y}=\eta\sigma^{g}_{x}$, где $\eta=\nu/(1-\nu)$, $0 \le \eta \le 1$ – коэффициент бокового распора [4-7]. Компоненты тензора начальных напряжений имеют следующий вид:

$$\sigma^{\infty}_{x}=-\rho g x,\ \sigma^{\infty}_{y}=-(\sigma_{\infty}+\eta\rho g x),\ \sigma^{\infty}_{z}=\nu\left(\sigma^{\infty}_{x}+\sigma^{\infty}_{y}\right),\ \tau^{\infty}_{yz}=\tau_{\infty},\ 0\le x<\infty,\ -\infty<y<\infty.$$

Относительному проскальзыванию поверхностей разрыва препятствуют силы трения. Примем, что контактирующие берега разрыва взаимодействуют по закону сухого трения Кулона со сцеплением $\tau'_{yz}=\tau_f=\left(k_0-f\sigma'_y\right)\mathrm{sgn}\tau_{\infty}$, $\sigma'_y<0$, τ_f – напряжение трения на поверхности разрыва, f – коэффициент трения, k_0 – сцепление, $\sigma'_y=\sigma^{\infty}_{y}$ – литостатическое давление горных пород. Параметром нагружения служит напряжение $\tau_a=\tau_{\infty}-k_1, k_1=\left(k_0+f\sigma_{\infty}\right)>0$.

Особое значение имеет физическая интерпретация области разрушения на краю разрыва. Эта область полуразрушенного материала разделяет сплошной материал среды и открытый разрыв. Представим зону разрушения размером d в виде продолжения разрыва касательного смещения. На берегах разрыва в зоне действует постоянная сила предельного сцепления $\tau_s=-\tau_0\,\mathrm{sgn}[\dot{w}]$, характеризующая сопротивление проскальзыванию. Общий размер разлома вместе с зоной разрушения определяет полную глубину поверхности скольжения $l=h+d$ и соответствует положению источника излучения сейсмических волн.

В работе применён принцип суперпозиции, так что возмущённые значения смещения и напряжения отсчитываются от регулярного состояния. В этом случае вектор смещения имеет лишь одну отличную от нуля компоненту $w(x,y)$, направленную вдоль оси z, а напряжённое состояние будет характеризоваться двумя компонентами тензора напряжения

$\tau_{xz}(x,y)$ и $\tau_{yz}(x,y)$. В упругой среде напряжения удовлетворяют закону Гука. Решение поставленной задачи получено на основе работ [4-7].

Для понимания сути процессов, происходящих при разрушении, и их количественного описания необходимо иметь модель разрушения и сформулировать критерий разрушения [1, 2, 4-7]. Примем, что подвижка, т.е. величина относительного смещения бортов разлома при проскальзывании, служит количественной мерой деформационного процесса в зоне разрушения, а характеристика хрупкой прочности определяется величиной смещения δ_*. Тогда условие, при котором зона разрушения начинает развиваться, имеет вид:

$$[w(x,0,z,t)]=\delta_*, \quad x=h(t).$$

Используя условия прорастания разлома, можно получить уравнение для определения зависимости глубины разлома от времени, зависящее от безразмерных параметров: критической подвижки $\Delta=\mu_0\delta_*/\tau_0 L$, напряжения $\tau^\infty=\tau_\infty/\tau_0$, сцепления $k=k_1/\tau_0$.

Влияние физических параметров на условия устойчивости аналогично случаю идеальной хрупкости [4-7]. Кривая устойчивости имеет две ветви – ниспадающую, характеризующую неустойчивость разрыва, и восходящую ветвь для устойчивых разрывов. Эти ветви разделены критической точкой минимума. Область, лежащая выше кривой устойчивости, отвечает неустойчивому разломообразованию. При параметрах этого состояния разрыв распространяется динамически [8]. Если глубина разрыва будет меньше критической $h_{\min}$, а действующее напряжение превысит $\tau_{\min}$ и сравняется с критическим $\tau^*(h,\Delta)$, то равновесие системы нарушится. Произойдёт неустойчивый процесс вспарывания – катастрофическое тектоническое землетрясение.

Если не учитывать динамический аспект роста разрыва [4-7], то в рамках квазистатического приближения изображающая эти состояния точка мгновенно переходит из одного устойчивого положения в другое, при котором его глубина будет больше. Вовсе не приводит к землетрясениям случай тектонической нагрузки, меньшей $\tau_{\min}$, при любых допустимых значениях начальной глубины разрыва. Землетрясения также не может быть, если начальная глубина разлома будет больше $h_{\min}$ при нагрузках, превышающих $\tau_{\min}$.

Более интересен случай, когда трещина не догружена до предельного состояния. Изображающая начальная точка $\left(\tau_0^\infty, h_0\right)$ находится ниже кривой предельного равновесия $\tau^*(h_0,\Delta)$. В вязкоупругой среде разрыв в начальном устойчивом состоянии не может оставаться неподвижным. С течением времени часть уравнения, учитывающая вязкость, окажется достаточно большой, даже при малых нагрузках, так что условие разрушения выполнится. Время, необходимое для этого, зависит от соотношения между параметрами разлома и полем тектонических напряжений. Величинами, определяющими сейсмотектонический портрет события, являются значения глубины разрыва h_0, тектонического напряжения τ_0^∞ и критической подвижки Δ_0. В зависимости от их соотношениях между собой реализуется конкретный сценарий процесса разрушения. Зафиксируем глубину разрыва h_0, трещиностойкость Δ_0 и рассмотрим последовательно возможные варианты событий при возрастающих значениях активного напряжения $\tau_0^\infty - k$.

Регулярный деформационный процесс. При значениях $\tau_0^\infty - k \le 0$ действующего тектонического напряжения недостаточно, чтобы преодолеть жестокое сцепление и осуществить проскальзывание бортов любого разрыва. В этом случае разрушения нет, разлом ничем себя не проявляет. Протекающий региональный тектонический процесс не «замечает» исследуемый разлом [5].

Возмущающее воздействие асейсмичного разлома. Крип. При более высоком уровне потенциальной энергии тектонических деформаций, в диапазоне напряжений

$0 < \tau_0^{\infty} - k \le h_0$ разлом активизирован частично. Зона разрушения здесь отсутствует и условие разрушения не может быть поставлено. В этом случае глубина ожившей части разлома остаётся неизменной, а проскальзывание осуществляется с постоянной скоростью – происходит асейсмичный крип, обусловленный вязкостью массива горных пород. Натурная сейсмичность этого энергетического уровня может носить слабый хаотичный характер, определяемый случайными актами разрушения неровностей на бортах разлома.

Сейсмотектонические процессы. Если тектоническое напряжение превышает минимальное значение, то зона скольжения захватывает всю поверхность разлома и имеется возможность подвижки бортов не только вследствие вязкого крипа, но также за счет разломообразования [5, 6, 9]. Тогда в интервале напряжений $h_0 < \tau_0^{\infty} - k < \tau_{\min}$, реализуется процесс устойчивого разрушения, сопровождаемый роевой сейсмичностью.

При более высоком уровне напряжений активизации $\tau_0^{\infty} - k > \tau_{\min}$ возможны две ситуации, различающиеся между собой наличием этапа катастрофического землетрясения. У глубинных разломов, диапазон начальных размеров которых будет $h_{\min} < h_0 < \tau_0^{\infty} - k$, процессы разрушения и сопровождающей сейсмичности носят устойчивый характер.

Наибольший интерес представляет эволюция сейсмогенного разрыва с этапом неустойчивого разломообразования [5]. Землетрясение неминуемо произойдёт, если начальная глубина разлома будет меньше критической $0 \le h_0 < h_{\min}$, а тектонические напряжения заключены в пределах $\tau_{\min} < \tau_0^{\infty} - k < \tau^*(h_0, \Delta_0)$.

В соответствии с приведённой выше схемой были выполнены расчёты временного хода сейсмичности $S(t)$ и сейсмической активности $As(t)$. При графическом представлении этих характеристик необходимо подчёркивать дискретный характер событий, связанных с землетрясениями. Интересно построить зависимость промежутков времени между сейсмическими событиями от времени. По существу, это есть график сейсмичности на разрыве $S(t)$, который представляют в виде, изображённом на рис. 1, *а*. Здесь каждая вертикальная черта обозначает сейсмическое событие и соответствует моменту его наступления. Обозначим через $dt(t)$ период крипа или интервал между сейсмическими событиями, тогда обратную величину $As(t) = 1/dt(t)$ можно назвать скоростью изменения сейсмичности или сейсмической активностью. Иначе говоря, сейсмическая активность есть частота наступления сейсмических событий. Из графиков на рис. 1, *б* видно, что в начале тектонического процесса и в конце его сейсмическая активность понижена по сравнению с серединой процесса.

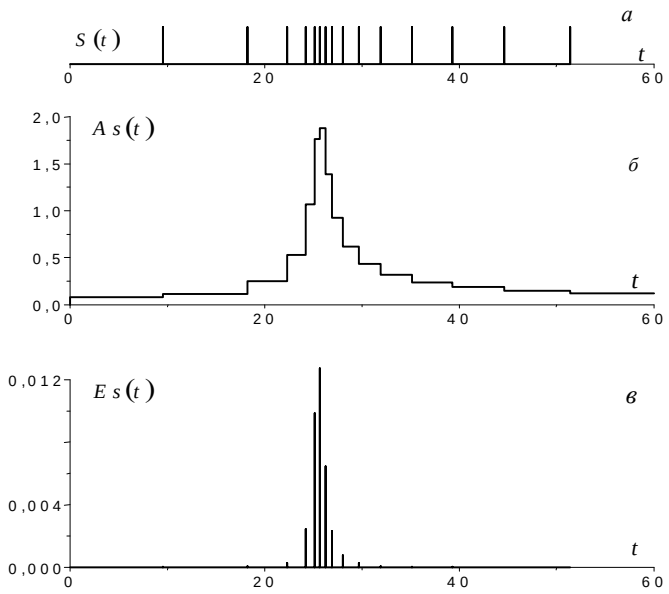


Рис. 1. Временной ход сейсмичности (а) и сейсмической активности (б). Зависимость от времени излучаемой энергии в сейсмическом импульсе (в). Параметры разрыва: $h = 0{,}01$; $\Delta = 0{,}1$; $\tau^{\infty} = 0{,}7$

Обычно, при использовании каталога местных землетрясений для повышения информативности графика сейсмичности, ординату представляют в долях сейсмической энергии, магнитуды и т.д. В соответствии с этим на рис. 1, *в* представлена зависимость от времени излучаемой энергии в сейсмическом импульсе при землетрясении. В качестве энергетического параметра используется величина, пропорциональная квадрату

скорости вспарывания. Видно, что на начальном (форшоковом) и на заключительном (афтершоковом) этапах сейсмотектонического процесса распределение сейсмической энергии импульсов близко к нулю, следовательно, энергетическая значимость этих событий мала. Аналогично можно показать зависимость роста глубины разломов от времени – процесс разломообразования. При изучении хода разломообразования дискретность процесса поглощения зоны разрушения не так существенна, поэтому можно считать этот процесс непрерывным.

Ниже получены также типичные образы графиков временного хода деформационных характеристик дневной поверхности, которые можно сопоставить с данными непосредственных наблюдений [5]. При определенных значениях портретных характеристик тектонический процесс имеет этап, соответствующий катастрофическому землетрясению. Тогда при землетрясении смещение мгновенно возрастет на величину сейсмической подвижки w_e, а угловая деформация уменьшится на величину γ_e. Такие скачки будут характерно выражены не только на теоретических графиках, но и в натурных данных полевых наблюдений в зонах активных разломов. Из графиков (рис. 2, *а*) видно, что во время сейсмического этапа максимальный скачок смещения будет наблюдаться на линии разрывного нарушения. С удалением от разрыва амплитуда скачка уменьшается.

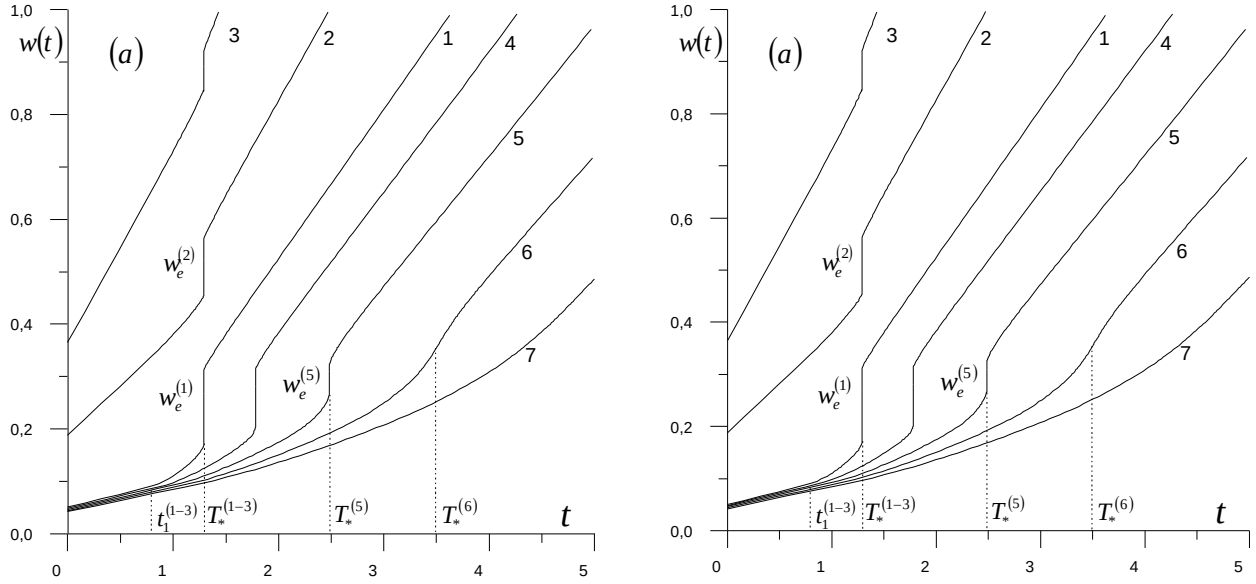


Рис. 2. Влияние удаленности пункта наблюдения от разлома и регионального тектонического напряжения на временной ход смещения $(а)$ и сдвиговой деформации $(б)$ в сейсмотектонических процессах с параметрами $\Delta = 0{,}1;\ h = 0{,}05;\ k = 0{,}1$**.** *Кривые 1-3* $(а)$ *соответствуют ходу смещения при* $y = 0;\ 0{,}2;\ 0{,}4$, *кривые 1-6* $(б)$ *– ход деформаций при* $y = 0;\ 0{,}01;\ 0{,}04;\ 0{,}1;\ 0{,}4$ *и* $y \to \infty$, *при общем значении* $\tau^{\infty} = 0{,}9$. *Кривые 4-7* $(а)$ *– ход смещения при* $y = 0$, *кривые 7-10* $(б)$ *– ход деформаций при* $y = 0{,}1$ *при общих значениях* $\tau^{\infty} = 0{,}88;\ 0{,}86;\ 0{,}84;\ 0{,}82$

Особое значение для практики имеет пространственное распределение и временной ход сдвиговых деформаций (рис. 2, *б*). Видно, что во время землетрясения, как на самом разломе, так и вдали от него, сейсмическая деформация отсутствует. Следовательно, можно утверждать, что существует единственная точка, в которой абсолютная величина скачка деформации имеет максимальное значение. Важно подчеркнуть, что положение особой точки и значение сейсмической деформации в ней зависят от силы землетрясения.

На графиках через t_1 обозначен момент окончания периода подготовки разрушения. В случае сейсмогенного разрыва начало этапа катастрофического землетрясения отвечает одному и тому же моменту времени на графиках хода смещений и сдвиговых деформаций, обо-

значенному через T_*. Кривые 1-3 на рис. 2, *а* соответствуют временному ходу смещения в пунктах регистрации, равномерно удалённых от разлома. При сравнении кривых видно, что величина смещения значительно возрастает, уже не равномерно меняясь от точки к точке. Сейсмическая подвижка, максимальная на самом разрыве $w_e^{(1)}$, убывает по мере удаления от разрыва. Неравномерность распределения характеристик отчетливо проявляется и при анализе хода угловой деформации (кривые 1-6, рис. 2, *б*). Прямая 1 показывает ход сдвиговой деформации при сцеплении $k = 0{,}1$. Другой предельный случай, прямая *6*, соответствует $y \to \infty$ и показывает ход деформации при региональном напряжении $\tau^{\infty} = 0.9$. Семейство кривых 1-6 показывает изменение величины сейсмического скачка деформации γ_e с увеличением расстоянием от разрыва. Видно, что сначала скачок возрастает до максимальной величины $\gamma_e^{(4)}$ при $y_\gamma \cong 0.1$, а затем убывает до нуля.

Таким образом, реализация конкретного типа тектонического процесса, включающего региональное деформирование, крип и сейсмотектоническое деформирование, зависит от соотношения уровня действующих тектонических напряжений сжатия и сдвига и сил сопротивления, а именно, трения на разрыве и трещиностойкости. Полученные результаты позволяют не только различить процессы между собой, но и теоретически предсказать состояние конкретного разлома на разных стадиях тектонического процесса. Модель тектонического деформирования позволяет проанализировать весь процесс, начиная от начального состояния, включая этапы, соответствующие землетрясениям, а также этапы затухания тектонической активности. Результаты исследования позволяют более осмысленно подходить к вопросам интерпретации натурных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каминский А.А. Механика разрушения вязкоупругих тел. – Киев: Наук. думка, 1980. – 160 с.
2. Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Механика хрупкого разрушения // Изв. АН СССР. Механика твердого тела. – № 3. – 1969. – С. 112-125.
3. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. – М.: Недра, 1965. – 379 с.
4. Молчанов А.Е. Процессы разломообразования и сейсмичность сдвиговых зон // Физика Земли. – № 9. – 1993. – С. 12-26.
5. Молчанов А.Е. Деформационные характеристики зон сдвиговых разломов // Физика Земли. – № 11. – 2000. – С. 40-56.
6. Молчанов А.Е. Трещина продольного сдвига под свободной поверхностью как модель очага землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 8. – 1972. – С.26-34.
7. Молчанов А.Е. Процессы активизации заглубленных тектонических разломов // Физика Земли. – № 9. – 2003. – С. 65-81.
8. Молчанов А.Е., Никитин Л.В. Динамика трещины продольного сдвига после потери устойчивости // Изв. АН СССР. Механика твердого тела. – № 2. – 1972. – С. 60-68.
9. Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика. – № 11. – 1989. – С. 3-13.

УДК 550.340

ДЕТАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИСТАНА ПО СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ч. Мурадов

Институт Сейсмологии академии Наук Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан

При определении сейсмотектонического потенциала (энергии землетрясения – $M_{мах}$) для каждой сейсмогенной зоны основное предпочтение отдавалось параметрам сейсмоактивного разлома – длины, ширины, глубины заложения, угол наклона, амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений, а также мощности сейсмогенного слоя.

Максимальная магнитуда в сейсмогенной зоне обуславливается длиной и глубиной заложения разрывов и параметрами активных структур (блоков). Чем длиннее и глубже заложена структура, больше её консолидация и сцепление пород по временно заложенному разрыву, тем по большему участку разрыва происходит в зоне новое скачкообразное смещение структуры.

При составлении карты сейсморайонирования с сейсмогенными зонами основное предпочтение отдаётся закону затухания интенсивности сотрясения от очаговых зон. Интенсивность сотрясения в сейсмогенной зоне зависит от магнитуды и глубины очага: чем ближе очаг к поверхности земли и больше магнитуда толчка, тем больше сотрясение; чем глубже очаг, тем больше область распространения сотрясений. Обычно каждая сейсмогенная зона характеризуется определённой глубиной разрыва (очагов) и максимальной магнитудой, а также максимальной величиной сотрясения и площадью распространения сотрясений.

На основе наиболее детально изученных землетрясений, имеющих достаточно надёжные макросейсмические и инструментальные информации, получена зависимость между интенсивностью сотрясения в эпицентре *I* и в любом пункте на расстоянии от эпицентра с магнитудой M, глубиной очага. На основании этих зависимостей – уравнения макросейсмического поля или закона затухания интенсивности сотрясения, нами определены интенсивность сотрясения в сейсмогенных зонах и вне этих зон.

Таким образом, по сейсмотектоническим данным для Туркменистана составлена карта сейсморайонирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. Здесь энергия землетрясения (магнитуда $M_{мах}$) изменяется в пределах от 5,5 до 8,5. Интенсивность сотрясения в очаговой зоне изменяется от 7 до 10 баллов. В целом, для территории Туркменистана – 70 % составляют 7-10 балльные; 15 % – 6 балльные; 5 % – 5 балльные зоны (Схема детального сейсмического районирования территории г. Ашхабада).

УДК 550.340

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ И ИХ РОЛЬ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ г. АШХАБАДА)

Ч. Мурадов, Дж. Гарагозов, А. Ходжаев

Институт Сейсмологии академии Наук Туркменистана, г Ашхабад, Туркменистан

В мировой практике изучения сейсмичности и сейсмостойкости зданий и сооружений известно, что подъём уровня грунтовых вод отрицательно влияет на сейсмостойкость строительных объектов. Установлено, что влажность грунта при уровне залегания грунтовых вод

ниже 10 метров практически не оказывает влияния на сейсмостойкость сооружений, но при подъеме ее на каждый метр увеличивается степень сотрясения на 0,1-0,2 балла.

На территории города Ашхабада, особенно за последние 10-15 лет, наблюдается заметное повышение уровня грунтовых вод.

Это связано с интенсивным освоением южной территории города, где возводятся новые постройки, разбиваются парки и скверы. Урбанизация города, влекущая за собой усиленные поливы приусадебных и придомовых территорий, приводит к значительному перемещению грунтовых и поверхностных вод от предгорных, возвышенных зон Копетдага, к северным – низменным участкам.

В настоящее время территория северной части города, расположенная за железнодорожной линией, оказалась в катастрофическом состоянии – залиты грунтовой водой подвалы и котельные установки, находящиеся в зданиях по пролегающим в направлении с севера на юг улицам: Объездная, Северная, Грибоедова, Гражданская и другие, из-за чего оседают фундаменты, трескаются и разрушаются стены жилых домов, общественных, служебных и производственных зданий, сооружений, даже без воздействия на них землетрясений. В случае небольшого – 7-балльного землетрясения эти постройки не выдержат и рухнут.

Для предотвращения создавшейся ситуации рекомендуем:

1. Пробурить в достаточном количестве дренажные скважины и вывести грунтовые воды на 20-30 км к северу – за пределы города.
2. Оборудовать коллекторные арыки (каналы) в открытом и закрытом виде – для стока излишних объемов воды.
3. Принять необходимые меры для усиления конструктивных несущих элементов аварийных зданий, сооружений и других построек.

УДК 550.34

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Л.И. Надежка[1], М.А. Ефременко[2], А.Е.Семенов[2], С.П. Пивоваров[2]

[1]Воронежский государственный университет,
лаборатория сейсмического мониторинга ВКМ ГС РАН, г. Воронеж, Россия;
[2]Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Воронежской сетью сейсмических станций за 13 лет работы зарегистрировано более 500 местных землетрясений и микроземлетрясений. На рис. 1 представлено пространственное распределение эпицентров землетрясений 6-го и более высокого энергетических классов. Как видно из рисунка часть эпицентров группируются и образуют зоны. Выделено 6 основных зон.

Зона I – Липецко-Елецкая. Эта зона пространственно тяготеет к границе крупных литосферных мегаблоков: Курского и Восточно-Воронежского, отличающихся строением земной коры и верхов мантии [1-3]. В верхах мантии Курского мегаблока выделяется крупная область дефицита масс. Липецко-Елецкая зона тяготеет, в основном, к юго-восточной границе верхнемантийной отрицательной аномалии плотности. Следует отметить, что в пределах этой зоны расположен эпицентр исторического землетрясения 1896 года [4, 5]. Кроме того, зона характеризуется повышенным потоком флюидов [6]. На рис. 2 представлен пример волновых форм землетрясения 7 энергетического класса и его спектры.

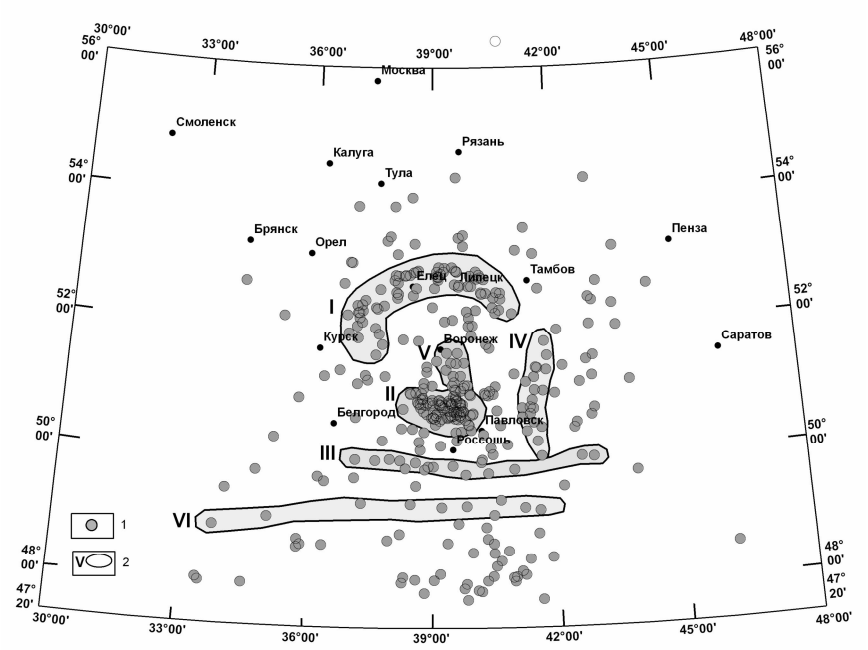
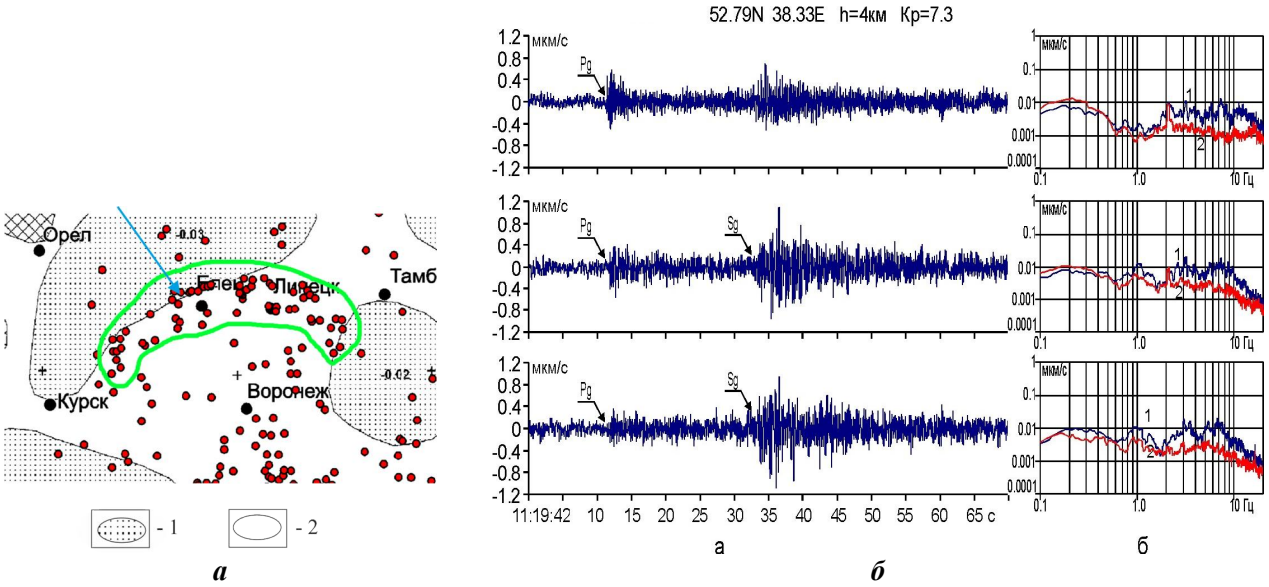


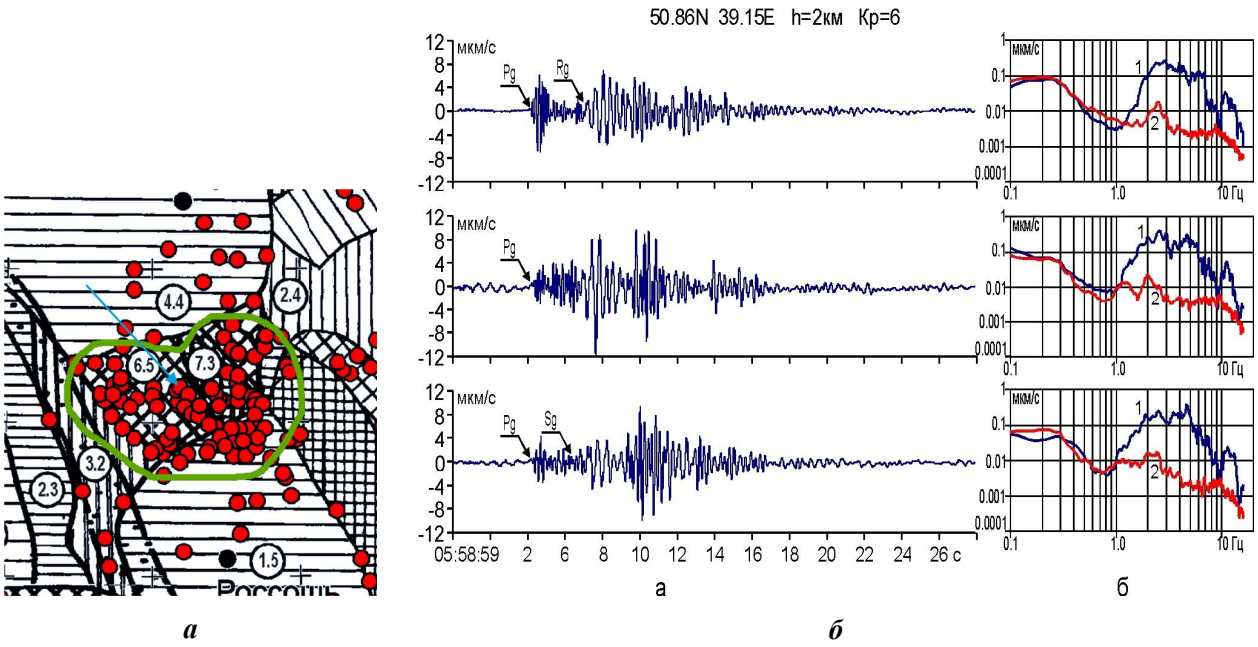
Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений *Кр* ≥ 6. *1 – эпицентры землетрясений, 2 – зоны*



а ***б***

Рис. 2. Пример записи волновых форм землетрясения из зоны I – Липецко-Елецкой. *а – выкопировка из схемы глубинных неоднородностей: 1 – область пониженной плотности, 2 – границы зоны повышенной плотности эпицентров землетрясений, б – волновые формы и спектры: 1 – землетрясения, 2 – фона*

Зона II – Лискинская. Это локализованная зона повышенной плотности эпицентров землетрясений, в основном, 6-7 энергетических классов. К этой зоне приурочены исторические землетрясения 1825, 1832 [4]. В геологическом плане – это зона, прежде всего, пересечения крупных разломов. В её пределах отмечается значительная дифференциация типов коры. В эрозионном срезе фундамента область характеризуется резкой сменой петрографических комплексов пород. Если к югу – Россошанский массив – представленный гнейсами обоянской серии, то к северу – Лосевская шовная зона, эрозионный срез которой представлен породами вулканогенно-осадочной лосевской толщи. Кроме того, в неотектоническом плане этой области соответствует изгиб границы Окско-Донской впадины и Средне-Русской возвышенности. Зона характеризуется повышенной изрезанностью рельефа земной поверхности. На рис. 3 дан пример записи волновых форм землетрясения произошедшего в этой зоне.

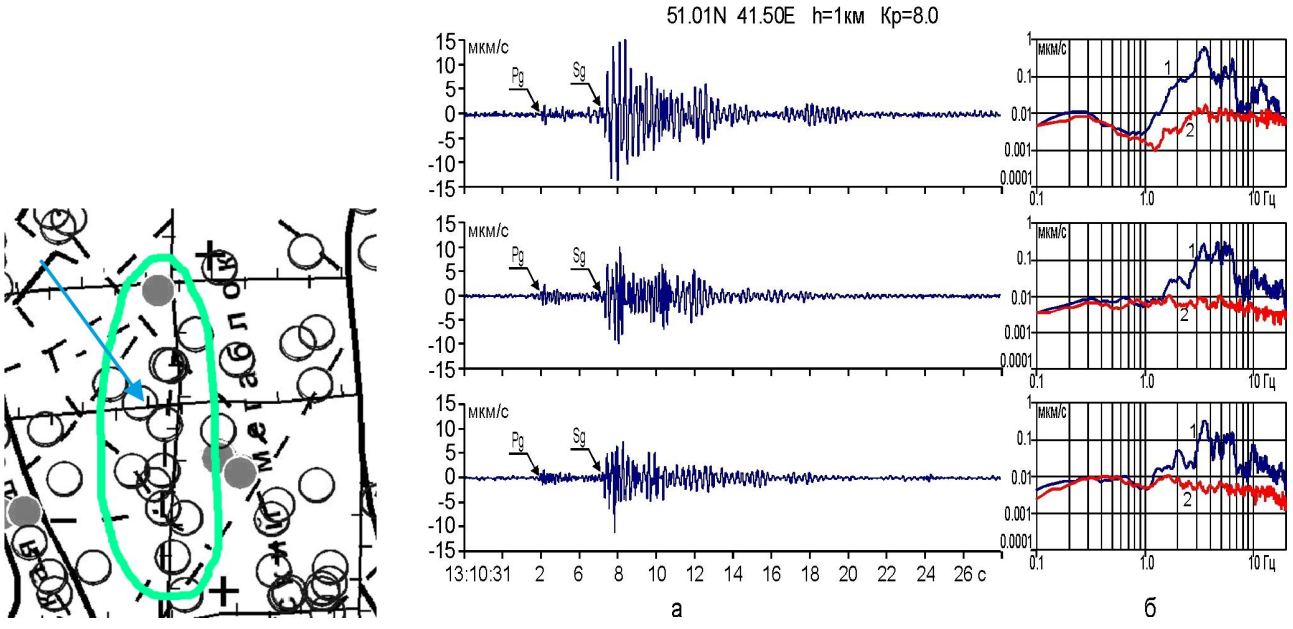


а *б*

Рис. 3. Пример записи волновых форм землетрясения из зоны II – Лискинской. *а – выкопировка из схемы типов коры ВКМ: цифры в кружках – номера типов земной коры [7]; б – волновые формы и спектры: 1 – землетрясения, 2 – фона*

Зоны III, IV и V картируют активные фрагменты крупных разломов. Эпицентры землетрясений зоны III расположены вдоль субширотного глубинного разлома, который хорошо выделяется по комплексу геофизических данных и по геологическим данным является относительно молодым [8].

Зона IV соответствует Новохоперско-Шумилинскому коро-мантийному разлому. Здесь фиксируется повышенный поток флюидов, повышенный уровень микросейсмического шума. На рис. 4 дан пример записи волновых форм землетрясения из этой зоны.



а *б*

Рис. 4. Пример записи волновых форм землетрясения из зоны IV – Шумилинско-Новохоперская. *а – выкопировка из схемы разломной тектоники эрозионного среза докембрия ВКМ [8], б – волновые формы и спектры: 1 – землетрясения, 2 – фона*

Зона V приурочена к Лосевско-Мамоновскому разлому, разделяющему крупные структуры Лосевскую шовную зону и Хопёрский блок. Строение земной коры в этих структурах разное, что, по-видимому, и является причиной напряжений, приводящих к землетрясениям.

Как видно из рисунков, волновые формы землетрясений из разных зон имеют специфические черты. Так землетрясения из Липецко-Елецкой зоны характеризуются достаточно хорошо выраженным вступлением и пониженной интенсивности *Z*-составляющей волнового поля по сравнению с горизонтальными составляющими (рис. 2). Иной характер имеют записи волновых форм землетрясений, произошедших в зоне динамического воздействия Шумилинско-Новохоперского разлома (рис. 3). Здесь наиболее интенсивной является *Z*-составляющая волнового поля. Записи всех составляющих волнового поля высокочастотные. В спектре записей отчётливо видно, что основная энергия события сосредоточена в составляющих выше 1,0 Гц. Кроме отмеченных различий, в целом, волновое поле землетрясений из разных зон существенно различно.

Таким образом, изложенная выше краткая характеристика выделенных зон свидетельствует о различиях в их геодинамической позиции. Это находит отражение и в специфике волновых форм землетрясений из разных зон, что свидетельствует о разном характере сейсмотектонических процессов, происходящих в них.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ №10-05-90427 «Укр_а» и Минобрнауки проект 2.1.1/11934.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. – М., 1974. – 170 с.
2. Надежка Л.И. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива / Под ред. Л.И. Надежка, А.И. Дубянского, А.П. Таркова, Н.С. Афанасьева // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев: Наукова думка, 1989. – С. 121-125.
3. Тарков А.П. Об особенностях строения и эволюции литосферы в центральной части Воронежского кристаллического массива / Под ред. А.П. Таркова, Л.И. Надежка // Изв. вузов. Геология и разведка. – № 3. – 1989. – С. 22-31.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. В.Н. Кандоровского, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
5. Никонов А.А. Землетрясения и палеоземлетрясения на юго-востоке Балтийского щита / А.А. Никонов // Геодинамика и геоэкология: Материалы Международной конференции.– Архангельск, 1999 г. – С. 270-273.
6. Савко А.Д. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы / Под ред. А.Д. Савко, Л.И. Надежка, Л.Т. Шевырёва // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всероссийской конференции. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 439-442.
7. Надежка Л.И. Основные типы земной коры Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным / Под ред. Л.И. Надежка, А.И. Дубянского, С.Н. Кашубина, Н.С. Афанасьева, В.Н. Груздева, А.П. Таркова, В.И. Дубянского // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Труды Международной конференции. – Воронеж, 1998. – С. 300-308.
8. Тектоническая карта ВКМ. Масштаб 1:500 000 // Под ред. В.И. Лосицкого, И.И. Кривцова, В.И. Костюкова и др. – М., 1997.

ОПЫТ ОЦЕНКИ ГРУППОВОЙ СКОРОСТИ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ВОЛН РЕЛЕЯ ПУТЕМ АНАЛИЗА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ «СЕЙСМИЧЕСКОЙ БУРИ» НА ДВУХ СТАНЦИЯХ ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Л.И. Надежка, А.А. Некипелов, И.Н. Сафронич

Воронежский государственный университет,
лаборатория сейсмического мониторинга ВКМ ГС РАН, г. Воронеж, Россия

Оценка скоростных характеристик геологической среды на основе анализа микросейсмического шума является одним из важных направлений исследований. В работах [1-6] обосновывается теория использования кросскорреляционной функции (функции взаимной корреляции, ВКФ) для определения групповых и фазовых скоростей.

Наиболее ярким событием в микросейсмическом шуме являются «сейсмические бури». «Сейсмические бури» это плавное повышение интенсивности низкочастотной составляющей МСШ. На рис. 1 показано волновое поле до «бури» и во время, а также спектры волнового поля в спокойное время и во время «бури» по данным двух станций, расположенных на расстоянии 197 км на территории Воронежского кристаллического массива.

Сейсмическая станция «Сторожевое» (VSR) расположена в Лосевской шовной зоне, а сейсмическая станция «Алябьево» (KGS1) расположены в Курском мегаблоке. Как видно из рис. 1 интенсивность *Z* составляющей МСШ во время бури на сейсмической станции VSR ниже, чем на KGS1. Во время «бури» интенсивность спектральных амплитуд МСШ на частотах 0,15-0,3 Гц существенно повышается (8-10 раз), при этом в районе станции KGS1 более сильно. Кроме того, во время «бури» появляется дополнительный максимум на частоте 0,12-0,15 Гц в спектре *Z*-составляющей по данным обеих станций.

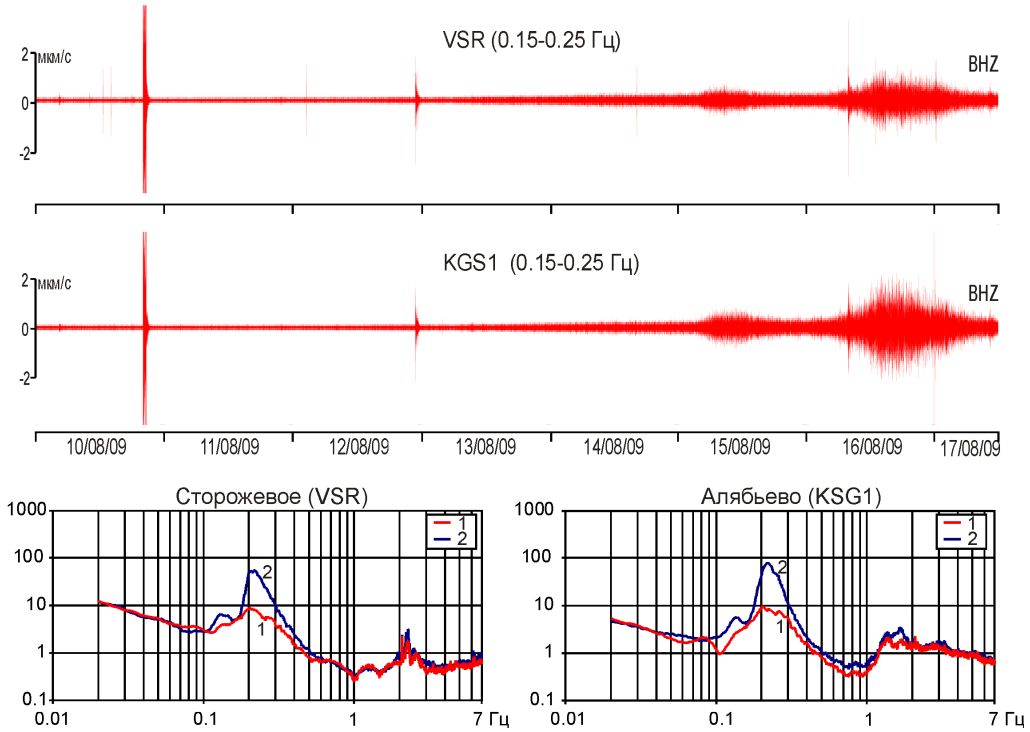


Рис. 1. Волновые формы записи микросейсмической бури и её спектральный состав: *1 – до бури; 2 – во время бури*

Следует отметить, что увеличение спектральных амплитуд по данным станции «Алябьево» наблюдается практически до частот 1,0 Гц, в районе же «Сторожевого» уже на частотах 0,6 Гц интенсивность спектральных амплитуд до бури и во время бури равны. Более

низкий уровень интенсивности Z-составляющей во время «бури» и специфика спектра свидетельствует о разных свойствах геологической среды в районах станций. Об этом же свидетельствуют и волновые формы в диапазоне частот 0,15-0,25 Гц (рис. 2). На рис. 2 показаны волновые формы в разные интервалы времени: до «бури», во время «бури» и при её затухании. Хорошо видны различия в характере волновых пакетов. До «сейсмической бури» интенсивность колебаний в районах обеих станций практически одинакова. Во время «сейсмической бури» амплитуда колебаний в районе станции, расположенной в Курском мегаблоке более чем в 3 раза выше, чем в районе Лосевской шовной зоны. С затуханием «бури» интенсивность колебаний начинает выравниваться.

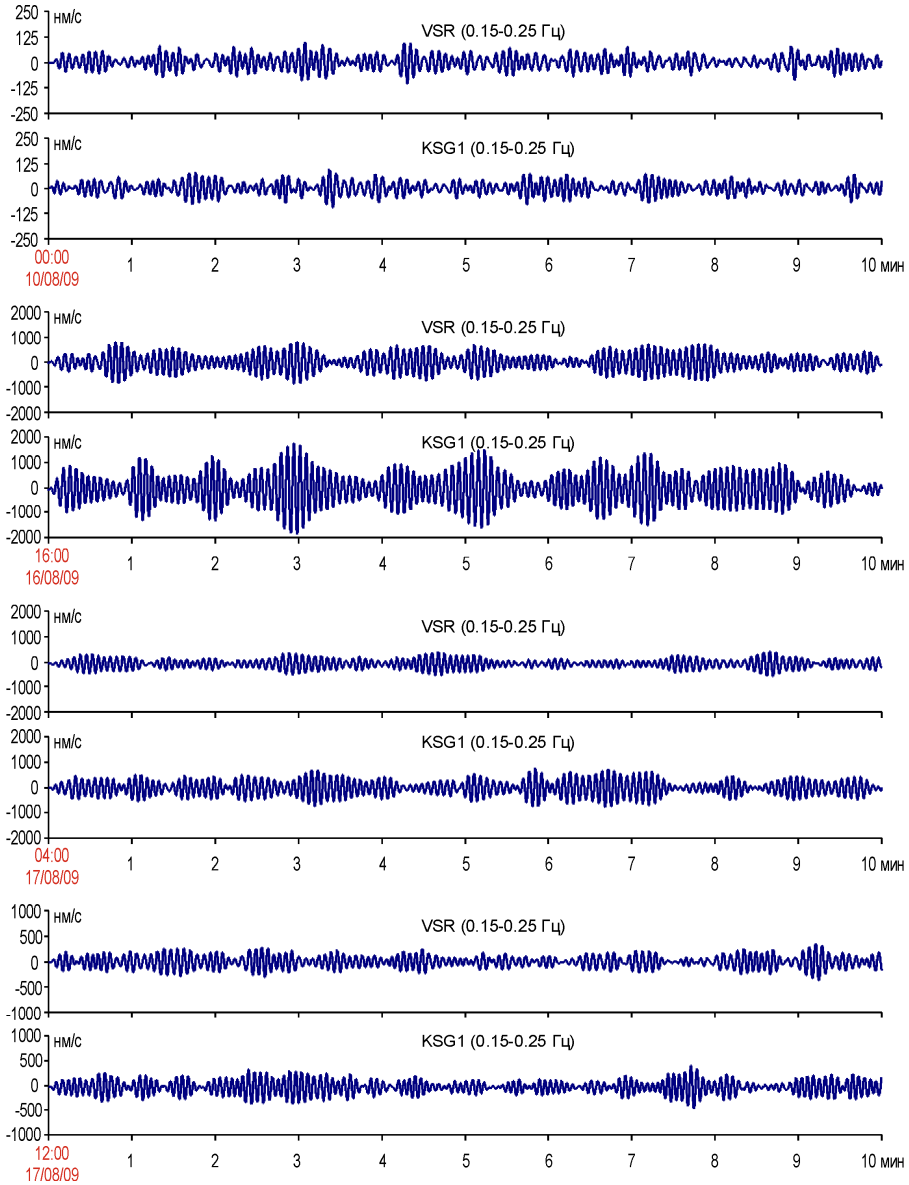


Рис. 2. Волновые формы записи микросеймического фона в диапазоне частот 0,15-0,25 Гц до, во время и после микросейсмической бури

Указанные особенности волновых форм *Z*-составляющих и их спектров, безусловно, является отражением нелинейных свойств геологической среды. Используя феномен – «сейсмическая буря», который активно проявляется в небольшом частотном диапазоне, сделана попытка определения средних трассовых групповых скоростей по всплескам взаимно корреляционной функции аналогично тому, как это делается в [2]. Кросскорреляционная функция (или взаимно корреляционная функция, ВКФ) определяется соотношением:

$$C_{12}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t+\tau)\, f_2(t) dt,$$

где $f_1(t)$ и $f_2(t)$ – сигналы на станциях 1 и 2.

Анализировались данные по двум станциям VSR и KSG1. Предварительно были рассчитаны спектры волнового поля в районе станций до сейсмической бури и во время сейсмической бури 15-17 августа 2009 г. Анализ этих спектров показал, что во время бури увеличение амплитуд происходит в основном в частотном диапазоне 0,15-0,25 Гц (примерно в пять раз), вне этого диапазона увеличение амплитуд незначительно (рис. 1). Если предположить, что источник микросейсм во время шторма менее хаотичен, более локализован, чем в спокойное время, то логично ожидать соответствующего поведения взаимно-корреляционной функции, что и подтвердилось в расчетах.

Взаимно-корреляционная функция вычислялась по фильтрованным волновым формам в диапазоне частот 0,15-0,25 Гц на временном сдвиге $\tau \in [-200\ \text{с}, 200\ \text{с}]$. На рис. 3, *а* приведена ВКФ за 12.08.2009 г. (за два дня до «бури», накопление производилось в течение одних суток), в единицах ее максимального значения. По оси абсцисс отложен временной сдвиг τ в секундах. Видно, что сколько-нибудь выраженного всплеска не наблюдается. На рис. 3б приведена аналогичная ВКФ за 16.08.2009 г. («буря»). Наблюдается выраженный всплеск при $\tau \approx -50$ с. Как видно из рис. 3, *б*, полученную функцию ВКФ вполне возможно использовать для определения групповых скоростей.

Отметим, что при времени накопления ВКФ 1 час (рис. 3, *в*) картина принципиально иная, всплеск корреляции отсутствует, и только с ростом времени накопления кривая ВКФ плавно приближается к представленной на рис. 3, *б* (время накопления 24 часа). Используя значение координаты максимума, определена групповая скорость. Она составила 3,8 км/с. Это вполне правдоподобно для волн Релея с периодом 4-6 с.

Извлечение информации о скоростях поверхностных волн возможно и при анализе ВКФ за спокойный период [7], при этом время накопления составляет до 24 месяцев, при этом требуется определенная предварительная обработка исходных волновых форм.

Разумеется, полученные таким образом средние трассовые скорости при достаточно большом числе пар станций могут быть использованы для скоростных характеристик среды, аналогично работам [7-9].

Таким образом, «сейсмические бури» являются тем сигналом, который, во-первых, наиболее ярко позволяет увидеть различия в поглощающих свойствах геологической среды и, во-вторых, определить скоростные характеристики среды.

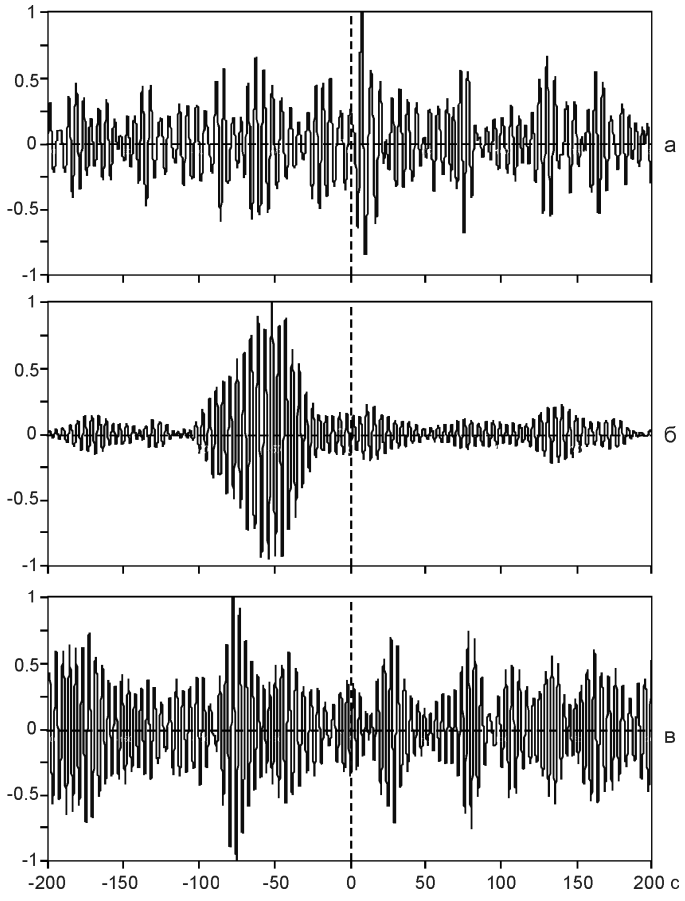


Рис. 3. Взаимно корреляционная функция до шторма (24 часа) (*а*), во время шторма (24 часа) (*б*), во время шторма (1 час) (*в*)

ЛИТЕРАТУРА

1. Snieder R. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase // Phys. Rev. E. – Vol. 69. – 2004. – 046610.
2. Shapiro N.M. and Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. – Vol. 31. – 2004. – L07614.
3. Snieder R. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase // Phys. Rev. E. – Vol. 69. – 2004. – 046610.
4. Roux P., Sabra K.G., Kuperman W.A. Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach // J. Acoust. Soc. Am. – Vol. 117. – 2005. – P. 79-84.
5. Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C. Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. – 2005. – Vol. 32. – L03310. – doi: 10.1029/2004GL021862.
6. Yao, H., van der Hilst, R.D., de Hoop, M.V. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis. – I. Phase velocity maps // Geophys. J. Int. – Vol. 166. – 2006. – P. 732-744.
7. Яновская Т.Б. Томографические исследования земной коры при использовании поверхностных волн/ Т.Б. Яновская // Изв. Вузов. – № 12. – 1998. – С. 69-87.
8. Lin F.C., Moschetti M.P., Ritzwoller M.H. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps // Geophys. J. Int. – Vol. 173. – 2008. – P. 281-298.
9. Lin F.C., Ritzwoller M.H., Townend J., Savage M., Bannister S. Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand // Geophys. J. Int. – Vol. 172. – 2007. – P. 649-666.

УДК 550.34

АНАЛИЗ ПЕРИОДИЧНОСТИ В ИЗМЕНЕНИИ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РЕГИОНОВ УРАЛА И СИБИРИ

Л.В. Некрасова

Горный институт Уральское Отделение РАН, г. Пермь, Россия

На динамику сейсмических процессов одновременно действует большое число факторов, к которым относятся приливные явления, солнечная активность, изменение широт [1, 2], геомагнитная активность, изменения скорости вращения Земли, вариации гидрометеорологических условий, деятельность человека. Для сейсмических процессов отмечен переменно-ритмический характер. Присущие процессу ритмы имеют переменную во времени амплитуду, они могут появляться и затухать. Имеется ряд причин для этого. Объемы горных пород, это системы, функционирующие в режиме суточных, сезонных, лунно-приливных, гелио- и геомагнитных и других ритмов. Горные породы способны к синхронизации с внешним воздействием и десинхронизации. Возможно, что в какие-то интервалы времени среда перестает откликаться на какие-то слабые воздействия, а после оказания воздействия (например, землетрясения) вновь начинает реагировать.

Нами выполнено исследование возможного влияния природных и антропогенных факторов на примере двух горнодобывающих районов Урала и Сибири – Верхнекамского месторождения калийных солей и Таштагольского железорудного месторождения.

Верхнекамское месторождение калийных солей

Уральский регион относится к одному из наиболее развитых горнодобывающих регионов России. Здесь уже длительное время ведется крупномасштабная разработка самых различных месторождений. Влияние интенсивных горных работ привело к развитию в не-

драх горнопромышленных районов интенсивных техногенных процессов, и, прежде всего, разномасштабных проявлений техногенной сейсмичности [1].

Для Верхнекамского месторождения калийных солей исследованы временные ряды количества сейсмических событий и выделенной в течение каждых суток энергии за 15 летний период времени. Рассчитаны спектрально-временные диаграммы для всех событий на Верхнекамском месторождении.

Разработка Верхнекамского месторождения производится в три смены в течение суток. При этом число сейсмических событий в интервалах производственных работ сильно возрастает по сравнению с интервалами времени, когда эти работы не выполняются. События, приуроченные к максимумам, отнесены нами к «условно техногенным», а события, произошедшие в оставшееся время, – к «условно природным». Нами составлены и обработаны временные ряды двух групп сейсмических событий – «условно природных» и «условно техногенных», насчитывающие более 7,5 тысяч событий.

Для «условно природной» составляющей Верхнекамского месторождения калийных солей выявлены ритмы близкие к двум годам (2-2,5 года), одному году (1-1,2 года), ритмы близкие к полугоду, к 2,5 месяцам, 1,8 и 1,5 месяца, ритмы близкие к 1 месяцу, 3 неделям (20-21день), а также недельные, двухнедельные и полунедельные.

Для «условно техногенной» составляющей Верхнекамского месторождения характерны ритмы в 2,5 года, 2 года, 1,6 года (19 месяцев) и 1 год. И ритмы равные одной третьей года, ритмы в 2 месяца, 1,5 месяца, 27 дней, 3 недели (21-23 дня) и 19 дней, а также недельные, двухнедельные и полунедельные.

Далее, нами проанализированы временные ряды энергии, выделенной в течение каждого месяца на Верхнекамском месторождении калийных солей. На спектрально-временных диаграммах этих временных рядов хорошо просматриваются длиннопериодные ритмы и ритмы равные половине года (для «условно природной» составляющей) и одной третьей года (для «условно техногенной»).

Таштагольское железнорудное месторождение

Недра Горной Шории богаты различными полезными ископаемыми. Среди них важнейшее место занимают залежи железных руд. В пределах горнорудного района Горной Шории расположено восемь месторождений железных руд. Ведущим по запасам железных руд и наиболее крупным является Таштогольское месторождение. Нами было проанализировано 4,5 тысячи сейсмических событий Таштагольского железорудного месторождения, более чем за 12 летний период времени. Рассчитаны спектрально-временные диаграммы для временных рядов количества событий и выделенной сейсмической энергией в течение суток.

Для всех сейсмических событий Таштагольского железорудного месторождения отмечены ритмы от 2 до 2,5 лет, 1,2 года (14 месяцев), 1 год, полугодовые ритмы (6,3 месяца), ритмы в треть года (4 месяца). И менее продолжительные двухмесячные ритмы, а также ритмы в 1,5 месяца (43-45 суток), в 1 месяц (1-1,2 месяца), близкие к половине месяца, в 13,5 суток, 9 суток, недельные и полунедельные.

Для «условно техногенной» составляющей сейсмичности по количеству событий N в течение суток на Таштагольском месторождении характерны двухлетние ритмы, ритмы в 1,4 года (17 месяцев), годовые (1-1,1 года), полугодовые. И ритмы равные одной трети года (4 месяца), а также 1,5 месяца, близкие к месяцу (1,0-1,2 месяца), в 3 недели, полумесячные ритмы (15,3 суток), в 13 и 9 дней, а также недельные и полунедельные.

Для «условно природной» составляющей для количества N сейсмических событий Таштагольского железорудного месторождения были выявлены ритмы от 1 до 2 лет. Это ритмы 2 летние, равные 1,6 года (от 19 до 20 месяцев), 1,25 года (14-15 месяцев), близкие к году, а также менее 1,5 месяцев (40 суток), ритмы в 1 месяц, в 3 недели (20,3-23 дня), полумесячные (15,3 суток), 9 суток, недельные и полунедельные.

Спектрально-временные диаграммы по величине выделенной энергии E за сутки с довольно четкой периодичностью для Таштагольского месторождения получены только для «условно природной» составляющей сейсмической активности. Если рассматривать «услов-

но природную» составляющую выделенной энергии, то можно отметить существование ритмов от 0,8 года до 2 лет, т.е. 2-летнего, ритмов в 1,25 и 1,66 года (14 и 19 месяцев), годового, порядка 10 месяцев (0,83 года). А также ритма близкого к четверти года (3 месяца), менее выраженного 2-х месячного ритма, 1,5-месячного (от 40 до 45 дней), близкого к одному месяцу (1,0-1,2 месяца), 3,5 неделям, 21 дню, 2-недельному, недельному и полунедельному ритму.

Сейсмическая активность испытывает во времени значительные колебания, обусловленные влиянием большого количества факторов как природного, так и техногенного характера. В лунно-солнечном приливном процессе, в процессе изменения широт, вызванном внешним приливным воздействием Солнца, в сейсмической активности на рудниках и шахтах Западного Урала и Сибири наблюдаются одинаковые ритмы временных вариаций продолжительностью близкой к двум годам, году, 0,8 и 0,5 года, а также ритмы в 19 и 14 месяцев и 2 недели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маловичко А.А., Гамбурцев А.Г., Воинов А.К., Некрасова Л.В. Исследование особенностей динамики техногенной сейсмичности в горнодобывающих регионах Урала // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Материалы XII международной конференции. – Т. I (А-М). – Воронеж, 2006. – 311 с.
2. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. – М., 1996.

УДК 550.34.01

О МОДЕЛИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В РАЙОНЕ ОСТРОВА ВАЛААМ

М.А. Никитина

Главная Пулковская астрономическая обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург, Росси

Введение

Во многих приложениях сейсмологии данные о приповерхностной области получаются из вычислений, использующих только время прохождения наблюдаемых сейсмических волн. Этот подход адекватен для многих ситуаций и относительно прост в вычислении. Однако он не учитывает рассеяние волн на неоднородностях и изменения формы волны и амплитуды при прохождении структуры среды. Чтобы интерпретировать это, нужно использовать сложные теоретические выкладки для моделирования изменения сейсмических волн при прохождении через среду. Одна из главных целей этих обработок состоит в том, чтобы теоретически вычислить отклик для смоделированного сейсмического источника. Он может быть показан как синтетическая сейсмограмма, которая сопоставляется с наблюдаемыми данными.

Теоретические обработки сейсмического распространения волн, используемые для получения синтетических сейсмограмм, рассматривают эту задачу двумя основными путями. Первый использует сейсмическую лучевую теорию, которая основана на том, что объемные волны рассматриваются как индивидуальные пакеты энергии (вейвлеты). Траектория вейвлетов может быть прослежена через Землю и их взаимодействие с породами, через которые они проходят, может быть вычислено, при условии, что будут учтены все неоднородности среды. Для данной математической модели Земли, лучевая теория приведет к очень точным оценкам времени прохождения для объемных волн, однако амплитуда и форма, вычисленная для вейвлета, имеет лишь приблизительный характер.

Другой теоретический подход точнее всего работает для вычисления синтетических сейсмограмм и называется сейсмической волновой теорией. Волновое уравнение для данной задачи получено, а точные или численные решения могут быть найдены. Преимущество этого подхода состоит в том, что полное волновое поле от сейсмического источника можно посчитать; аналитические математические решения могут быть получены только для простых моделей Земли. Например, техника отражений, это – обычно используемый и математически изящный метод, который обеспечивает полные теоретические волновые сейсмограммы для ограниченного случая горизонтально слоистой Земли. Аналогичен ему метод матричного пропагатора, или его частный случай метод Томсона-Хаскела [1]. В этом методе вертикально неоднородная среда заменяется пачкой однородных слоев, лежащих на однородном пространстве. Так же, метод спектральных элементов (SEM), рассмотренный в работах Дмитрия Коматиша [2]. Этот метод позволяет моделировать распространение волн от землетрясения. SEM решает вариационную форму задачи об упругом колебании в «области времени на неструктурированной петле элементов», названной спектральным элементом, для получения вектора смещения любого пункта среды. Кроме того, существует еще один метод вычисления скорости распространения волны. Это так называемый метод функции Грина, который позволяет вычислить скоростные параметры распространения волн от источника до станции в случае, если известен механизм очага землетрясения. [3]. Для более сложных геологических структур было предложено множество моделей и приближений, но даже с ними вычисления являются очень сложными и отнимают много времени даже на самых быстрых компьютерах. Для действительно сложных разрезов земной коры, должны использоваться числовые методы, например, метод конечных разностей, и тогда эти вычисления будут компьютероемкими (http://www.encyclopedia.com/topic/synthetic_seismograms.aspx).

В данной работе будет рассмотрен второй метод построение теоретической сейсмограммы. Для полупространства и для горизонтально слоистой среды будут построены сейсмограммы. Так же будет выбрана оптимальная модель среды, чтобы полученная сейсмограмма была похожа на полученную практически.

Общая теория

Колебания в упругой среде описываются

$$\rho\frac{\partial^2 u_\alpha}{\partial t^2}=\frac{\partial\sigma_{\alpha\beta}}{\partial r_\beta}+F_\alpha,$$

где ρ – плотность среды, $\sigma_{\alpha\beta}$ – тензор давления, F_α – объемная сила. Но для нахождения смещения нам понадобится Функция Грина.

$\left[\rho(r)\delta_{\alpha\gamma}\frac{\partial^2}{\partial t^2}-\frac{\partial}{\partial r_\alpha}\left(C_{\alpha\beta\gamma\varsigma}(r)\right)\frac{\partial}{\partial r_\varsigma}\right]G_{\gamma\eta}(\vec{r},\vec{r}',t-t')=\delta_{\alpha\eta}\delta(\vec{r}-\vec{r}')\delta(t-t')$ – уравнение на Функцию Грина для изотропной среды, где $C_{\alpha\beta\gamma\varsigma}=K\delta_{\alpha\beta}\delta_{\gamma\varsigma}+\mu(\delta_{\alpha\gamma}\delta_{\beta\varsigma}+\delta_{\alpha\varsigma}\delta_{\gamma\beta}-\frac{2}{3}\delta_{\alpha\beta}\delta_{\gamma\varsigma})$, а t' – время в источнике, $\vec{r}'$ – радиус вектор источника.

Тогда смещение через Функцию Грина будет выражено:

$u_\gamma(r)=G_{\gamma\eta}*F_\eta$, где * обозначает свертку.

Так как мы рассматриваем только случай жесткой границы (т.е. граничные условия не зависят от времени), то Функция Грина может зависеть от t и t', только как разность, т.е. $G(\vec{x},t\text{-}t',\vec{r})$, что является соотношением взаимности для времен источника и приемника.

Рассмотрим случай однородного изотропного пространства. Пусть точечная сила $X_0(t)$ приложена в начале координат вдоль направления x_j. Точное решение этой задачи было получено Стоксом в 1849 г:

$$u_i(\vec{x},t)=\frac{1}{4\pi\rho}(3\gamma_i\gamma_j-\delta_{ij})\frac{1}{r^3}\int_{\frac{r}{c_l}}^{\frac{r}{c_t}}\tau X_o(t-\tau)d\tau+\frac{1}{4\pi\rho c_l^2}\gamma_i\gamma_j\frac{1}{r}X_0(t-\frac{r}{c_l})-\frac{1}{4\pi\rho c_t^2}(\gamma_i\gamma_j-\delta_{ij})\frac{1}{r}. \qquad (1)$$

Будем считать, что источник находится в дальней зоне, т.к. $kr>1$. То формула Стокса упростится и получится, что i-тая компонента смещения имеет вид:

$$u_i(\vec{x},t)\approx\frac{1}{4\pi\rho c_l^2}\gamma_i\gamma_j\frac{1}{r}X_0(t-\frac{r}{c_l})-\frac{1}{4\pi\rho c_t^2}(\gamma_i\gamma_j-\delta_{ij})\frac{1}{r},$$

где $\gamma_j=\frac{x_j}{r}$ – направляющий косинус.

Так как в реальной среде источник не точечный, и $X_0(t)$ отлично от δ – функции, (т.к. он растягивается и имеет конечный вертикальный размер), то мы будем использовать следующее представление δ – функции:

$$\delta(t)\sim\frac{\varepsilon}{t^2+(\varepsilon)^2},$$

где ε, $\varepsilon\to 0$ – параметр растяжения, зависящий от *r*.

Рассмотрим некоторые типы источников:

a. Центр расширения. Таким типом источника может быть описано сферически симметричное поле продольной волны. Его можно представить как наложение взаимно-перпендикулярных диполей без момента. И математически эту силу можно представить как $X_0(t)=4\pi\nabla\delta(\vec{x})$ [5].

b. Диполь без момента. Такой источник эквивалентен сдвигу по разлому. Он образован двумя равными по величине и противоположно направленными простыми сосредоточенными силами, приложенными к точкам, расположенными на линии, направление которой совпадает с направлением действия сил [5, 6]:

$$X_0(t)=\frac{\partial}{\partial r_j}\delta(\vec{x}),$$

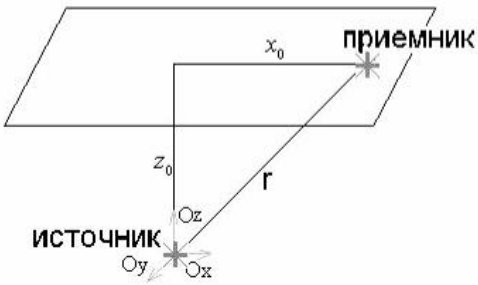


Рис. 1. Источник и приемник в полупространстве

где r_j – направление действия силы.

Выберем удобное расположение осей, так же на рис. 1 указаны введенные обозначения.

Построим графики скоростей распространения продольной и поперечной волн для геологических и сейсмических условий станции Валаам [7]:

$$\rho=2{,}6\ \frac{\text{кг}}{\text{м}^3};\ c_l=3{,}3\ \frac{\text{м}}{\text{с}^2},\ c_t=5{,}5\ \frac{\text{м}}{\text{с}^2},\ \omega=1{,}13\ \text{Гц},\ r=0{,}32\ \text{км},\ x_0=0{,}3\ \text{км},\ z_0=0{,}1\ \text{км},$$

и следом приведем сейсмограммы реального события (рис. 2.).

Как видно из сравнения сейсмограмм, лучшее совпадение с реальной сейсмограммой имеет случай диполя без момента. Это обусловлено тем, что центр расширения зависит от его угловых координат, и не будет различаться для разных составляющих сейсмограммы, чего нет в реальности.

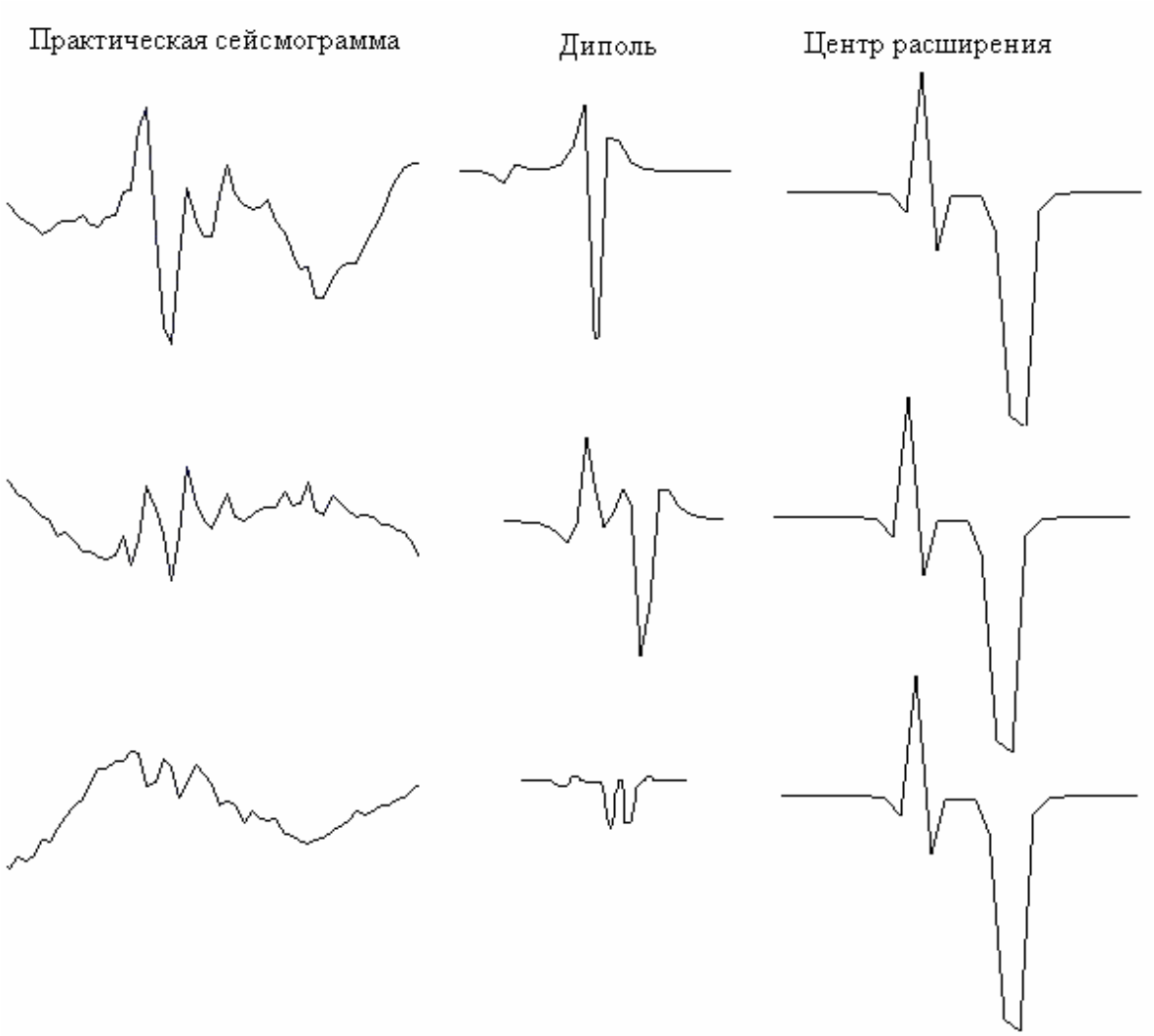


Рис. 2. Сейсмограммы реального события, сейсмограмма для диполя и для центра расширения

Сейсмограмма – фильтрация коры

Перейдем к задаче, если источник находится не в пространстве, а в слоистой среде. Рассмотрим двухслойную среду, при этом источник находится во второй среде. Рассчитав углы падения всех типов плоских волн, можно получить коэффициенты преломления и итоговые скорости волн.

Рассмотрим два возможных варианта геологического строения пространства:

Модель *a*. Верхний слой состоит из раздробленных габродиабазов (с мощностью 10 м, скоростями S-волны 3,3 км/с и P волны 5,5 км/с), а нижний представляет собой полупространство, сложенное осадочными породами (скорости S-волны 2,1 км/с и P-волны 3,5 км/с).

Модель *b*. Верхний слой тот же, что и в случае *a*, а нижний слой сложенный массивными габродиабазами, в данной модели представляющий собой полупространство (со скоростями S-волны 3,3 км/с и P-волны 5,7 км/с).

Построим график скоростей распространения волн (рис. 3).

Видно, что синтетическая сейсмограмма, построенная для первого случая, кардинально отличается от практически полученной сейсмограммы (рис. 2), значит, второй вариант лучше описывает поставленную задачу. Это объясняется тем, что приповерхностный слой с меньшими скоростями усиливает проходящую волну, и мы можем наблюдать как волну P, так и волну *S*, о чем свидетельствует синтетическая сейсмограмма (рис. 3, *в*).

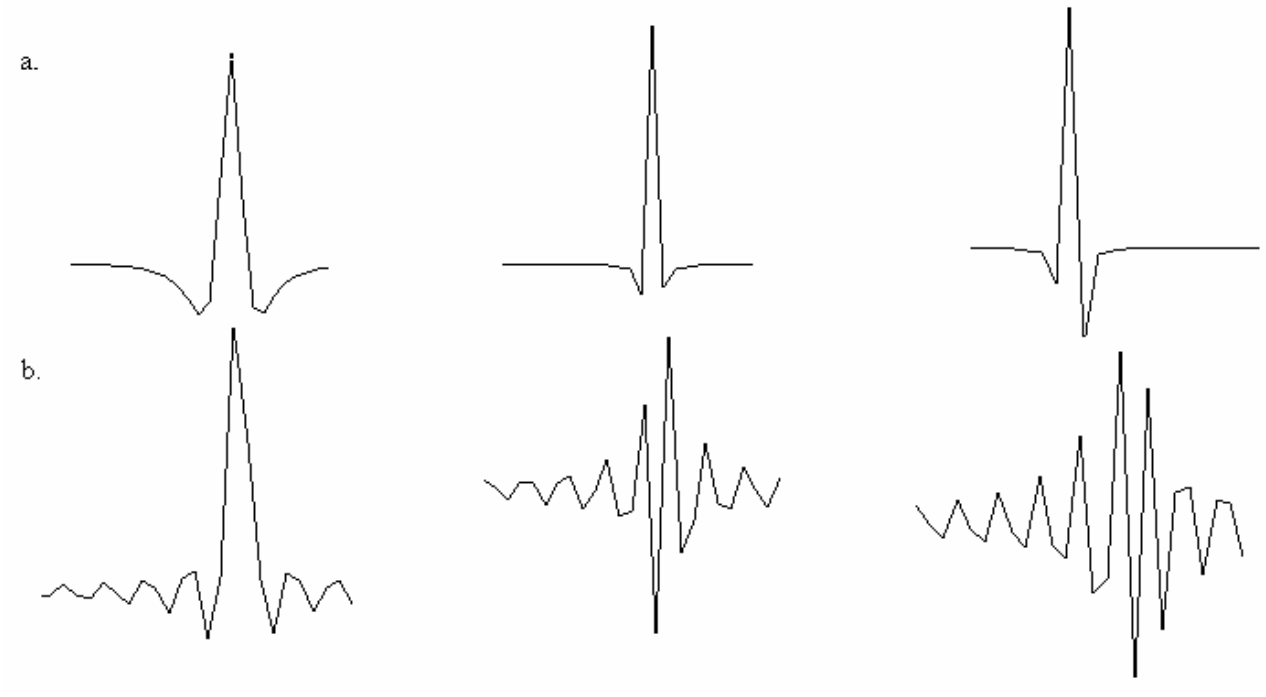


Рис. 3. Сейсмограммы для двух моделей среды: модель *a*, модель *b*

Вывод

В данной работе был предложен альтернативный метод построения сейсмограммы землетрясения. Его применение позволяет получить хорошее согласие теоретических построений и реальной сейсмограммы. Вид источника – левосторонний сдвиг – в данном случае определен неоднозначно, поскольку рассматривался случай, когда источник и приемник лежат в плоскости распространения волны. Более точное решение требует наличия, по крайней мере, 3-х точек регистрации. В дальнейшем планируется расширение сети станций на о. Валаам. При этом возможна регистрация локального сейсмического события из одного источника, и появится возможность проверить показанные выше теоретические построения на практике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аки, Ричардс, Количественная сейсмология. – М.: Мир, 1983. – 880 с.
2. Dmitriy Komatish, Dominik Göddeke, Gordon Erlebacher, David Michea; Modeling the propagation of elastic waves using spectral elements on a cluster of 192 GPUs // Comput Sci Res Dev. – № 25. – 2010. – С.75-82.
3. Vladimír Plicka and Jiří Zahradník, Inverting seismograms of weak for empirical Green’s tensor derivatives // Geophys. J. Int. – № 132. – 1998. – С. 471-478.
4. Kachanov Mark, Shafiro Boris, Tsukrov Igor. Handbook of elasticity solutions. Springer-Verlag New York, LL C. – 2009. – 340 с.
5. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. – Санкт-Петербург: ВВМ, 2006. – 288 с.
6. Сейсморазведка. Справочник геофизика / Под ред. И.И. Гурвича, В.П. Номоконова. – М.: Недра, 1981. – 464 с.
7. Ассиновская Б.А., Овсов М.К., Карпинский В.В., Мехрюшев Д.Ю. Сейсмические события на Ладоге // ГеоРиск. – № 3. – 1997. – С. 6-12.

УДК: 550.34+551.24

СЕЙСМОТЕКТОНИКА: ТЕРМИН, ПОНЯТИЕ, НАУЧНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ (ОПЫТ ФОРМУЛИРОВАНИЯ И СИСТЕМАТИЗАЦИИ)

А.А. Никонов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

При обращении к любому научному направлению, отрасли знания, даже группе объектов изучения, естественно, сначала определить предмет, совокупность и соотношение объектов, иметь четкое определение и разобраться в терминологии. Под предметом (изучения) имеется в виду его основа, смысл, особенности. Изучение предмета обычно начинается, и какое-то время может проходить, и без самоидентификации, но формирование и развитие отрасли знания вряд ли полноценно осуществимо до уточнения и согласования понимания предмета и соответствующих формулировок. Слово (словосочетание) «сейсмотектоника» (С.) начало употребляться в 60-70-х годах, в России, в работах специалистов, работавших над выяснением вопросов тектоники и сейсмичности в их взаимоотношении, и в основном – в работах, нацеленных на создание карт сейсмического районирования. Примечательно и неслучайно, что, например, в сборнике под названием «Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территории» [1] ни одна из 9 статей 19 авторов в названии не содержит слова сейсмотектоника. В вышедшей десятилетие спустя книге «Региональная сейсмотектоника…» [2] собрано огромное количество фактов по разделам, так или иначе к сейсмотектонике относящимся, но адекватный сейсмотектонический анализ и именно сейсмотектонические решения обнаруживаются с трудом. В обширном разделе книги «Общие вопросы сейсмотектоники» определение и понимание С. отсутствует. То же относится к множеству публикаций с названием С. (например, [3-8] и мн. другие). Показательно, что сборники названы не «Материалы к сейсмотектонике», а именно «Сейсмотектоника…» (на первом месте).

За прошедшие десятилетия, естественно, изучение конкретных, в первую очередь региональных и связанных с очагом вопросов сейсмотектоники продвинулось в стране существенно. Может быть, главное движение вперед сформулировано И.Е. Губиным так: «Какова тектоника, таковы и максимальные землетрясения. Ведущий фактор – сейсмогенный разрыв» [9, стр. 24]. Именно этот принцип, т.е. генетический подход, дополненный и развитый, положен в основу при составлении карты ОСР-97 и последовательно применяется ныне при составлении карты ОСР-12 под руководством В.И. Уломова.

Но вот выработка понятийной базы, осмысление общих вопросов, системность рассмотрения и формулировки сущности, составных частей, структуризация задач сейсмотектоники как отрасли знаний – все это продвинулось мало и еще меньше в этом между специалистами согласия, столь необходимого для оформления направления как важного, самостоятельного и прогрессирующего. Иными словами, направление по-прежнему нуждается в четких формулировках существа, понятий, систематизации (структуризации) групп исходных данных и уточнении терминологии.

Важным шагом вперед стало введение масштабного подхода, а именно подразделение «сейсмотектонических движений» (в сущности, структур и их движений) на региональные, зональные, локальные [10]. К ним надо добавить глобальные, что стало совершенно ясно после получения тектонических и сейсмологических материалов по срединно-океаническим хребтам и зонам субдукции.

Два крупных исследователя, немало способствовавшие развитию С., И.Е. Губин и Н.И. Николаев намеревались написать специальные книги по предмету, но свои замыслы

осуществить не успели. Даже такой активный разработчик и пропагандист «сейсмотектонического метода» и «закона сейсмотектоники», как И.Е. Губин не оставил четкого определения сейсмотектоники, но его кредо имеется: «Землетрясения возникают в строгом соответствии с геологическим строением и особенностями тектонических сейсмогенных движений по разрывам: смещения по разрывам структур (блоков) определенного размера и консолидации вызывают возможные для них максимальные землетрясения с определенными размерами очагов и магнитуд; чем крупнее структура и чем более она консолидирована, тем по большей площади разрыва происходит ее разовое смещение, тем больше очаг и магнитуда толчка; чем больше скорость тектонического движения в зоне разрывов, тем чаще повторяются сейсмы» [11, стр. 217].

В работах И.Е. Губина «узаконены» такие основополагающие принципы сейсмотектоники как генетическая связь очагов землетрясений с сейсмогенными зонами, «обусловленными разрывами», масштабирование сравниваемых показателей и некоторые динамические соотношения [11, 12]. Крупнейший сейсмогеолог, один из лидеров научного поиска на стыке геологии и сейсмологии, В.П. Солоненко, хотя и употреблял название «сейсмотектоника», в понятия и терминологию не углублялся и предпочитал пользоваться названиями «живая тектоника» и «сейсмогеология». Довольно характерна для региональных работ этого этапа с названием «сейсмотектоника», например, публикация сибиряков (с участием В.П. Солоненко!) [13], содержащая также подразделения: «сейсмичность», «сейсмотектоника», «сейсмическое районирование», «заключение». При этом в разделе «сейсмотектоника» находим исключительно характеристики тектонических зон и движений, а некоторые сведения собственно по сейсмотектонике только в заключительных разделах.

Термин С. охотно используют и современные авторы, в том числе в названии книг. Например, в книге [14] приводятся обширные сведения по многим разделам геологии, сделаны важные выводы, в том числе по сейсмогенерирующим зонам, но в главах и выводах С. как бы растворяется в конкретных материалах и заключениях.

В текущей англоязычной литературе термин «seismotectonics», хотя и нечасто, встречается. Но встретить расшифровки, определения, глубокие обобщения в этом ключе не пришлось. Не обнаружился и сам термин в специализированных иноязычных словарях.

Многие десятилетия о формулировании сущности понятия не беспокоились и слово С., да и понятие, попользовались вольно и разноречиво. Это относится и к изложениям понимания С. в справочных изданиях, которые и рассмотрим. Первая попытка осмыслить и определить сейсмотектонику сущностно, насколько удалось выяснить, принадлежала

Г.П. Горшкову [15]. 1. «Сейсмотектоника (от сейсмо... и тектоника), научная дисциплина, изучающая геологические условия возникновения землетрясений. Главные объекты исследования С.: эпигеосинклинальные орогены областей альпийской и тихоокеанской складчатостей, возникших на фоне мезозойских и кайнозойских геосинклиналей; современные геосинклинали (в фазе начального орогенического процесса); эпиплатформенные орогены (области антропогеновой активизации тектонических движений в пределах ранее консолидированных структур); современные материковые и океанические рифты; зоны Беньоффа; участки интенсивного проявления новейших тектонических движений». Определение примечательно и приемлемо в отношении выделения сейсмотектоники в научную дисциплину, что и ныне вполне правомочно. Но характеристика С. как дисциплины, «изучающей геологические условия возникновения землетрясений» – представляется односторонней и упрощенной. Перечисление объектов исследования не отвечает современным знаниям и представлениям, разномасштабность объектов и связей осталась за пределами внимания.

В Геологическом словаре [16] находим следующее определение С.:

2. «С-а [σεισμος (сейсмос) – колебание] – 1. Сейсмическое проявление современных тектонических процессов. 2. Раздел геологии, изучающий связь проявлений сейсмичности и тектоники регионов. Сейсмические показатели используются для характеристики степени

устойчивости геотектонического режима, определения зон контрастных тектонических движений, выявления доминирующих направлений подвижек. По глубине расположения очагов землетрясений, группирующихся в линии определенного простирания, судят о глубине заложения разрывов. Динамические параметры очагов дают сведения о величине и направлении сил, которые деформируют и разрушают горные породы. Результаты сейсмотектонических исследований выражаются обычно в виде сейсмотектонических карт, на которые наносятся данные о формах залегания горных пород (тектонические структуры) и эпицентральные зоны землетрясений, что позволяет установить связь землетрясений с особенностями тектонического строения местности и использовать эту связь для прогноза мест, силы и частоты землетрясений, а также для составления карт сейсмического районирования». Автор текста не указан.

Здесь С. считается разделом геологии, а не самостоятельной отраслью; вместе с тем признается, что она изучает «связь проявлений сейсмичности и тектоники регионов». Говорится об использовании «сейсмических показателей» для характеристики тектонического режима и других, именно тектонических показателей. О генетической связи сейсмических и тектонических явлений вопрос не ставится, как и о собственно сейсмотектонических процессах в очагах землетрясений, т.е. разномасштабность сейсмотектонических, геодинамических связей остается вне рассмотрения. Упоминание только эпицентральных зон (а не зон ВОЗ, гипоцентральных областей и других показателей объемности очаговых областей, участков, зон) только подкрепляет вышесказанное.

Наконец, в новейшем издании Геологического словаря [17] помещается новое определение. З. «С-а – раздел геологии, предметом изучения которого являются тектонические (геологические) условия возникновения землетрясений. Конечная задача – прогнозирование места и силы возможных землетрясений. В общем виде она решается методом аналогий путем сопоставления сейсмологических и тектонических данных. На основании этого прогнозируются и выявляются зоны, сходные по своему тектоническому строению с теми, в пределах которых уже проявились максимально возможные для данных условий землетрясения. Предварительно определяются параметры, на основании которых проводится сопоставление. Они относятся к двум группам, одна из которых характеризует генеральные особенности современного тектонического и сейсмического процессов, и связана с сейсмическим потенциалом, а другая контролирует возможность реализации этого потенциала в зонах тектонических нарушений различного ранга (активные разломы, линеаменты и др.). Одним из специальных методов сейсмотектоники является палеосейсмотектонический, предметом которого является нахождение древних (в т.ч. доинструментальных) землетрясений прошлого и определение их параметров. В настоящее время для этих целей широко используется метод тренчинга. Эти данные позволяют резко наращивать статистику по сильнейшим землетрясениям прошлого. Результаты сейсмотектонических исследований используются при составлении карт сейсмического районирования, которые входят в нормы сейсмостойкого строительства». Авторство не обозначено.

Отнесение С. к разделу геологии спорно, ибо обе ее составляющие равнозначны и основаны на разных категориях данных. Формально можно относить сейсмотектонику к разделу геологии. Но с таким же успехом – и к сейсмологии. В зависимости от этого неизбежно ограничиваются задачи и оценки рассмотрения так, что в любом варианте обедняются и становятся односторонними. Более адекватное понимание сейсмотектоники заключается в рассмотрении ее как отрасли знаний на стыке тектоники и сейсмологии и с более широкой сферой (кругом) задач, интересов и применений.

Прогнозирование места и силы возможных землетрясений считать задачей геологии (пусть даже ее раздела), по меньшей мере, нелогично. Точно так же сейсмический потенциал сам по себе и возможности его оценки не относятся к задачам геологии, или, во всяком случае, не только к геологии. Метод выявления и характеристики древних землетрясений во

всем мире называется палеосейсмогеологическим (палеосейсмологическим), а не палеосейсмотектоническим. И относится он не столько к сейсмотектонике, сколько к палеосейсмологии, которая далеко не ограничивается «методом тренчинга. Результаты сейсмотектонических исследований используются не только в прикладной сейсмологии, но и в геодинамике, геотектонике, учении о современных движениях земной коры.

Несмотря на обилие в стране публикаций сейсмотектонической направленности, ни в сборниках, ни в монографиях других определений понимания сейсмотектоники обнаружить не удалось. Сопоставив приведенные выше, «узаконенные» в ведущих справочниках подходы к пониманию и определения С. (если это таковые), публиковавшиеся сначала одновременно, а затем с сорокалетним промежутком, можно видеть, что они различны, не полны, не отличаются преемственностью, четкостью формулировок и глубиной характеристики предмета, области знания. Такая ситуация обычно свойственна этапу начального накопления знаний, осмысления и формирования направления. Но поскольку разработки в области С. и употребление термина началось еще полвека назад, этот период, пожалуй, затянулся. В этом смысле, хотя прогресс исследований в области С. очевиден и значим, положение трудно считать благополучным.

Ни одно из приведенных выше определений в справочных изданиях (а других не обнаружено) не представляется (автору) удачным в том смысле, чтобы признать его сегодня полноценным отражением существа задач и возможностей направления как оно сформировалось за прошедшие с 60-70-х годов десятилетия. В целом, создается впечатление, что всецело занятые конкретными исследованиями сейсмотектонической направленности специалисты как бы перепрыгнули через давно назревшую необходимость создать и укрепить смысловую, теоретическую, методологическую и терминологическую базу направления, в котором они активно работают.

Это побудило попытаться сформулировать более адекватное понимание и определение с целью последующего обсуждения.

Сейсмотектоника – это отрасль знания на стыке сейсмологии и тектоники, ориентированная на исследование в сопряженных масштабах связей очагов землетрясений, поля и параметров сейсмичности, с одной стороны, с геологическим (тектоническим) строением коры и литосферы, тектоническим развитием структурных форм, геофизических и других полей и процессов, в первую очередь поля напряжений, – с другой. Как можно заметить, в таком изложении понимание и сфера ответственности сейсмотектоники существенно шире и значительнее распространенного подхода в виде поисков связи между эпицентрами, гипоцентрами (или даже очагами) землетрясений и конкретными разрывными структурами в земной коре (сейсмогенными или, точнее, сейсмогенерирующими зонами). На взгляд автора, С. как научное направление не ограничивается ролью подсобного «инструмента» при сейсмическом районировании, т.е. «служением» таковому, как бы это ни было важно само по себе. Оно может и должно стать элементом решения задач геотектоники и геодинамики (на их разных масштабных уровнях), т.е. элементом общей концепции развития земной коры и литосферы и их структурных составляющих. Вместе с тем в рабочем порядке, как это давно практикуется, видимо, правомерно называть сейсмотектоникой характеристику сейсмических проявлений в конкретной геологической среде (тектонической структуре) и регионе.

Главные методологические подходы и, соответственно, в дальнейшем методические приемы состоят в следующем:

Независимый (сначала) сбор и анализ разнообразных данных, отдельно по тектонике и отдельно по сейсмичности (а также общей геофизике).

Обе группы данных рассматриваются в трехмерном пространстве в разных масштабах, временной масштаб также может быть различным.

При поисках соотношений и генетического единства (или несогласия/ отклонения) в группах данных на первый план выходит необходимость соблюдения единства пространст-

венного масштаба: от очага конкретного землетрясения и конкретной сейсмогенерирующей структуры до сейсмического пояса и тектонической структуры сопоставимого порядка.

Полноценные сопоставление и результативный совместный анализ групп данных на заключительном этапе может (должен) быть осуществлен при привлечении геодинамического фактора в виде поля напряжений и решений механизма очагов опять-таки в согласующихся масштабах.

Возможно, сейсмотектонику правильно было бы рассматривать в рамках более общего направления исследований – геодинамики, которая также оперирует данными геологии и сейсмологии, с учетом геофизических и геодинамических полей. Но этот вопрос требует отдельной проработки за рамками конкретного совещания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмотектоника альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий / Под ред. Г.А. Шенкаревой и Ю.К. Щукина. – М.: Советское радио, 1974. – 112 с.
2. Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории Юга СССР. Альпийский пояс. – М.: Наука, 1984. – 274 с.
3. Сейсмотектоническая карта Европы. Масштаб 1:5 000 000. – М., 1967.
4. Белоусов В.В., Сорский А.А., Бунэ В.И. Сейсмотектоническая карта Европы: Объяснительная записка. – М.: Наука, 1968. – 40 с.
5. Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность Северо-Востока Байкальской рифтовой зоны / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1975. – 102 с.
6. Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР / Под ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1976. – 192 с.
7. Сейсмотектоника южных районов СССР / Под. ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1978. – 188 с.
8. Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
9. Губин И.Е. Геология и землетрясения // Сейсмотектоника южных районов СССР / Под ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1978. – С. 5-26.
10. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Палеосейсмологические и сейсмотектонические основы сейсмического районирования Большого Кавказа // Сейсмотектоника южных районов СССР / Под ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1978. – С. 48-63.
11. Губин И.Е. Геология и землетрясения // Избранные труды. – Т. II. – М., 2003. – 286 с.
12. Губин И.Е. Закон сейсмотектоники его значение // Докл. АН СССР. – Т. 265. – № 5. – 1982. – С. 1216-1220.
13. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Тукурингра-Джагдинской горной области (Верхнее Приамурье) // Сейсмотектоника южных районов СССР / Под ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1978. – С. 64-74.
14. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. – М: Книга и бизнес, 2009. – 228 с.
15. Большая советская энциклопедия: В 30 т. – М.: Советская энциклопедия, 1969-1978.
16. Геологический словарь: в 2-х томах. Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др. – М.: Недра, 1978.
17. Геологический словарь: в 3-х томах. – СПб., 2010-2011.

УДК 550.34+551.242.1+551.243+551.248 (470.23)

СЕЙСМОТЕКТОНИКА, СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ И ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КЛЮЧЕВОМ УЧАСТКЕ «ПЕЩЕРЫ ИНОСТРАНЦЕВА» – ОПЫТ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ЩИТЕ

А.А. Никонов[1], С.В. Шварев[1], Л.А. Сим[1], Ю.С. Бискэ [2], А.В. Маринин[1], М.В. Родкин[3]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия;
[2] Санкт-Петербургский университет, Геологический факультет, Россия;
[3] Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Специфика сейсмотектоники как таковой и изучения сейсмотектоники в условиях щитов типа Фенноскандинавского (ФСКЩ, Балтийского) и Канадского, заключается в чрезвычайной редкости выхода очаговых разрывов на поверхность. Это связано не столько с умеренной силой землетрясений исторического времени и/или значительной глубиной их очагов, сколько со спецификой геологического строения и большим распространением водных пространств. За последние 500 лет ни одного землетрясения с $M \geq 5{,}5$-6 на ФСКЩ и только одно на Канадском щите (а они и там и там возникали каждое столетие) удалось изучить в указанном отношении. Поэтому исследование палеоземлетрясений с точки зрения сейсмотектоники, поверхностных проявлений и механизма очага имеет особое значение. Опыт таких исследований накоплен в Швеции, частично в Финляндии, Карелии, на Кольском п-ове и в Приладожье. Группа специалистов ИФЗ РАН в течение последнего десятилетия осуществляет исследования по активной тектонике, палеосейсмологии и оценке долговременной сейсмической опасности Санкт-Петербургского региона.

В сообщении представлены результаты комплексного изучения лишь одного, но ключевого и, к тому же, близкого к мегаполису Санкт-Петербурга участка с весьма выразительными сейсмогенными нарушениями. На ЮВ периферии ФСКЩ (на Карельском перешейке) в Каменногорском районе, в зоне крупной, унаследованно развивавшейся Вуоксинской зоны разломов СЗ простирания обнаружен и комплексно изучен участок сейсмотектонических и сейсмогравитационных нарушений в породах фундамента с признаками мощных динамических воздействий естественной природы (рис. 1). Изучены скальные выступы с отчетливой тектонической раздробленностью и сопряженными сейсмогравитационными нарушениями, охарактеризованы конкретные тектонические особенности участка, собраны сведения о трещиноватости пород и кинематике блоков для определения действовавшего поля напряжений, геодинамических реконструкций, оценки величин импульсных воздействий по мере исчезновения ледника.

Общая структурно-морфологическая характеристика района. В районе фиксируется восточный контакт Выборгского массива гранитов-рапакиви с их раннепротерозойской рамой, которую образуют раннекарельские метаморфиты и позднекарельские граниты и габброиды (рис. 1). Анализ космических снимков (Landsat-ETM+) выявляет вдоль контакта поздние разрывные смещения СЗ направления, преобладающего в рельефе и геологических структурах всего Карельского перешейка. Этой системе можно отвести ведущую роль в новейшей геодинамике района, так как, в дополнение к хорошей морфологической выраженности, для неё характерна сдвиговая составляющая (правый сдвиг), проявляющаяся в соотношении с линеаментами других направлений, в том числе с аз 350° и аз 240° (рис. 1). Изученный участок (рис. 1) приурочен к СЗ крылу западной ветви упомянутой системы на пересечении её с системой С-СЗ направления (аз 350°). Обе системы выражены субпараллельными разрывами, развитыми в зонах шириной от 0,5 до 1,0 км.

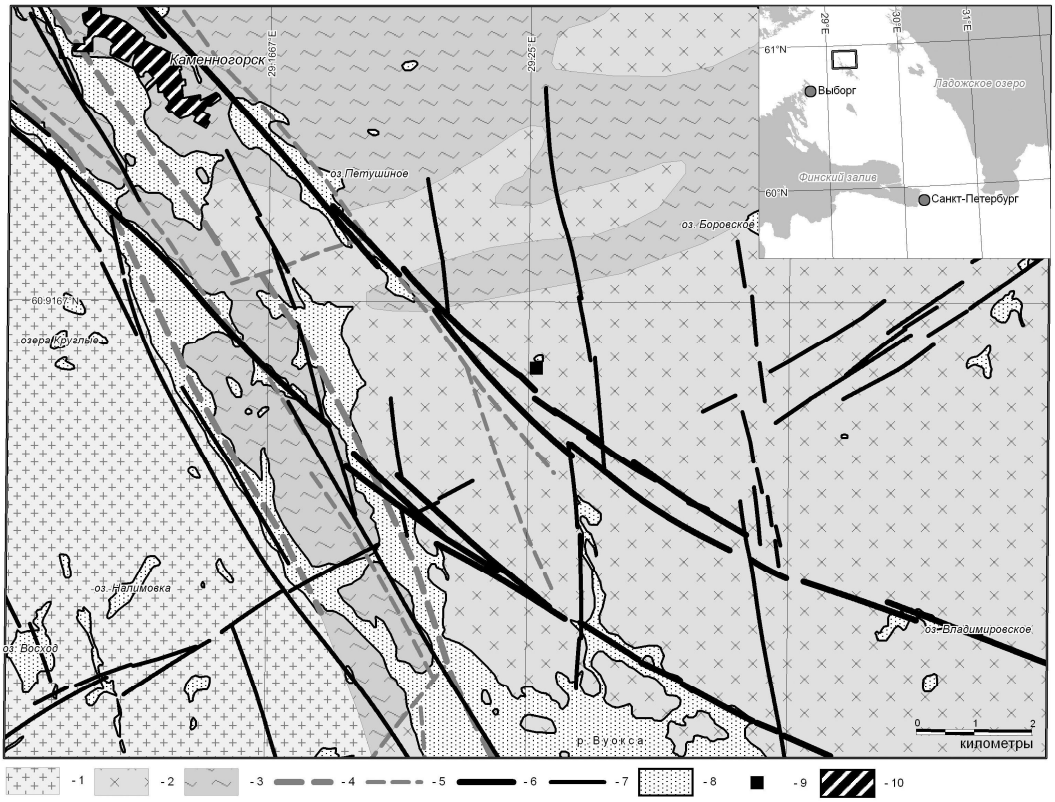


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района исследований. Структурно-вещественные комплексы Фенноскандинавского щита: *1 – раннерифейские анорогенные интрузии анортозит-рапакивигранитовой формации (Выборгский массив); 2 – позднекарельские позднеорогенные граниты и габроиды (Лазурненский массив); 3 – раннекарельские метаморфиты лахденпохского комплекса и соскладчатые интрузии. Разломы, предполагаемые по геологическим данным: 4 – I порядка; 5 – II порядка. Разломы, предполагаемые по данным дешифрирования космических снимков (линеаменты); 6 – главные; 7 – второстепенные. Прочие обозначения: 8 – озера; 9 – участки сейсмодеформаций («пещеры Иностранцева»); 10 – населенные пункты*

Главная особенность рельефа на севере Карельского перешейка состоит в чередовании грядового и ложбинно-котловинного рельефа, линейно ориентированного в основном в СЗ направлении и переуглублении русла и погребенной долины Вуоксы. По данным бурения палеодолина Вуоксы достигает глубины 60-90 м при ширине несколько км и пересекает с СЗ на ЮВ всю северную часть Карельского перешейка вплоть до Ладожской котловины. На этом протяжении свыше 100 км ее днище углубляется примерно на 100 м, будучи выполнено мощной толщей бассейновых и ледниковых отложений Q_2 и Q_3.

Пространственная и генетическая связь возникновения и протяжения древней долины (Пра-Вуоксы) и, в значительной мере, современной р. Вуоксы с древней тектоникой и активизацией основных разрывов в новейшее время не вызывает сомнения, поскольку подтверждается на ряде участков бурением и сейсмическим профилированием. Важным фактом надо признать также многочисленные наблюдения пликативных и дизъюнктивных деформаций сейсмотектонического характера в бассейновых отложениях, вскрытых карьерами в разных частях Карельского перешейка [1-4]. Оживление серии параллельных разломов северо-западного простирания в северной части Карельского перешейка в течение его дегляциации подтверждается и упорядоченно выраженной системой озовых гряд на всем Карельском перешейке. Кроме того, в Выборгском районе, западнее рассматриваемого участка, в карьерах у пос. Гаврилово и Толоконниково зафиксированы сейсмотектонические разрывы поперечного, СВ простирания с вертикальным смещением крыльев до 2-х м, несомненно, позднеледникового возраста. Таким образом, в районе выявлено сейсмотектоническое оживление во время дегляциации молодых разломов по двум перпендикулярным системам разломов – СЗ (более распространенного) и СВ направлений.

Характеристика ключевого участка «Пещеры Иностранцева». На необычное раздробление скальных выходов у пос. Красный Сокол обратил внимание еще в XIX в. известный геолог А.А. Иностранцев. С тех пор участок не исследовался. Нами он выбран как уникальный по редкому сочетанию разнообразных и хорошо выраженных неотектонических разрывов в кристаллических породах фундамента, следов молодых динамических импульсных подвижек и сейсмогравитационных образований нескольких генераций, отличных по направлению инициальных воздействий, имеющих, без сомнения, сейсмическую природу. Морфология изученного участка характеризуется преобладающим СЗ-ЮВ направлением грядово-ложбинного рельефа. Уступы продольных гряд образуют субпараллельную регулярную структуру с шагом 30-35 м, ортогонально дополняемую поперечными ложбинами с шагом 50-60 м. Основной уступ – ясно выраженная древняя стенка СВ экспозиции, возникшая, по-видимому, на неотектоническом этапе. На ней и внутри раздробленного массива имеются следы горизонтальных сдвиговых правосторонних смещений. Уступ входит в систему параллельных СЗ уступов с разной степенью обновления, определяющих основные черты морфоструктуры территории, тогда как поперечные зоны и уступы СВ простирания играют в геодинамике (но не обязательно в сейсмотектонике) второстепенную роль. Поскольку обследованный участок располагается в непосредственной близости к крупной Вуоксинской зоне разломов в фундаменте, есть основания полагать, что именно этот разлом (и/или его ветвь) являлся сейсмогенерирующим.

На изученном участке обнаружены и задокументированы деформации скальных пород нескольких типов. Главные среди них следующие. (1) Центральный раздробленный массив (ЦРМ) – это расколотый взаимно перпендикулярной системой трещин скальный участок размером 30 х 35 м с серией ступеней с трещинами и расщелинами, частично заваленными обломками разного размера (рис. 2). Амплитуда относительного перемещения блоков (ступеней) по горизонтали и по вертикали достигает 0.5-1 м. (2) Крупный обвал скальных пород с отвесного уступа в гранитах, относительной высотой 10-20 м, простирающегося в северо-западном направлении. (3) Блоки-отторженцы и вывалы блоков от вертикальных стенок с преобладающей горизонтальной компонентой и амплитудой до нескольких метров. Все обнаруженные нарушения в скальных породах имеют признаки сильных эндогенных, импульсных воздействий, т.е. признаются сейсмодеформациями. Иные объяснения (за счет экзогенных процессов, криповых смещений, гравитации, криогенеза, денудации) не удовлетворяют наблюдениям.

Детальные наблюдения и измерения позволили выделить последовательность нескольких генераций импульсных смещений и деформаций. 1. Общее расщеление с раскрытием трещин СЗ и СВ простирания; выбивание в СВ направлении нижних ярусов; провал верхнего яруса над выбитым основанием; возникновение обвальных шлейфов по СВ периферии разрушенного массива. Силу первого из выделяемых событий, с импульсом СВ направленности, можно оценить IX+ баллов в шкале INQUA. 2. Частичное закрытие трещин с заклиниванием мелких блоков, выбивание блоков вверх и вдоль трещины отрыва, разворот против часовой стрелки блоков верхнего яруса, все это связано с импульсом СЗ направления, как и перемещение одного из блоков на ≥ 1 м. Сила его, судя по величине суммарного смещения (расщеления) блоков в массиве на 2 м в направлении СЗ–ЮВ, оценена в IX баллов. 3. Самое молодое из поддающихся идентификации землетрясение идентифицируется по выбиванию к В верхних (только) частей тонких плит, но (и) с разворотом по часовой стрелке в свободное пространство и вверху! Это явно более позднее и более слабое событие, заведомо послеледниковое, оценивается примерно в VIII баллов. С ним соотносится поздняя генерация скального обвала времени после анцилового, т.е. не древнее 8,5 тыс. л.н. ^{14}С.

Асинхронность первых двух сильных событий подтверждается ориентировкой борозд скольжения, зафиксированных в пределах ЦРМ на стенках блоков, перемещенных в процессе палеоземлетрясений. Ориентировки борозд скольжения, которые вызваны смещениями, подтверждаются современным положением блоков в разных крыльях трещин и свидетельствуют об их образовании вместе с сейсмическими событиями. По крутой трещине СЗ прости-

рания зафиксирован правый взбросо-сдвиг с преобладанием сдвиговой составляющей, а на пологой трещине СВ простирания с углом падения 40° перемещение сбросо-сдвиговое с примерно равным соотношением вертикальной и горизонтальной компонент. Произведенный анализ массового замера наиболее крупных раздвигов показал наличие двух систем: СЗ и СВ простирания, которые согласуются с выводами о наличии разновременных импульсов соответствующих направлений.

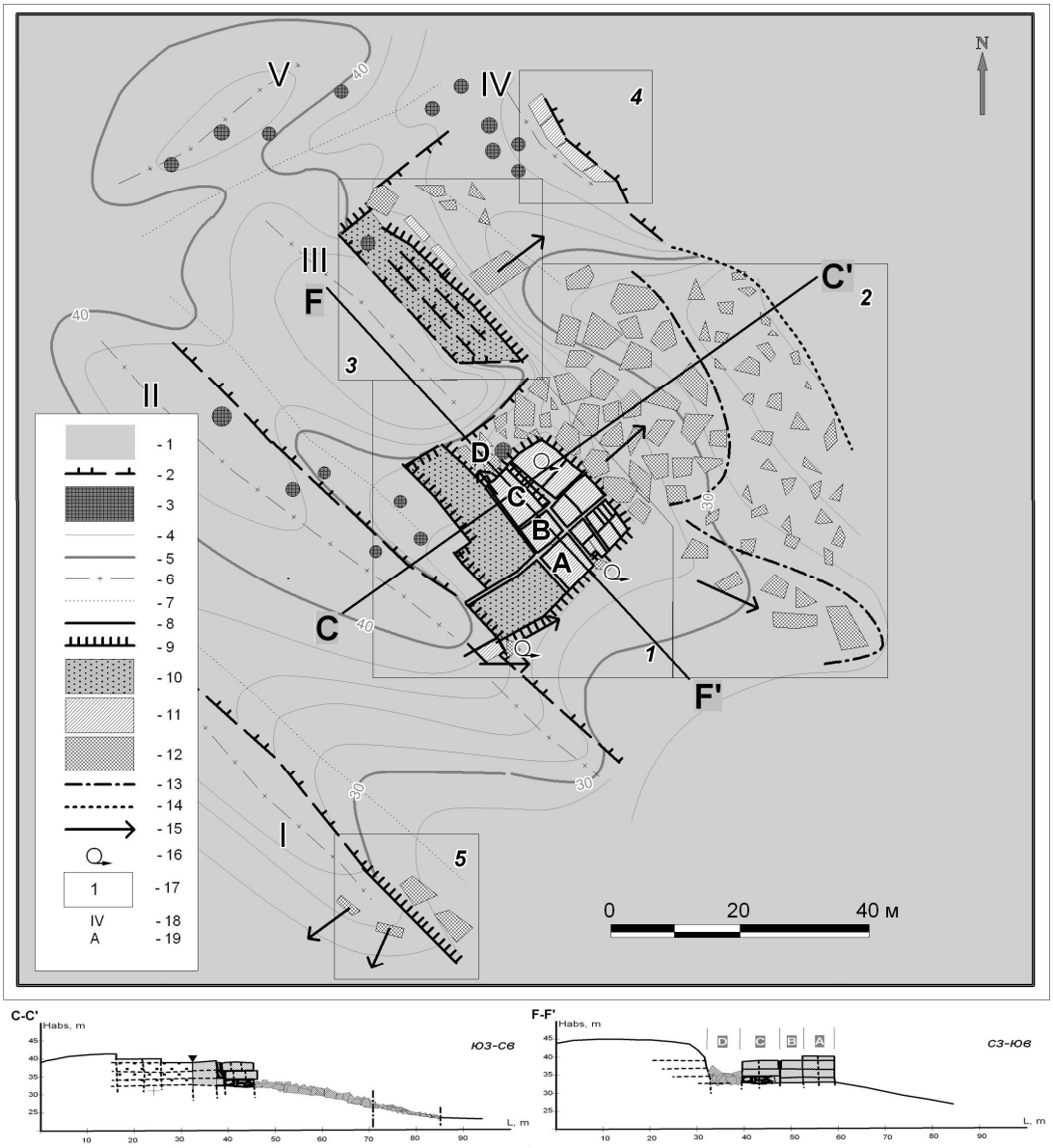


Рис. 2. Схема участка сейсмогенных разрушений и деформаций, продольный и поперечный профили. Участки ненарушенного ледникового рельефа: *1 – пологo-волнистые грядово-ложбинные поверхности; 2 – уступы со следами ледниковой обработки; 3 – ледниковые валуны; 4 – изогипсы (через 2 м); 5 – главные изогипсы (через 10 м); 6 – оси гряд; 7 – оси ложбин; Участки сейсмогенного воздействия: 8 – открытые трещины; 9 – эскарпы; 10 – поверхности с послеледниковым и межледниковым обновлением (раздробление и снос верхних горизонтов); 11 – раздробленный скальный массив глыбы с незначительным (первые десятки см) горизонтальным и вертикальным смещением, с сохранением следов первоначального положения; 12 – коллювиальные накопления глыбы со значительным (метры и десятки метров) перемещением, без сохранения следов первоначального положения; 13 – граница крупноглыбового коллювиального шлейфа; 14 – граница мелкоглыбового коллювиального шлейфа; 15 – направления смещения отдельных глыб в раздробленном массиве и шлейфе; 16 – глыбы со следами разворота вокруг вертикальной оси. Прочие обозначения: 17 – участки сейсмогенных деформаций; 18 – номера ледниковых гряд; 19 – индексы секторов зоны дробления*

На Карельском перешейке, как теперь установлено, сильные землетрясения возникали в течение промежутка времени от начала дегляциации до последних тысячелетий, преимущественно в первую его половину [1-3]. Конкретно на нашем участке это подтверждается рядом вполне однозначно определяемых признаков. 1. Сильные сейсмические, в том числе заведомо сейсмотектонические, проявления обнаруживаются на участке, как в скальных массивах, так и в рыхлых отложениях. 2. Намечается ослабление в целом силы сейсмических проявлений от позднеледниковья (≥ 13-11 тыс. л.н.^{14} С) к раннему послеледниковью (видимо и к настоящему времени).

Основные выводы

1. Зафиксированные молодые разрывы и сейсморазрывы имеют простирания 290°, 340° и 20°, что согласуется с простиранием линеаментов и морфоструктур в субрегионе и позволяет предполагать на изученном участке тектоническую активность именно этих направлений в голоцене и предопределенность ими обнаруженных сейсмических проявлений.

2. Формирование многофазно раздробленного массива со следами СВ, В и СЗ импульсов можно связать с последовательными движениями по системе субпараллельных правосторонних сдвигов СЗ простирания, которые являлись основной нодальной плоскостью. При этом возможна реализация второй нодальной плоскости СВ простирания в связи СВ импульсом.

3. Исследованный участок нарушений в скальных породах обладает признаками неоднократного сейсмогенного подновления; оно происходило здесь, как в ходе дегляциации валдайского оледенения, так и в послеледниковое время; выделяются, по меньшей мере, три сильных события с разной направленностью импульсов.

4. Степень выраженности нарушений и смещений в пределах ЦРМ различается при углублении в массив и связана со степенью сцепления с основанием: в большей степени смещены блоки, лежащие непосредственно на нераздробленном, подвергавшемся сейсмическим воздействиям основании (эффект «выбивания»). Латеральная зональность деформаций в пределах ЦРМ связана с наличием ослабленной поперечной СВ зоны.

Значимость получаемых результатов для оценки долговременной сейсмической опасности Санкт-Петербургского региона будет возрастать по мере их уточнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П., Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектонического совещания. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 83-86.
2. Никонов А.А. Сейсмогравитационные склоновые нарушения в Северном Приладожье // Сортавальский краеведческий сборник: Материалы II Международной научно-практической конференции. – Вып. 2. – Петрозаводск: Изд-во Петроз. ГУ, 2008. – С. 7-25.
3. Никонов А.А. Простая морфология – сложная неотектоника: проблема геоморфологии Восточно-Европейской платформы (на примере Ленинградской области) // Материалы XXX Пленума геоморфологической комиссии РАН, 15-20 сентября 2008 г. – СПб., 2008. – С. 75-76.
4. Никонов А.А., Шварев С.В. Линеаментное поле северо-западного Приладожья и его возможная структурная интерпретация // Материалы 14 Международной конференции. Петрозаводск, 27-31 октября 2008 г. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. – Ч. 2. – 2008. – С. 343-346.

УДК 551.4.012;551.248.2;550.814

О СВЯЗИ НЕОТЕКТОНИКИ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ (НА ПРИМЕРЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ)

И.И. Нугманов, И.Ю. Чернова, А.Н. Даутов, О.В. Лунева

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

В настоящее время происходит накопление информации и данных о различных проявлениях геодинамики как таковых, так и в связи с флюидодинамикой и проявлениями нефтеносности. Большая часть информации относится к интенсивным и весьма непродолжительным явлениям (в основном, связанным с землетрясениями) [1]. Помимо кратковременных явлений в земной коре существуют и более длительные процессы, приводящие к формированию современных геодинамических обстановок конкретных участков (блоков) земной коры. Именно эти геодинамические обстановки определяют структуру и морфологию верхних слоев земной коры, в том числе и морфологию современного рельефа. Такие, более длительные проявления геодинамики, связанные с процессами рельефообразования в настоящее время слабо изучены, и именно они являлись основным предметом нашего исследования. Также затронут вопрос о связи современной геодинамики с неотектоническими процессами в целом.

Одна из основных задач настоящего исследования состояла в получении новых сведений о процессах, формирующих рельеф и ландшафты, а также в развитии новых методик извлечения информации о геодинамических процессах из данных дистанционного зондирования. В данной предметной области, с одной стороны, появляются новые высокоинформативные способы выявления современных деформаций земной коры (в частности, по данным радиолокационной съемки и GPS- мониторинга), с другой стороны, все известные на настоящий момент исследования носят экспериментальный характер, требуют проверки и для территории России являются все еще крайне редкими [2-4].

Авторы использовали комплексную методику, включающую методы качественной и количественной оценки деформаций верхней части земной коры по данным архивной и исторической аэрофото- и космосъемки, и метод создания карт и схем неотектонической активности. Сравнение качественных и количественных характеристик движений земной коры за разные промежутки времени (от ~10 до ~1000000 лет) позволяет приблизиться к решению вопроса о характере взаимосвязи современных геодинамических явлений и неотектонических процессов.

В качестве объекта исследования была выбрана территория Черемшанского района Республики Татарстан (РТ). Территория с весьма развитой аграрной инфраструктурой, с интенсивной добычей нефти. С точки зрения изучения современной геодинамики данная территория является привлекательным объектом, т.к. находится на границе двух активных тектонических структур I порядка – Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. Разнообразные формы рельефа, наличие крупных рек и множества мелких водотоков, дают основание предполагать, что искомые проявления современной геодинамики будут обнаружены, а современные формы рельефа имеют неотектоническое происхождение.

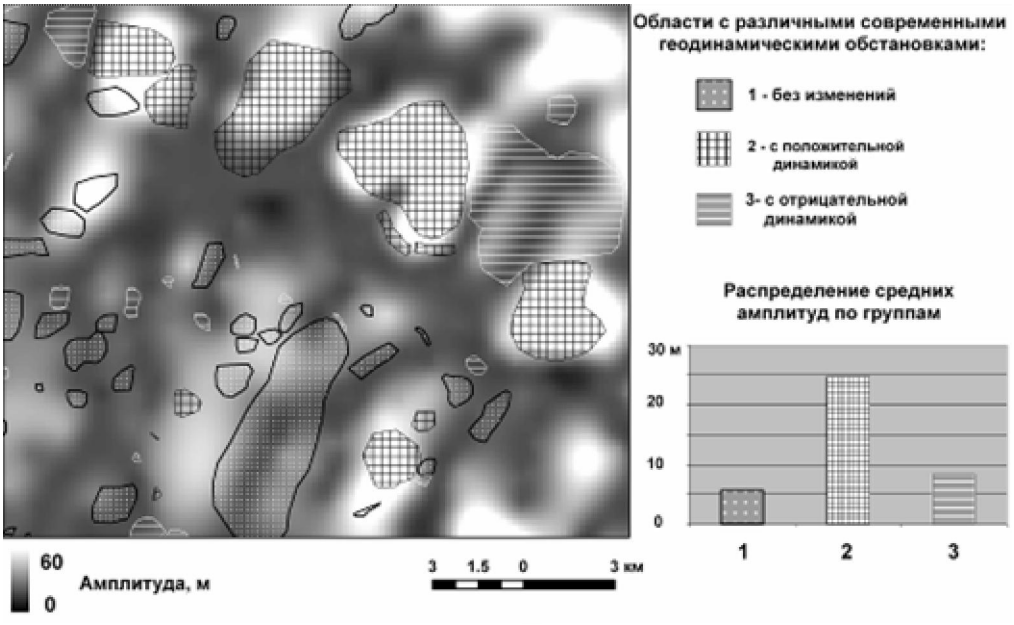
На выбор территории исследования также повлияло наличие достаточного количества исходного материала. В проекте были использованы данные аэрофотосъемки территории РТ 1953 г. (масштаб съемки 1:17 000, высота полета 1100 м), данные аэрофотосъемки 1980 г. (масштаб съемки 1:50 000, высота полета 7000 м), а также данные съемки 2008 г. со спутника WorldView (панхроматический диапазон съемки, пространственное разрешение 60 см). Все архивные данные были предоставлены спецфондом Казанского федерального университета. В качестве программного обеспечения проекта были выбраны географическая информационная система ArcGIS 10 (ESRI,США), программа обработки данных дистанционного зондирования ERDAS Imagine 2010 (ERDAS,США).

При сравнении разновременных данных обнаружилось, что за 55 лет рельеф и ландшафт территории может претерпевать существенные изменения. Часть изменений имеет явно техногенное происхождение (строительство плотин и запруд, строительство каналов и перенос русла реки). Другие изменения можно почти уверено отнести к проявлениям современной геодинамики. Известно, что если территория испытывает восходящие движения, ее ландшафт и формы рельефа приобретают специфические очертания [5, 6]: возрастают абсолютные отметки высот, русла рек и других водотоков спрямляются или приобретают резкие повороты (вплоть до 90 градусов), объем выносимого материала увеличивается, стремительно развивается овражная сеть (увеличивается глубина и линейные размеры оврагов, промоины быстро превращаются в овраги). В случае тектонического опускания территории эрозионные процессы затухают, овраги зарастают, мелкие постоянные и временные водотоки исчезают, а крупные начинают меандрировать.

На исследуемой территории мы обнаружили все перечисленные признаки проявления современных геодинамических процессов. Для некоторых участков отчетливо установить тенденции развития эрозионных сетей не удалось (например, в лесных массивах уверенно проследить рост овражной сети невозможно). Также часть информации была утеряна из-за низкого качества ряда аэрофотоснимков. Тем не менее, удалось сделать ряд интересных наблюдений и выявить десятки участков с проявлениями современной геодинамики, как положительного, так и отрицательного знака. Из 246 сетей 54 овражно-балочные сети демонстрируют признаки активного роста, 70 – деградации, состояние 122 эрозионных сетей не изменялось.

Для оценки неотектонической активности исследуемой территории использовался морфометрический анализ [5, 7]. В качестве источника информации о неотектоническом режиме исследуемой территории использовалась одна их разновидностей морфометрических поверхностей – разность базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков [5, 7]. Данная поверхность показывает направленность и интенсивность тектонических движений, произошедших в период времени между современным и самым поздним этапами истории развития рельефа (не ранее плейстоцена, ~ 1.6 млн. лет).

Вообще говоря, скорость роста оврагов нельзя использовать в качестве прямого признака геодинамической активности исследуемых территорий, т.к. развитие оврагов является многофакторным процессом, причем на разных этапах развития роль этих факторов может существенно меняться [8-11]. Но использовать скорость роста в качестве косвенного признака – вполне обосновано.



а **б**

Рис. 1. Сопоставление проявлений современной геодинамики и признаков неотектонической активности в пределах территории исследования

Анализ предыдущих исследований, посвященных развитию эрозионных сетей, дает основания утверждать, что жизненный цикл эрозионных сетей помимо «очевидных» факторов (объем водного стока, уклон, состав горных пород, залесенность, интенсивность и продолжительность снеготаяния, распашка земель и др.) контролируется более масштабными процессами, обуславливающими не только эти, но и все другие явления, формирующие лик Земли. К таким масштабным процессам, по мнению авторов, прежде всего, необходимо отнести тектонические события, периодические или событийные, которые в конечном итоге выражаются в вертикальных движениях блоков земной коры и отвечают за формирование высот, уклонов и форм склонов. В поисках причин активизации и затухания эрозионных процессов исследователи изучали зависимости параметров роста оврагов от метеорологических и др. показателей. Но, как указывается в работе [11], коэффициенты корреляции в большинстве случаев оказывались невысокими (< 0,5), за исключением зависимостей показателей овражности от размываемости грунтов. Натурные наблюдения и результаты моделирования [10] приводят геоморфологов к выводу, что на интенсивность роста и размеры оврага наибольшее влияние оказывают глубина базиса эрозии и форма склона. По данным Дедкова и др. (1997) положительные и отрицательные аномалии роста оврагов в целом хорошо увязываются с аномалиями стока взвешенных наносов на реках Восточно-Европейской платформы, хотя полного соответствия нет [11]. Но при прочих равных условиях, скорости потока, изменение его транспортирующей способности также зависят от глубины базиса эрозии и формы склонов. При большой крутизне и большой глубине базиса эрозии верховья оврага могут настолько близко подходить к линии водораздела, что ширина зоны отсутствия эрозии становится исчезающе малой. Конечно, нельзя забывать о естественных колебаниях климата и общей увлажненности, которые, несомненно, вызывают изменения высоты глобального базиса эрозии. Но изменение формы склонов и относительных высот местных базисов эрозии может быть объяснено только с позиции неотектоники.

Соотношение проявлений современной геодинамики и неотектонических движений можно проанализировать, сравнивая результаты анализа развития эрозионных сетей (по данным ДЗ) с результатами морфометрического анализа. На рис. 1 приводится фрагмент карты неотектонической активности, созданной для территории Черемшанского района, а также распределение областей проявления современной геодинамической активности по амплитудам новейших вертикальных движений (рис. 1, *б*). Растровой подложкой рисунка является разность базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков (градациями серого цвета показана амплитуда вертикальных неотектонических движений: белому цвету соответствуют самые высокие значения амплитуды, черному – самые низкие). Как уже указывалось выше, этот вид морфометрической поверхности показывает направленность и интенсивность тектонических движений, произошедших за самые поздние этапы истории развития рельефа. Следовательно, эта поверхность является отражением современного тектонодинамического состояния исследуемой территории. Т.к. поверхность была рассчитана на основе ЦМР масштаба 1:200 000, представленные на ней неотектонические формы являются региональными для наших более детальных исследований. Диаграмма (рис. 1, *б*) представляет средние значения амплитуд вертикальных движений в пределах каждого типа полигонов, представляющих области, где исследовались верховья оврагов.

Очевидно, что существует прямая связь между проявлениями неотектонической активности и проявлениями современной геодинамики: области деградации или стабильного состояния эрозионной сети приурочены к областям неотектонического спокойствия, области с положительной динамикой расположены в непосредственной близости к средне- и высокоамплитудным неотектоническим поднятиям. Этот факт, помимо того, что он еще раз подтверждает основные положения теории формирования современных форм рельефа, может быть использован и в чисто практических целях. Например, мы можем уверенно сказать, что при всех прочих равных условиях геологические предпосылки возобновления роста овражных сетей в областях низких амплитуд неотектонических движений отсутствуют, и в бли-

жайшем будущем здесь можно вести выращивание сельскохозяйственных культур без опаски серьезного разрушения почвенного покрова. Напротив, вырубка лесов на активно поднимающихся водоразделах может привести к быстрому росту оврагов и разрушению почв.

Давно известно, что морфометрический анализ дает хорошую «отдачу» при использовании на платформах, где позволяет выявлять пологие погребенные поднятия, слабо отражающиеся в рельефе. Но сейчас нам стал более понятен геологический смысл разности базисных поверхностей низших порядков. Если наложить линии водотоков 1-го и 2-го порядков (в нашем случае полученные в результате моделирования на основе ЦМР масштаба 1:200 000) на аэрофотоснимки, то легко определить, что смоделированные водотоки 2-го порядка по форме и высотному положению соответствуют долинам современных оврагов и балок, а водотоки 1-го порядка – наиболее крупным отвершкам оврагов. Из этого следует, что возраст базисной поверхности 1-го порядка мы можем принять ~ 10^2 лет, а возраст базисной поверхности 2-го порядка как позднеплейстоценовый (~ 10^4 лет). Следовательно, временной интервал, в течение которого образовалась базисная поверхность 2-го порядка мы может оценить как ~ 10^4 лет. Средняя и максимальная оценки амплитуд поднятий на разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков составляют ≈ 10 м и ≈ 100 м, соответственно. Из этого следует, что средние скорости современных движений оцениваются в ~ 1 мм/год, а максимальные в 10 мм/год, что не противоречит инструментальным измерениям на платформах [12].

Таким образом, разность базисных поверхностей низших порядков мы можем использовать в качестве достаточно надежного источника информации о современном геодинамическом состоянии исследуемых территорий. Если использовать в качестве исходных данных топокарты или ЦМР более крупных масштабов, можно получать более детальные неотектонические схемы, с помощью которых мы можем локализовать зоны высокой геодинамической активности, выявить геологические (тектонические) предпосылки для возникновения опасных или негативных для развития ландшафтов явлений: от потери почв и сокращения площадей сельхозугодий до возникновения природно-техногенных ЧП (аварии на трубопроводах, разрушение зданий, дорог, мостов, промышленных сооружений).

Методические приемы, описанные выше, могут быть применены для любых участков платформенных областей с развитыми эрозионными сетями. Основным преимуществом данной методики является площадное представление результатов анализа. Было бы интересно получить подобные результаты и для других участков платформ. Больший объем накопленной информации позволил бы с большей уверенностью говорить о характере взаимосвязи между процессами современной геодинамики и неотектоники, которая, по мнению авторов, определенно существует.

В дальнейшем авторы предполагают расширить свою методику, за счет привлечения данных радиолокационной съемки, позволяющей обнаруживать смещения дневной поверхности с точностью до первых сантиметров и даже миллиметров. Результаты подобных исследований весьма ценные, т.к. дают количественные оценки амплитуд смещений и скоростей протекания деформирующих процессов. При этом наблюдения охватывают сотни и даже тысячи квадратных километров.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика. − М.: Научный мир, 2003. − 332 с.
2. Филатов А. В. Обнаружение подвижек земной поверхности в зоне интенсивной нефтедобычи методами радарной интерферометрии // Вестник Югорского государственного университета. – № 4. – 2006. – С. 103-109.
3. Гатиятуллин Р.Н., Залялов И.М., Кошуркин П.И., Кузьмин Ю.О., Рахматуллин М.Х. Изучение современных деформационных и сейсмических процессов на Ромашкинском гео-

динамическом полигоне // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов: Материалы Международной конференции, г. Казань, 13-16 ноября 2007 г. – Казань: Изд-во КГУ, 2007. – С. 222-226.
4. Евтюшкин А.В., Филатов А.В. Мониторинг деформаций земной поверхности методом радарной интерферометрии по данным ENVSAT\ASAR и ALOS\ PALSAR // Контроль и реабилитации окружающей среды: Материалы симпозиума / Под общ. ред. MR. Кабанова. А.А. Тихомирова. VI Международный симпозиум, Томск, 3-5 июля 2008 г. – Томск: Аграф-Пресс, 2008. – С. 263-265.
5. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / Под ред. проф. Вострякова А.В. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. – 232 с.
6. Ласточкин А.Н. О неотектонических критериях нефтегазоносности. – № 3. – М.: Изв. ВГО, 1971. – С. 201-215.
7. Чернова И.Ю., Нугманов И.И., Даутов А.Н. Применение аналитических функций ГИС для усовершенствования и развития структурно-морфологических методов изучения неотектоники // Геоинформатика. – № 4. – 2010. – С. 9-23.
8. Овражная эрозия востока Русской равнины / Под ред. А.П. Дедкова. – Казань: Изд-во Казан, ун-та, 1990. – 141 с.
9. Бутаков, Г.П., Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Рысин И.И., Серебренникова И.А., Юсупова В.В. Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России // Эрозионные и русловые процессы. – Вып. 3. – М.: МГУ, 2000. – С. 52-62.
10. Овражная эрозия / Под ред. Р.С. Чалова. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 168 с.
11. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Сафина Г.Р. Современная изменчивость эрозии степной и лесостепной зонах Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. – № 2. – 1997. – С. 39-43.
12. Хаин И.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973. – 512 с.

УДК 550.34.09

АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И НЕФТЕПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ

Д.К. Нургалиев, Э.В. Утёмов, Д.И. Хасанов, Е.В. Еронина

Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, г. Казань, Россия

Известно, что одним из важнейших факторов, влияющих на напряженное состояние пород продуктивной толщи разрабатываемых нефтегазовых месторождений, дебиты нефти, являются вариации гравитационного потенциала, вызванные твердотельными лунно-солнечными приливами [1-4].

Влияние вариаций гравитационного потенциала, вызванных приливами, на свойства флюидной смеси пласта-коллектора имеет ряд особенностей. Лабораторные испытания флюидосодержащих пород показывают, что скорость сейсмических волн может изменяться под действием температуры, давления и изменения состава флюида. При нагнетании газа значительное снижение скоростей сейсмических волн происходит из-за того, что флюидная смесь становится сжимаемой. При повышении температуры углеводороды становятся менее вязкими, что приводит к уменьшению общей жесткости и, следовательно, к снижению скорости сейсмических волн. Снижение давления флюида вызывает повышение эффективного давления на породу-коллектор, что делает скелет породы более жестким и приводит к повышению скорости [2].

Напряжения и деформации, вызванные лунно-солнечными приливами, влияют на состав и давление флюида. Эти изменения отражаются на скорости сейсмических волн в пласте-коллекторе и плотности коллектора, что приводит к изменению времен пробега, амплитуды и других параметров отраженных сейсмических волн. Математическое моделирование показывает, что изменения времён пробега отраженных волн, связанные с приливными явлениями для продуктивных толщ изучаемых участков, могут иметь значения порядка 0,1 + 5 мс [2]. Сейсмический мониторинг, таким образом, позволяет регистрировать изменения волнового поля, вызванные приливными вариациями характеристик отраженных сейсмических волн пласта-коллектора [1].

Нужно отметить, что эффект понижения времён пробега отраженных от пласта коллектора волн максимален во время прилива, а трещиноватость геосреды выше во время отлива (Луна в надире), когда увеличивается гравитационный потенциал.

Вычисление изучаемых характеристик на различных временных интервалах регистрации сигнала позволяет проводить глубинное «сканирование», то есть 3D-томографию геосреды [3].

В 2009 г. в пределах нефтегазовых месторождений Республики Татарстан (РТ) были проведены эксперименты по реализации технологии приливного мониторинга в режиме 4D-3C.

Успешность практической реализации предлагаемой методики зависит от многих факторов, в первую очередь от факторов, влияющих на точность фазовых задержек отраженных волн.

Так, расчеты [2] свидетельствуют о том, что фазовые задержки отраженных волн, связанные с приливными явлениями, могут иметь величины порядка ± (0,1 + 2) мс, что сопоставимо или даже меньше минимального шага дискретизации действующих сейсморазведочных станций. По этой причине для проведения измерений был установлен наименьший шаг дискретизации (1 мс и менее), а также использован специальный математический инструментарий обработки данных, позволяющий повысить точность определения фазовых задержек.

Кроме того, на точность определения значений фазовых задержек может оказать влияние проседание грунта вокруг групп вибраторов. Эту проблему удалось решить, используя две группы вибраторов и вводя соответствующую поправку.

Другим источником погрешностей являются погодные условия. В данном случае страдает точность определения статистических характеристик регистрируемого сейсмического поля. Очевидно, что работы нужно проводить в благоприятных погодных условиях.

Характер приливных вариаций измеряемых характеристик зависит от величины приливно-отливных сил, следовательно, работы нужно проводить в астрономически благоприятный период.

Поскольку отраженные сейсмические волны пробегают различные пути от источника возбуждений до приемника, то возникает необходимость введения нормальных кинематических поправок.

Использование вейвлет-фильтрации, в качестве математического аппарата на этапе постобработки данных эксперимента позволило решить две задачи. Первая задача, типичная для вейвлет-преобразования. – подавление шумов различного генезиса – решалась удалением вейвлет-коэффициентов соответствующих масштабов. Вторая задача – повышение точности определения фазовых задержек – решалась, в частности, с помощью амплитудной вейвлет-нормировки.

Информация о временных задержках содержится в фазах волновых сигналов, при этом переменная амплитуда сигнала становится мешающим фактором. Поэтому имело смысл «деликатно» выравнивать значения амплитуд волнового поля, не допуская фазовых искажений.

Для определения фазовых задержек использовался дисперсионный анализ сейсмических данных. Суть практической реализация методики заключается в вычислении дисперсий $Df\ \{t + T\alpha,T\}$ в некотором окне $\{t_1,t_2,T_1,T_2\}$ как функции угла соответствующего безразмерной скорости фазового смещения и определении наименьшего значения дисперсии [5, 6]. При этом параметр t представляет собой время, мс, регистрации сигнала на трассе, T – мониторинговое время в долях часа, а параметр α – скорость фазового смещения.

Полученные в результате этих экспериментов данные, с одной стороны, во многом подтвердили связь приливных вариаций сейсмического поля с расположением выявленных локальных структур, а с другой – позволили уточнить ряд вопросов практической реализации методики.

Результаты определений фазовых задержек и среднеквадратических отклонений были представлены в виде карт изолиний распределения фазовых задержек.

На малых временах регистрации сигналов распределение фазовых задержек на обоих участках хорошо согласуются с рельефом местности; значения фазовых задержек на южном участке в абсолютном выражении в два-три раза больше, чем на северном участке, при этом и перепады высот также существенно выше на южном участке. Амплитуды фазовых задержек и их дисперсии с увеличением времен регистрации практически не изменяются, наблюдается лишь незначительное увеличение с ростом времен регистрации сигнала. Скачкообразность изменений фазовых задержек и их явно коллективное поведение на обоих участках наблюдений (и, возможно, за их пределами) могут свидетельствовать о блоковой динамике среды, в которой распространялись сейсмические волны во время приливов.

Полученные в результате сейсмического мониторинга данные свидетельствуют о значительном изменении морфологии сейсмического поля под действием лунно-солнечных приливов. Кроме того, обнаружено, что отдельные блоки (структуры) осадочного чехла поразному реагируют на приливные воздействия. Указанные факты позволяют по-новому взглянуть на место сейсмического мониторинга (4D-3C) в практике решения нефтепоисковых задач. С учетом полученных данных в 2011 г. в рамках проекта № 2010-218-01-192 планируется проведение дальнейших исследований в этом направлении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 2010-218-01-192).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов О.Л., Графов Б.М., Сунцов А.Е., Арутюнов С.Л. Технология АНЧАР: о теории метода // Геофизика. – Спец. вып. «Технология сейсморазведки – 2». – 2003. – С. 25-30.
2. Кипоть В.Л., Тумаков Д. Н. Частотно-избирательные свойства стратифицированной геологической среды // Георесурсы. – № 2. – 2008. – С. 18-28.
3. AH M.Y., Berteussen K.A., Small J., Barkat B. Low-frequency passive seismic experiments in Abu Dhabi, United Arab Emirates: implications for hydrocarbon detection // Geophys. Prospect. – Vol. 58. – № 5. – 2010. – P. 875-899.
4. Надежка Л.И. и др. О связи параметров сейсмодинамического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Геофизика. – № 3. – 2003. – С. 179-185
5. Кузнецов В.И. Элементы объемной (3D) сейсморазведки. – Тюмень: Изд-во «Тюмень», 2004. – 272 с.
6. Утемов Э.В., Нургалиев Д.К. «Естественные» вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения // Физика Земли. – № 4. – 2005. – С. 88-96.

УДК УДК 550.343.4

О ПОДГОТОВКЕ ДАННЫХ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РЕГИОНАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

М.К. Овсов

Главная Пулковская астрономическая обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Данное исследование проводится в продолжение проекта SHARE (Seismic Hazard Regionalization Europe), выполняемого в настоящее время сектором сейсмологии ЛРГ ГАО РАН. В подготовке геофизической основы для построения карты сейсмической регионализации Восточной Балтии в целом выделяется две части работы:

– сбор геофизических данных и перевод их в цифровую форму на общей координатной основе;
– обработка данных с применением компьютерных технологий.

Для магнитного поля источники первичных данных составили: карта аномального магнитного поля (ΔTa) масштаба 1:2 500 000 на континентальную часть с прибрежной акваторией и карта аномального магнитного поля на акваторию Балтийского моря. Необходимо отметить, что сводная карта на территорию обладает детальностью отчетной карты масштаба 1:1 000 000. Работы по построению сводной цифровой модели магнитного поля состояли из выполнения следующих основных этапов:

– совмещение изображения карты с ближайшей топографической основой – для территории выбрана основа по средним листам масштаба 1:1 000 000; для акватории имеются точные указания на картографическую основу (система Гаусса-Крюгера с осевым меридианом 19° в.д.);
– раздельная оцифровка карт в масштабе и координатной основе изображения для территории и акватории;
– пересчет координат к общей основе (в качестве общей принята основа построения карты для акватории);
– выделение контура общей площади (перекрытия) данных для акватории и территории и приведение данных к одному уровню сдвига (среднего) и масштаба (стандартного отклонения); увязка выполнена приведением данных по акватории к данным по территории;
– построение массива сводных данных с нерегулярными в пространстве точками оцифровки и построение матриц данных по сети 1×1 км.

Площадь оцифровки данных по территории составила 365,5 тыс. кв. км, по акватории – 129,5 тыс. кв. км, площадь перекрытия составила 64 тыс. кв. км.

На всех промежуточных этапах выполнены контрольные построения: «ручная» оцифровка изолиний – с проложением изолиний на исходном изображении; построение изолиний по матрице регулярных точек – с исходным изображением карты. Визуальное сравнение позволяет считать совпадение исходного изображения с построенной цифровой моделью вполне удовлетворительным. В итоге выполненных работ построена цифровая модель магнитного поля на площадь 448.2 тыс. кв. км в пределах трапеции от 15° в.д. до 30° в.д. и от 54° с.ш. до 60° с.ш. На эту территорию построена обзорная топографическая – береговая линия и крупные острова Балтийского моря.

В технологии компьютерной обработки геоданных главную роль играют структурные методы, основанные на системных представлениях отечественных геологов о развитии природных систем, методах их изучения и теоретическом обобщении. В становлении системных представлений в современном виде значительный вклад внесли В.И. Драгунов [1], А.Б. Каждан [2] и Л.И. Четвериков [3].

В изучении естественных объектов иерархические системные представления играют роль и первого инструмента, и теоретического обобщения эмпирических знаний. Деление

данных отдельных методов на компоненты, выделение главных факторов системы признаков и главных классов множества данных осуществляется на основе единого критерия скачка, разделяющего иерархические и качественные уровни рассмотрения системы. В системном анализе это качество, которое проявляется во всех аспектах – несводимость свойств системы к свойствам элементов и образование новых качеств – известно как эмерджентность. Структурные методы исследования позволяют вскрыть естественную структуру природных явлений.

Структурный анализ данных отдельных методов наблюдений и комплексных данных реализован в виде трех универсальных компьютерных программ, применение которых пригодно для решения разнообразных геологических задач на всех этапах изучения недр – от мелкомасштабного прогноза до крупного масштаба детальной разведки [4].

Исследование данных наблюдений включает этапы предварительной обработки и комплексной обработки данных.

На первом этапе осуществляется разделение данных отдельных методов на компоненты с приблизительно равной по порядку пространственной изменчивостью. Компоненты вычисляются как разностные функции от осредненных в «скользящем окне» матриц. Оптимальные радиусы осреднения отыскиваются в полном ряду осредненных матриц с применением модифицированного критерия скачка: в качестве оптимального принимается радиус осреднения, с которым соседние матрицы обнаруживают минимум сходства (корреляции). Для совокупности компонент оцениваются статистические характеристики, а также корреляции между компонентами и вклад компонент в изменчивость исходных данных. В ходе анализа выделено 5 факторов магнитного поля, статистические характеристики факторов приведены в таблицах 1-2. Изменчивость самого высокого порядка, условно названная помехой, характеризует сумму составляющих изменчивости, которые обусловлены собственно погрешностью измерений и природной случайной (для данной плотности сети наблюдений) изменчивостью данных. Изменчивость самого низкого порядка зачастую выглядит как локальный фрагмент признака, характеризующего более обширную площадь, чем площадь в границах исследований. Как правило, крайние компоненты из дальнейшего анализа исключаются. Оставшиеся компоненты, например, локального, среднего и регионального порядка изменчивости могут быть приняты для отдельного исследования, исследования в комплексе или в комплексе с компонентами признаков другой физической природы. В конкретной ситуации для магнитного поля три средних фактора, принятые к дальнейшему исследованию, описывают более 73 % изменчивости исходных полных данных. В общем случае справедливо суждение о связи порядка изменчивости компонент данных с размерами геологических тел, которые отображаются в компонентах: чем ниже порядок изменчивости, тем больше размеры тел в плане и на глубину – известное в геологии эмпирическое правило.

Таблица 1

Статистические характеристики факторов магнитного поля

Имя файла	Граничные радиусы осреднения	Среднее значение	Стандартное отклонение (СКО)	Корреляция с исходным полем	Вклад фактора в СКО	
					единиц	%
dT_ F-1	T0 – L12	-6,3078e-04	1,2741e+00	0,5443	0,69349	21,55
dT_ F-2	T12 – L 32	-2,3220e-03	1,5812e+00	0,7442	1,1768	36,57
dT_F-3	T32 – L89	4,8848e-03	1,3450e+00	0,6743	0,90695	28,18
dT_F-4	T89 – L129	-1,1669e-02	5,5169e-01	0,4823	0,26609	8,27
dT_F-5	T129	5,3335e-01	6,1971e-01	0,2819	0,17471	5,43
Сумма		5,2362e-01			3,2180	100,00
dT_КМ		5,2362e-01	3,2180			

Примечания: *1. В характеристике граничных радиусов L означает локальную составляющую, T – тренд, следующая за обозначением цифра – величина радиуса (км) или шагов матрицы данных. 2. Две последних строки в таблице – контрольные для среднего значения и стандартного отклонения*

Таблица 2

Корреляции факторов магнитного поля

Имя файла	dT_F-1	dT_F-2	dT_F-3	dT_F-4	dT_F-5
dT_KM	0,54430	0,7442	0,6743	0,4823	0,2819
dT_F-1	1	0,3013	0,0013	–0,0009	–0,0004
dT_F-2		1	0,3075	0,0283	0,0005
dT_F-3			1	0,5411	0,0619
dT_F-4				1	0,3695
dT_F-5					1

На втором этапе обработки осуществляется построение древовидной иерархической структуры. При этом за полный цикл обработки осуществляется деление одного класса – родового – на главные классы, видовые. Главные классы выделяются в признаковом пространстве главных коррелированных (косоугольных) факторов множества исходных признаков. Построенная таким образом структура соответствует иерархической классификации, в которой классы образованы предметами (точками наблюдений), сходными по интенсивности признаков. Развитая многоуровневая структура строится в рекуррентном делении полученных видовых классов как родовых классов нижнего, подчиненного уровня. Полученные классы, и промежуточные, и концевые, получают характеристику в признаковом пространстве главных факторов и исходных признаков. В характеристике узла деления родового класса на видовые важным показателем является деление изменчивости признаков на межвидовую и внутривидовую (математически – межгрупповую и внутригрупповую). Высокий показатель межгрупповой изменчивости главных факторов интерпретируется как видообразующая роль признаков. Обычно для построения достаточно детальной карты нужно построить 3-5 иерархических уровня структуры данных. Показатель межгрупповой изменчивости исходных признаков для структуры в целом может интерпретироваться как показатель соответствия структурной модели исходным наблюдениям, или полезная, то есть актуальная информация, извлеченная из данных наблюдений – потенциальной информации. Для развитой многоуровневой структуры показатель межгрупповой изменчивости достигает 80-90 %. На заключительном этапе формальных построений осуществляется обработка изображения карты классов с целью фильтрации одиночных пикселей, построения контуров классов и сглаживания построенных границ. В ситуации исследования табличных, статистических данных построенная структура строго соответствует иерархической классификации. В ситуации исследования геоданных концевые классы структуры образуют на карте множество локальных областей (локусов), поэтому между логической структурой данных и картографической, которая отображает структуру пространства, нет однозначного соответствия. Картографическая структура, или собственно карта как заключительная модель явления строится в процессе предметной интерпретации результатов формальных построений.

Геологическая интерпретация результатов обработки осуществляется в два этапа:

- картографический – выделение важнейших целевых элементов карты – однородных блоков, линейных и кольцевых картографических образов, которые составляют образную структуру карты; уже на этом этапе совместно используются образные и логические методы анализа результатов (невербальные и вербальные); построению образной структуры способствует представление частных карт, отображающих основные свойства формально выделенных классов – среднее значение, изменчивость и корреляции признаков;
- логический – построение содержательной модели в соответствии с научными представлениями (обобщенной моделью), направленной на решение определенных практических задач.

«Структурный анализ» – авторское название классификации многомерных данных – можно отнести к морфологическим методам изучения, в которых не используются математические модели физических явлений и процессов. Поэтому технология структурных по-

строений равно применима для анализа геофизических, космических, геохимических, экологических и других данных наблюдений. Модели физических явлений в контексте обобщенных предметных моделей – теоретические и эвристические – применяются специалистом на этапе интерпретации.

Построение алгоритма логической классификации реализовано благодаря тому, что два правила деления понятия (из четырех) – выбора признаков основания и непрерывности деления, известные как дескриптивные получили конструктивное определение. Технология структурного анализа геоданных является универсальным инструментом, поскольку иерархическая системно-структурная модель недр является наиболее общей [1] и естественная структурированность данных является необходимым условием для предметной интерпретации результатах обработки [2].

Обобщенные модели в качестве концептуальной основы, личный опыт специалиста и определенная цель исследования составляют когнитивную компоненту процесса геологического изучения в целом.

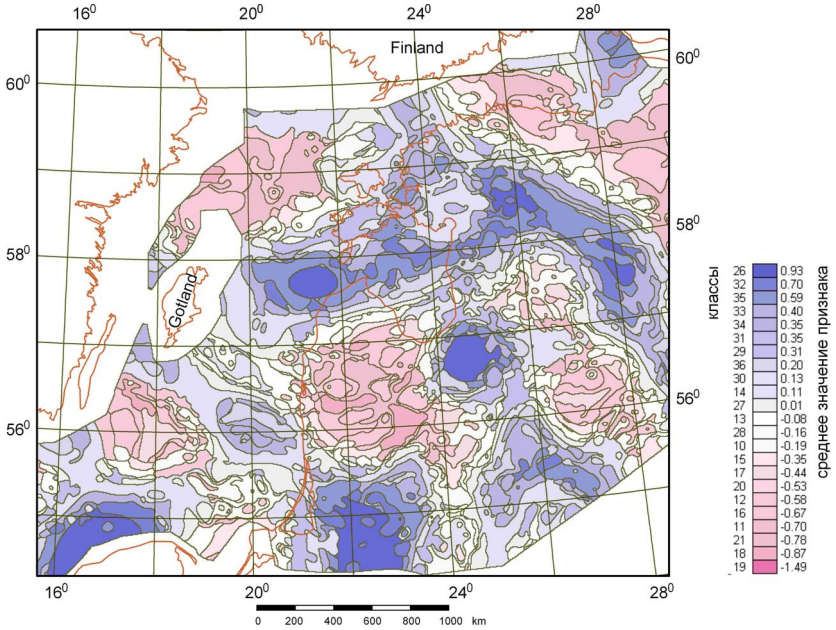


Рис. 1. Карта средних значений магнитного поля для фактора Ф4 (см. табл. 1)

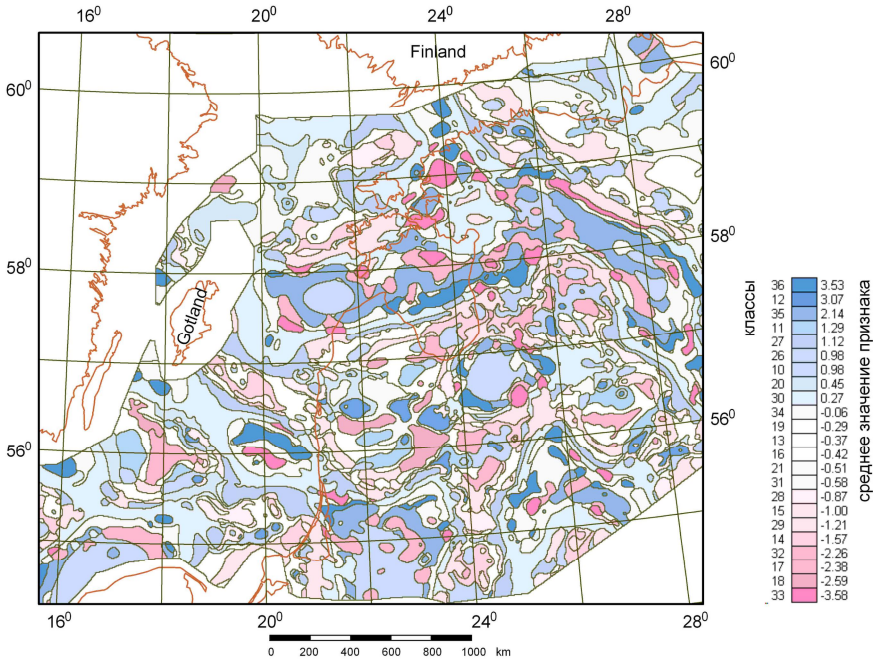


Рис. 2. То же для фактора Ф2 (см. табл. 1)

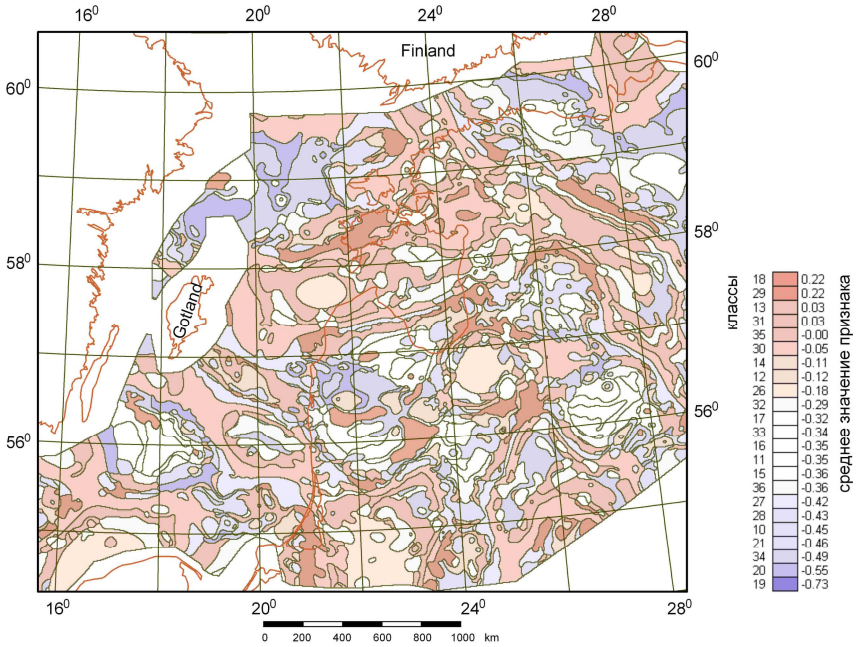


Рис. 3. Карта коэффициента корреляции факторов Ф2-Ф4 (см. табл. 2)

ЛИТЕРАТУРА

1. Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. – Л.,: Недра. 1974. – 159 с.
2. Каждан А.Б. Методологические основы разведки полезных ископаемых. – М.: Недра, 1974. – 272 с.
3. Четвериков Л.И. Теоретические основы разведки недр. – М., 1984. – 164 с.
4. Овсов М.К. Интеллектуальная операция структурного анализа. Интеллектуальная операция классификации. Классификация как продукт // Изв. вузов. Геология и разв. – № 1-3. – 2000.

УДК 550.311

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Р.А. Орлов, О.М. Ипполитов

Воронежский государственный университет,
лаборатория сейсмического мониторинга ВКМ ГС РАН, г. Воронеж, Россия

Наибольшее количество структурных построений, касающихся глубинного строения литосферы Земли, относится к рельефу границы Мохоровичича. Существует большое количество вариантов схем рельефов этой границы, построенной по разным геофизическим данным, причем, большинство из них составлено с использованием гравиметрических материалов. Одна из последних версий схемы рельефа границы Мохоровичича Восточно-Европейской платформы, приведенная в монографии Ф.Н. Юдахина и др., выполнена по сейсмическим данным, полученным к 1995 г. [1]. Схема рельефа границы Мохоровичича Воронежского кристаллического массива, составленная в 1993 г. А.И. Дубянским и Л.И. Надежкой, не потеряла своей актуальности и используется до настоящего времени во многих публикациях [2]. Эта схема в большей степени отвечает поперечному к Днепрово-Донецкому

авлакогену (ДДА) тектоническому районированию южного склона ВКМ и главенствующей роли раннепротерозойского структурного плана территории.

Предлагаемая версия схемы рельефа границы Мохоровичича Воронежского кристаллического массива (ВКМ) на границе с Украинским щитом (УЩ) основывается на переинтерпретации фактических материалов, которые были использованы при построении схемы рельефа границы Мохо 1993г с привлечением ряда геологических данных. При ее составлении использована также «Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы» масштаба 1:1 000 000 под редакцией А.В. Чекунова, изданная в 1992 году.

Данный вариант схемы менее детален, но некоторая его схематичность позволяет отразить основную идею – связь рельефа границы Мохоровичича с интенсивными тектоническими подвижками на платформе, начиная с девона и кончая карбоном (герцинский этап развития).

С герцинским этапом развития связана активизация тектонических движений в зонах рифтогенеза. В девоне произошло раскрытие Днепровского грабена, которое сопровождалось проявлением эффузивного и интрузивного магматизма щелочно-базальтового и толеит-базальтового состава [1]. Значительная часть Восточно-Европейской платформы вплоть до раннего девона представляла собой щит, но именно с девона исследователи констатируют формирование Воронежской антеклизы (ВА), то есть перекрытие комплексов древнего пенепленизированного фундамента в большей своей части плащом отложений соответствующего возраста. Продолжительность стратиграфического перерыва между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом определяется возрастом отложений, перекрывающих фундамент, и в целом закономерно возрастает с севера на юг. Средняя продолжительность под породами девона около 1.2 млрд. лет [3].

На рис. 1 приведена схематическая карта поверхности несогласия между фундаментом и осадочным чехлом. Верхнепротерозойский комплекс в осадочном чехле представлен верхневендскими породами, которые залегают на поверхности фундамента на окраинах массива вдоль границ с Подмосковным и Пачелмским авлакогенами, Прикаспийской и Волыно-Оршанской впадинами. Они представлены, в основном, глинами темной окраски, тонкослоистыми аргиллитами с обилием органики, туффитами. Мощность формации около 100 м.

Девонские отложения широко развиты на площади Воронежской антеклизы и отсутствуют лишь на большей части её южного склона. Они представлены морскими, лагунными и континентальными фациями; мощность, полнота разреза и фациальный состав определяются структурным положением района. В сводовой части ВКМ их суммарная мощность не превышает 150-200 м.

Каменноугольные отложения развиты на южном склоне (ВА) и в пределах Днепрово-Донецкого авлавкогена, где их мощность достигает по данным В.И. Старостенко 21 км [4]. В сводовой части Воронежской антеклизы каменноугольные отложения отсутствуют, за исключением Курского метеоритного кратера [5].

В узкой полосе (35-40 км) северо-западного направления от Ст. Оскола до Гомеля фундамент перекрыт юрскими породами, а на юго-восточном продолжении этой полосы – девонскими континентальными образованиями мамонской серии [3]. Эта полоса является границей между распространением отложений карбона на южном склоне ВКМ (средний уклон в районе Белгорода 14,3 м/км и 25,0 м/км в районе Миллерово) и отложениями девона сравнительно небольшой мощности к северу от полосы. Это своеобразная палеоостровная постройка, расположенная севернее глубинного прогиба в карбоне (рис. 1), длительное время оставалась сушей, как и весь южный склон ВКМ (по крайней мере, до нижнего карбона). В.Б. Сологуб считает, что в районе Донбасса «корни» горных структур Курской раннепротерозойской геосинклинальной зоны секут Днепрово-Донецкий авлакоген (ДДА) под острым углом [6].

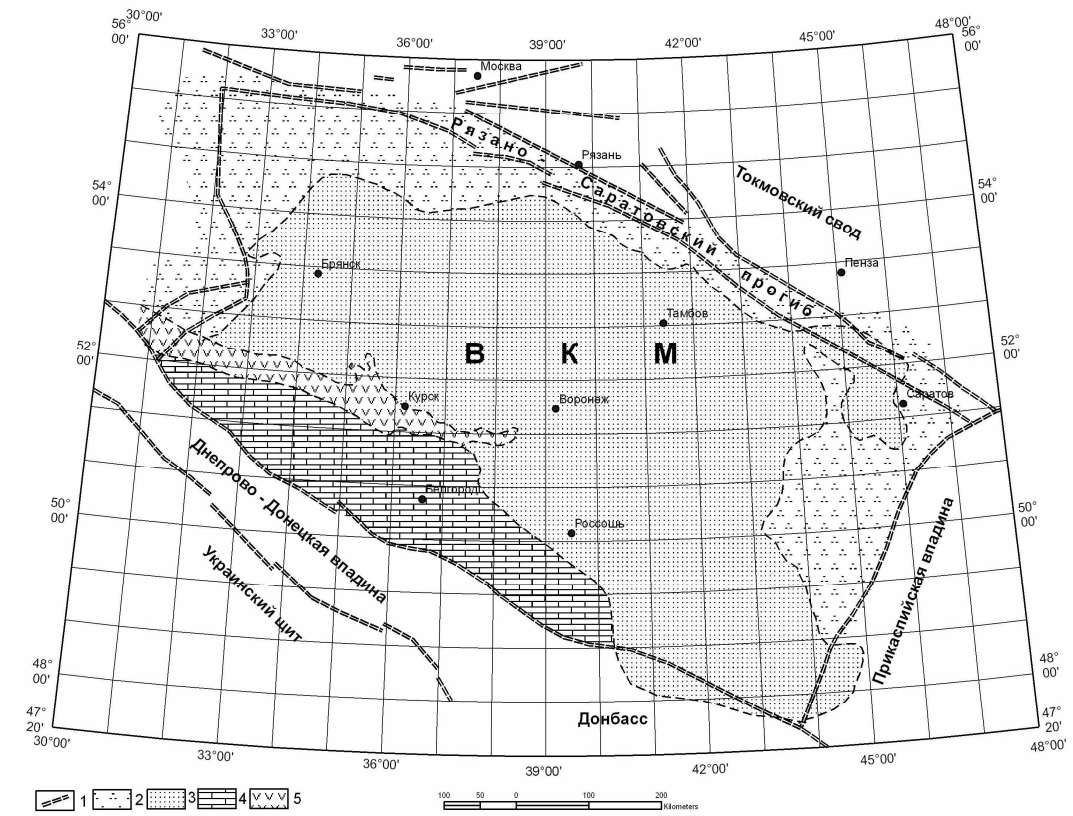


Рис. 1. Схематическая карта поверхности несогласия между фундаментом и осадочным чехлом ВКМ: *1 – границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; площади, где фундамент перекрыт: 2 – верхнепротерозойскими, 3 – девонскими, 4 – каменноугольными, 5 – мезозойскими образованиями*

ДДА и Донбасс являются одним из наиболее полно изученных осадочных бассейнов, поскольку интенсивно исследовались на протяжении многих лет. В последние годы на Украине ведутся интенсивные работы по двух- и трехмерному моделированию [4, 8]. Территория южного склона ВКМ изучена не столь подробно; практически отсутствуют глубокие параметрические скважины, а сеть сейсмических профилей (ГСЗ) была пройдена в основном в 80-е годы и новые исследования в последние десятилетия не проводились.

К настоящему времени различными авторами предложено множество (свыше 25) схем продольного и поперечного тектонического районирования ДДА. В осевой зоне ДДА все исследователи выделяют глубокий линейно-ориентированный Днепровский грабен (отложения нижнего карбона на глубине 15 км и более), северо-восточнее которого, отделяясь от него крупными региональными разломами с амплитудой 5 км и более, располагается северный борт ДДА, который охватывает южный склон ВКМ [6].

На рис. 2 приведен новый вариант схемы рельефа границы Мохоровичича, который в значительной мере отражает перестройку платформенной литосферы южного борта ВКМ в герцинский этап его развития.

В соответствии с трёхмерной плотностной моделью земной коры и верхней мантии Днепрово-Донецкого авлакогена и Донбасса поверхность Мохо в пределах ДДА залегает на глубине 35 км в центральной зоне Полтавского мегаблока, погружаясь к бортам до 40-42,5 км, а на южном склоне ВКМ – до 50 км [7]. Это погружение границы М точно совпадает с площадью распространения на склоне ВКМ сравнительно маломощных отложений нижнего карбона, с северо-востока оно ограничено локальным узким поднятием, совпадающим с той площадью фундамента, которая перекрыта только мезозойскими образованиями или маломощными отложениями нижнего карбона (севернее г. Белгорода). Природа этого поднятия не совсем ясна. Столь контрастное сочленение крупных блоков протяженностью более 500 км отвечает строению как современных рифтовых структур, так, очевидно, и гер-

цинского палеорифта. К северо-востоку от локального, вытянутого в северо-восточном направлении поднятия, рельеф поверхности Мохоровичича выравнивается, мощность коры на большей части ВКМ составляет в среднем 45 км.

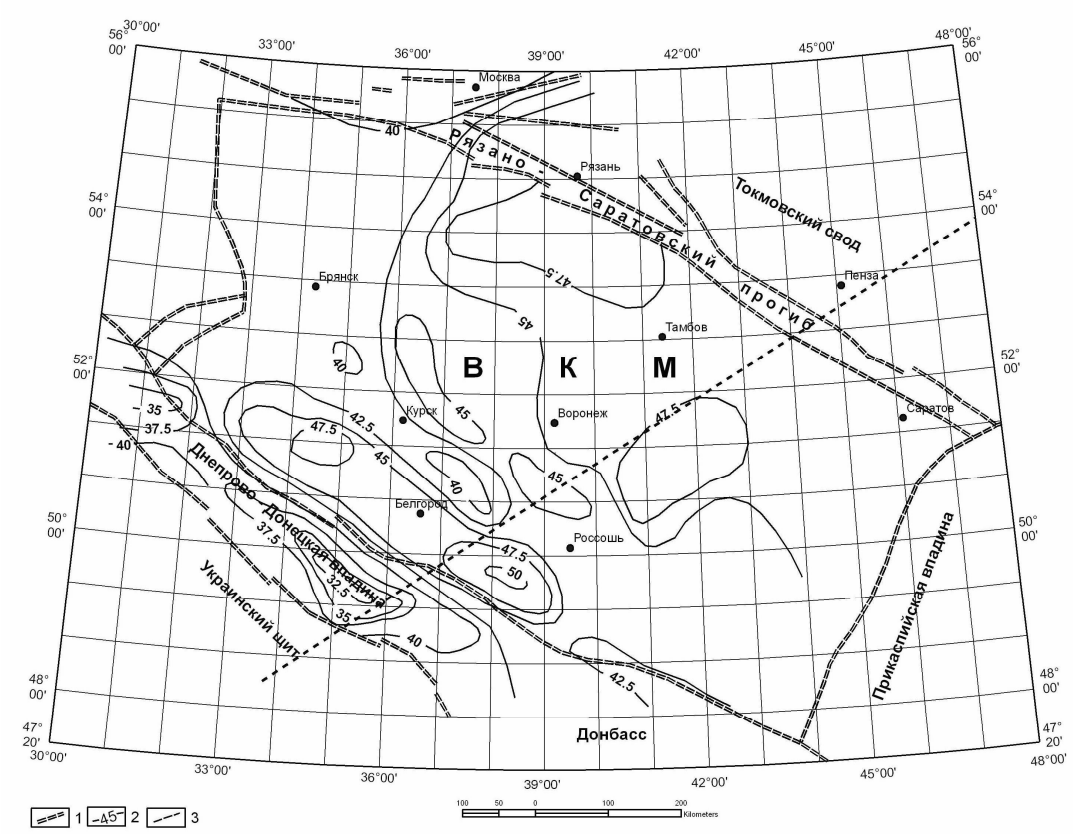


Рис. 2. Схема рельефа поверхности Мохоровичича территории ВКМ. *1 – границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; 2 – изолинии глубин залегания раздела М; 3 – проектное положение геотраверса «ГРАНИТ»*

На прогнозном разрезе земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса «Гранит» (к сожалению не реализованном на территории Украины), составленным Г.В. Краснопевцевой, нашло отражение контрастное сочленение крупных блоков, соответствующих Украинскому щиту, ДДА и Воронежскому массиву (рис. 3).

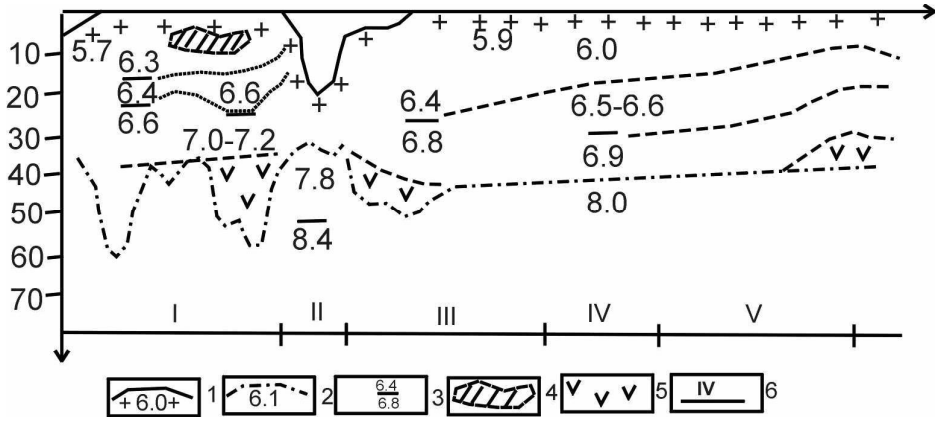


Рис. 3. Фрагмент прогнозного разреза земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса «ГРАНИТ» (по Г.В. Краснопевцевой, М.А. Бородулину). *1 – поверхность кристаллического фундамента и значение граничной скорости на ней; 2 – граница Мохоровичича и скорость в верхней мантии; 3 – значения пластовых скоростей Р-волн; 4 – слои с пониженными скоростями Р- и S-волн; 5 – слои с повышенными скоростями Р-волн; 6 – структуры: I – Украинский щит, II – Днепрово-Донецкий авлакоген, III – Воронежский кристаллический массив, IV – Пачелмский авлакоген, V – Токмовский свод*

Идеи, заложенные при построении этого разреза, находят отражение на предложенной схеме рельефа границы Мохо. Обращает на себя внимание интересная особенность – литосфера Украинского щита сравнительно низкоскоростная, а литосфера блока Воронежского массива, наоборот, высокоскоростная [8].

Как видим, все структуры по разделу Мохо согласуются по простиранию с приповерхностными тектоническими регионами. Устанавливается закономерность, отмеченная В.Б. Сологубом: над впадинами происходит утонение коры, над горными сооружениями (в нашем случае герцинскими) – утолщение. Граница между сегментами с «толстой» и сравнительно «тонкой» корой проходит по глубинным разломам.

Выводы

1. Структурный план границы Мохоровичича ВКМ, сформированный в основном тектоническими структурами раннепротерозойского возраста, в герцинский этап развития Восточно-Европейской платформы претерпел существенную перестройку, что нашло отражение в контрастном сочленении крупных блоков, соответствующих Днепрово-Донецкому авлакогену и юго-западной части Ворнежского кристаллического массива.

2. Граница между сегментами с «толстой» и сравнительно «тонкой» корой (по В.Б. Сологубу) проходит по глубинным разломам с амплитудой 5 км и более, в результате чего древний кристаллический фундамент в осевой части ДДА погружен на глубину до 20 км, а на южном склоне ВКМ перекрыт осадками мощностью 200-400 м.

3. В восточной части ВКМ поверхность Мохоровичича не претерпела больших перестроек; она выровнена и залегает в среднем на глубине 45 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 299 с.
2. Дубянский А.И., Надежка Л.И., Тарков А.П. Структура поверхности Мохоровичича центральной части Восточно-Европейской платформы. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. – 1993. – С. 162-164.
3. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. – Вып. 9. – Воронеж: Изд-во ВКУ, 2002. – 220 с.
4. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В. Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE // Геофизический журнал. – № 1. – Т. 30. – Киев, 2008. – С. 28-41.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист М-37, (38). Воронеж. Объяснительная записка. – СПб.,:Изд-во СПб картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 363 с.
6. Литосфера Украины Сологуб В.Б. – Киев: Наук. Думка, 1986. –184 с.
7. Куприенко П.Я., Макаренко Т.Б. и др. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепрово-Донецкой впадины и Донбасса // Геофизический журнал. – № 6. – Т. 32. – 2010. – С. 175-211.
8. Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. – Екатеринбург: главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. – 312 с.

УДК 550.34: 551.1

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Н.И. Павленкова

Институт физики Земли им О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Глубинные сейсмические исследования, проведенные в России на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами, позволили детально осветить структуру верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии на громадной территории древних и молодых платформ Северной Евразии. Общая протяженность профилей более 20000 км, они пересекают такие крупные тектонические структуры, как Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы, Тимано-Печорская и Западно-Сибирская молодые плиты, Урал. Ядерные взрывы позволили существенно увеличить глубинность исследований. Были зарегистрированы сейсмические волны до удалений в 3200 км, то есть волны, проникающие на глубину более 700 км [1].

Автором данной работы в течение многих лет последовательно проводилась интерпретация экспериментальных материалов по этим профилям, используя записи не только ядерных, но и химических взрывов. В результате в верхней мантии было прослежено несколько опорных границ, составлены карты глубин до этих границ, и по единой методике и в единой форме были построены скоростные разрезы до глубины 450 км. Все они увязаны в точках пересечения профилей [2]

Особенности волновых полей и сейсмических моделей

Сравнительный анализ волновых полей по всем профилям показал, что это – не хаотичные поля. Практически непрерывно удалось проследить несколько опорных волн от границ внутри верхней мантии и от переходной зоны между верхней и нижней мантией. Границы переходной зоны были известны ранее по сейсмологическим данным, но наличие регулярных волн от границ верхней мантии явилось важным открытием ГСЗ.

Все выделенные волны – это многофазовые интерференционные колебания, природу которых трудно определить однозначно. По форме годографа это – отраженные волны, плавно переходящие в преломленные. При этом не отмечается существенного увеличения кажущихся скоростей первых волн, то есть на соответствующей границе не наблюдается значительного скачка скорости. Объяснить большую амплитуду этих волн можно тонкослоистой моделью отражающей границы со значительным перепадом скоростей на отдельных прослоях, но с малым ее изменением на кровле и подошве этой расслоенной пачки.

По этим волнам по всем сверхдлинным профилям было построено несколько опорных сейсмических границ (или многослойных пачек) с достаточно выдержанными граничными скоростями V: граница N_1 (V = 8,35-8,4 км/с, глубина 70-120 км), N_2 (V = 8,4-8,45 км/с, глубина 120-160 км), L (V = 8,5 км/с, глубина 220-250 км) и H (V = 8,6 км/с, глубина 280-320 км).

Наиболее значимыми в структурном плане являются границы N_1 и L. Так, для всей верхней мантии характерна значительная неоднородность, как по вертикали, так и по горизонтали. Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей, рельефа сейсмических границ, степени расслоенности и локальной неоднородности. Но наиболее существенной горизонтальной неоднородностью отличаются верхи мантии до глубины 100-120 км (до границы N_1): непосредственно под границей М скорости меняются в отдельных блоках от 7,9 до 8,4 км/с. Это наиболее жесткая часть мантии.

Ниже границы N_1 горизонтальная неоднородность резко сокращается, и в рельефе границы N_2 остаются лишь крупные аномалии. На этой глубине часто наблюдаются слои с пониженными скоростями и исчезают наклонные сейсмические границы, связанные с мантийными зонами нарушений. Это подтверждает предположение, что на этой глубине происходит увеличение пластичности литосферной части мантии (рис. 1).

Важное изменение структурного плана верхней мантии происходит также ниже границы *L*. Здесь не наблюдается инверсии скоростей, которую можно было бы связывать с астеносферой, то есть с областью частичного плавления. Это согласуется с определением глубинных температур, данной в работе [3] на основе методов химической термодинамики с использованием широкого комплекса данных по сейсмическим скоростям, по ксенолитам, по составу литосферы и тепловому потоку. По рассчитанному по этой методике профилю температур под древними кратонами астеносфера представлена твердофазным слоем.

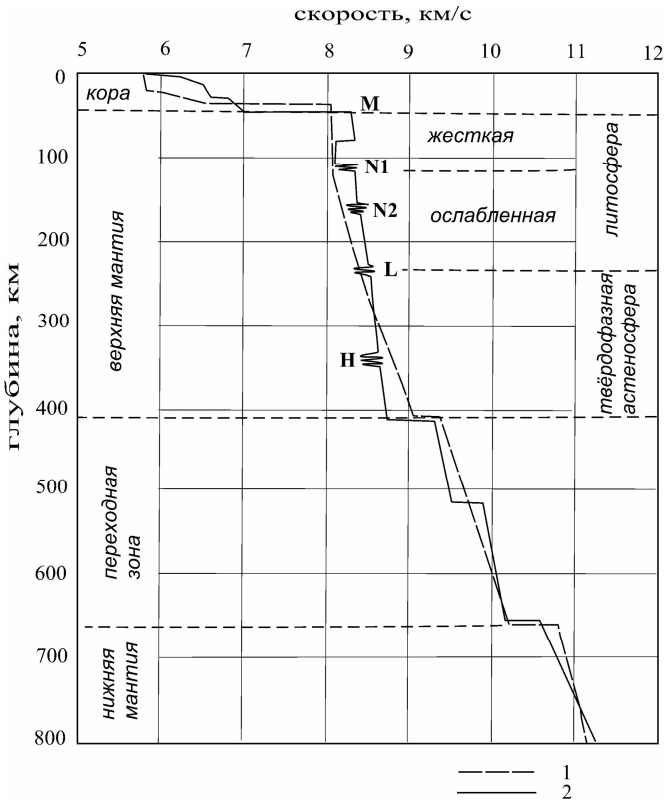


Рис. 1. Обобщенные скоростные модели верхней мантии и переходной зоны: *1 – полученная для Северной Евразии по данным исследований с ядерными взрывами, 2 – обобщенная по миру модель IASP91 [Kennet and Engdahl, 1991]*

Но на глубине 250-300 км наблюдается смена структурного плана, которая дает основание предполагать смену реологических свойств среды, увеличение его пластичности. Это следует из формы сейсмических границ *L* и *H*: граница *L* обычно повторяет структурную неоднородность верхних слоев, а граница *H* имеет обратный рельеф. Тем самым осуществляется изостатическая уравновешенность верхней мантии. Это возможно именно благодаря общему увеличению пластичности материала на глубине 250-300 км. Это подтверждается также уменьшением под Сибирской платформой на глубине 250 км величин добротности, определенных по сверхдлинным профилям на основе спектрального анализа сейсмических волн [4].

Связь региональных сейсмических границ с распределением глубоких землетрясений

Некоторые из прослеженных по сверхдлинным профилям региональных сейсмических границ выделялись и в других регионах мира, как по сейсмическим, так и сейсмологическим данным. Так, граница *L* известна из сейсмологии, как граница Lehman [5]. Она была выделена и по записям ядерных испытаний Nevada Test Site, GNOME и Early Rise [6]. По данным ядерных взрывов граница *N* была прослежена практически по всему Северо-Американскому континенту, она была названа 8-градусной, так как волны от нее прослеживаются чаще всего на расстоянии 8 градусов от источника [7]. Новые данные о сейсмических границах в верхней мантии получены в последнее время методом приемных функций (по обменным волнам) [8].

Однако все эти исследования не давали возможности предполагать наличие в верхней мантии достаточно протяженных сейсмических границ глобального плана. По петрологическим данным наличие таких границ также не предполагается [9]. Но большой объем материала по сверхдлинным профилям позволяет предполагать не только региональный, но и глобальных характер некоторых описанных выше границ. Как отмечалось выше, наиболее значимыми из них являются границы N_1 и *L*.

На этих мантийных границах не происходит резких скачков скоростей. Они выделены, в основном, по отраженным волнам, имеющим сложную многофазовую запись. Математическое моделирование подтвердило, что такие волны формируются не на простых грани-

цах первого рода, а в неоднородных расслоенных зонах с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей.

Объяснить природу таких многослойных пачек и причину резких перепадов скоростей в отдельных их прослоях не просто. Мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям. По петрологическим данным никаких существенных фазовых переходов на отмеченных глубинах не происходит [9], да они и не могут создать многослойные пачки. Одно из возможных объяснений высокоскоростных прослоев может быть анизотропия скоростей, типичная для основного минерала верхней мантии оливина. Низкоскоростные прослои связаны, возможно, с концентрацией в них глубинных флюидов. Это согласуется с данными по сибирским ксенолитам. В работе [10] показано, что ксенолиты, сформировавшиеся на глубине выделенных региональных границ, имеют признаки пленочного плавления.

Статистика данных по мантийным ксенолитам выявила еще одну интересную особенность выделенных региональных границ. Именно с тех глубин, на которых прослеживаются эти неоднородные пачки, вынесено максимальное число глубинных ксенолитов. Так, обобщения мировых данных позволили определить три зоны максимального выноса мантийных ксенолитов на глубине около 100, 150 и 200 км, то есть на глубине границ N_1, N_2 и L [11]. Это означает, что эти региональные отражающие границы (расслоенные пачки) имеют глобальный характер и являются областями высоких напряжений и деформаций.

Такой вывод согласуется с еще одним свойством выделенных границ. Первая же статистика мировых данных по глубоким землетрясениям показала, что максимальное число этих землетрясений наблюдается на глубине около 100 и 200 км (границы N_1 и L). Такие данные известны для тектонически разных регионов России: Камчатской зоны активной окраины Евразии [12] и для внутренней части этого континента, района Гиндукуша [13]. Такие же закономерности получены и для активных американских окраин [14, 15]: как правило, в зонах Беньофа очаги землетрясений распределены неравномерно по глубине и их сгущение отмечается на указанных выше глубинах.

Концентрацию очагов землетрясений на уровне выделенных сейсмических границ можно объяснить физико-химическими преобразованиями, спровоцированными глубинными флюидами при определенных PT-условиях [16]. Возможна также детонация глубинных флюидов. Так, по лабораторным данным детонация тяжелых углеводородов может происходить на глубине около 70 км [17].

Подъем флюидов и материала, насыщенного флюидом, или флюидная адвекция – это активный и наиболее быстрый механизм переноса с больших глубин энергии и сопровождающих флюиды расплавов [18]. Благодаря значительной подвижности флюидов они достаточно быстро поднимаются вверх, на некоторых уровнях давления и температуры из-за изменения добротности и проницаемости вещества они задерживаются, образуя слои с повышенной концентрацией. Это приводит к формированию реологически ослабленных слоев и даже к частичному плавлению вмещающих пород при относительно низкой температуре. Повышенная пластичность этих слоев способствует возникновению вдоль них субгоризонтальных движений и областей высоких деформаций, в том числе и землетрясений.

Работа выполнена по программе гранта РФФИ 09-05-00238.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. – М.: Наука, 1991. – С. 118-135.
2. Pavlenkova G.A. and N. I. Pavlenkova. Upper Mantle Structure of the Northern Eurasia from Peaceful Nuclear Explosion Data // Tectonophysics. – № 416. – 2006. – P. 33–52.

3. Кусков О.Л.. Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // Физика Земли. – № 1. – 2007. – С. 45-66.
4. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 2. – 1981. – С. 37-50.
5. Lehmann I. Velocities of Longitudinal Waves in the Upper Part of the Earth's Mantle // Ann. Geophys.. – № 15. – 1959. – P. 93-118.
6. Hales A.L. A seismic discontinuity in the lithosphere // Earth @ Planet. Sci. Lett. – № 7. – 1969. – P. 44-46.
7. 7. Thybo H. and E. Perchuc. The Seismic 80 – Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science. – № 275. – 1997. – P. 1626-1629.
8. Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан Н.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. – № 8. – 2006. – С. 14-26.
9. Griffin W., Ryan C., Kaminsky F et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. – № 310. – 1999. – P. 1-35.
10. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. – Новосибирск: ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 1994. – 256 с.
11. Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях определения глубин магматических очагов в верхней мантии // Геофизический журнал. – Вып. 4. – 2007. – С. 31-38.
12. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. – Т. 176. – № 3. – 1967. – С. 571-574.
13. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформационное состояние литосферы Средней Азии. – Душанбе: Дониш, 1988. – 234 с.
14. ANCORP Working Group. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996, ANCORP'96) // J. Geoph. Res., – Vol. 108. – № B7. – 2003. – P. 23-28.
15. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Крупные и суперкрупные кайнозойские месторождения минерального сырья на Западных окраинах Северной и Южной Америк: геодинамическая обусловленность и связь со структурой литосферы // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых / Под ред. Д.В. Рунквист. – Том 1. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. – С. 275-310.
16. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты: Научное издание, Королев, М.О., ЦНИИМаш. – М., 2007. – 160 с.
17. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. – Т. 39. – № 6. – 1998. – С. 754-762.
18. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ // Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Крапоткина, 20-24 мая 2002 / Отв. ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. – М: ГЕОС. 2002. – 471 с.

УДК 550.343.64

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕЙ

В.К. Паламарчук, Н.В. Глинская, Е.В. Бурдакова, О.Н. Мищенко

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Постановка задачи обусловлена необходимостью разработки современного подхода к решению задачи **оперативного прогноза активизации оползней** и других опасных геологических процессов в связи с расширяющейся хозяйственной деятельностью в районах береговых склонов, крупных водохранилищ, внутренних и окраинных морей и крутых склонов, сложенных различным материалом, который служит оползневой массой или телом оползня, сползание которого может привести к значительному материальному ущербу и гибели людей. Оползни на акваториях, приуроченные к материковому склону, могут привести к образованию ближнего цунами, которое трудно пока предсказать и, поэтому, обычно невозможно своевременно принять предупредительные меры. Особенно важно исследование процессов активизации оползневых массивов на участках строительства крупных промышленных объектов, которое должно выполняться с целью оценки устойчивости крутых склонов. Также необходимо осуществлять исследование оползневых массивов в районах действующих промышленных объектов, которые создают дополнительные нагрузки на грунты верхней части разреза (ВЧР). Поэтому разработка методики оперативного исследования геофизическими методами активности или напряженного состояния оползней с целью обнаружения опасности и оценки воздействия различных природных и антропогенных факторов на развитие процесса активизации оползней является актуальной задачей.

Основными задачами являются:

- Разделение тела оползня на структурно-тектонические блоки разных порядков и дальнейшее их деление по локальным разрывам и зонам трещиноватости.
- Выделение разломов в основании оползня и разрывов в теле оползня.
- Оценка устойчивости крутых склонов и районирование оползня по устойчивости.
- Изучение напряженного состояния оползня – районирование.
- Поиск точек для установки мониторинговых станций, профиля – для мониторинга разреза, точек максимальной реакции оползня на внешние воздействия: предвестники удаленных землетрясений, землетрясение, приливные силы и техногенные факторы.
- Оценка перераспределения напряженного состояния оползня в результате внешнего воздействия.
- Прогнозирование времени активизации оползня.

Решение первой задачи, – **разделение тела оползня на блоки** осуществляется путем выполнения акустической съемки по профилям, основное направление которых совпадает с максимальным градиентом дневного рельефа и/или направления гравитационного оползания (рис. 1). Более детальные съемки позволяют детализировать выделенные блоки. Вспомогательным методом может применяться радиолокационное зондирование (георадарная съемка).

Вторая задача решается одновременно с первой и по результатам первой. Используются данные о блоках пород и проводятся повторные съемки и/или краткосрочный мониторинг, в том числе по радиолокационному зондированию, для идентификации выделенных границ.

Оценка устойчивости крутых склонов производится по результатам картирования микроземлетрясений.

Напряженное состояние оползня оценивается по мощности (энергии) акустической эмиссии на низких и высоких частотах.

Особые точки оползня, которые собирают информацию о внешних источниках, в том числе о самом оползне, определяются по результатам наблюдений акустической эмиссии в различное время суток и/или предшествующих землетрясению.

Оценка перераспределения напряженного состояния после воздействия внешних источников выполняется по результатам повторных наблюдений на эталонном профиле.

Способ прогнозирования периода активизации оползня относится к методам прогноза опасных геологических процессов и может быть использован для прогноза оползания грунтов и коренных пород на наклонных склонах во время землетрясений, в том числе до и после землетрясения, а также в результате воздействия приливных, гравитационных и др. сил. Природа такого оползания сейсмогенная, но может иметь и техногенную природу, к примеру, при наличии рядом с наклонными склонами вибрирующих техногенных объектов.

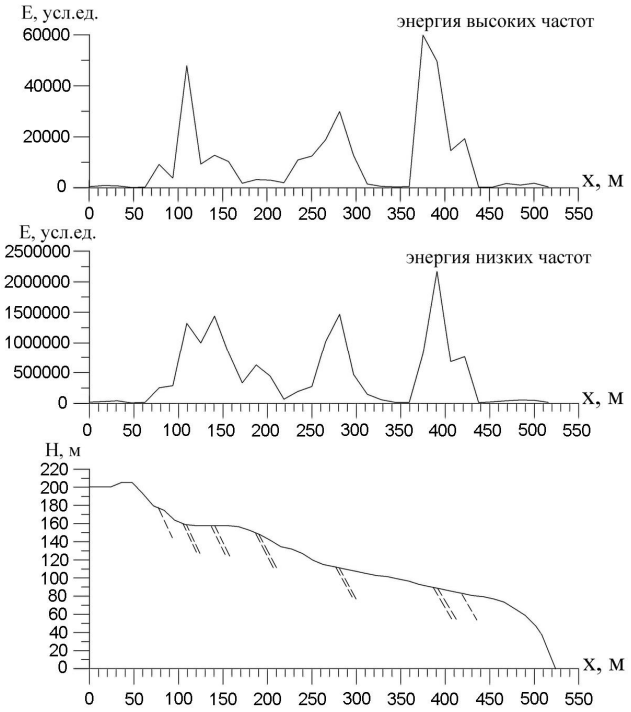


Рис. 1. Картирование нарушений в теле оползня по энергии на низких и высоких частотах аномальной акустической эмиссии

Задачей предложенного способа является повышение эффективности прогноза активизации оползней посредством регистрации акустической эмиссии оползня и его составных частей, в том числе основания, на собственных резонансных частотах тела оползня, для оперативного прогноза оползания и/или разрушения (разрывы и т.п.) тела оползня во время сейсмогенного и техногенного воздействия, в том числе до землетрясения – влияние предвестников.

Опыт изучения последствий сильных землетрясений (7-8 баллов) свидетельствует о возникновении сейсмогенных оползней благодаря снижению прочностных свойств грунтов за счет разрушения скелета пород, разжижения обводненных грунтов, разрушения зацепок между блоками пород при накоплении энергии упругой отдачи и др. По разжиженным грунтам может наблюдаться скольжение больших объемов пород, а при наличии горизонтальных сжимающих сил на поверхность выдавливается грязь и образуются грязевые «вулканы» как это, к примеру, было обнаружено авторами на акватории Финского залива в Капорской губе в районе действующих и строящихся стратегически важных и экологически опасных объектов. Некоторые авторы, например А.М. Лехатинов (ВСЕГИНГЕО), указывают на активизацию оползней в курумах Байкальской рифтовой зоны под влиянием слабых сотрясений силой 3-4 балла. Не все оползни одинаково реагируют на сейсмические волны. К примеру, если сейсмическая волна приходит на тело оползня снизу от основания оползня, то тело оползня может не отреагировать на некоторые частоты сейсмических колебаний. Рассмотрим, как это может быть использовано для прогнозирования активизации оползней.

В предложенном способе время начала активизации определяется по моменту прихода на основании оползня аномальной сейсмической волны, несущей аномальную энергию на собственных частотах тела оползня и создающей в теле оползня резонансные эффекты.

В простейшем случае способ оценки собственных частот оползня сводится к определению собственных частот минимальной и максимальной мощностей тела оползня. Приближенная оценка может быть оценена по модели тонкого пласта. При минимальной мощности слоя 0,5-2 м и скорости упругих волн 1 ÷ 1,5 км/с она составляет 350-1000 Гц, а при мощности в 10-50 м – 15 ÷ 75 Гц. Поэтому для выполения мониторинга требуется изучать акустическую эмиссию в интервале 1 ÷ 700 Гц, а для большей надежности – в интервале 0,1-1000 Гц.

Благодаря тому, что сейсмическая волна практически всегда приходит к телу оползня снизу, то характеристики этой волны необходимо изучать на основании оползня, а собственные частоты тела оползня и/или его отдельных блоков необходимо изучать до прогноза, или одновременно с последним, т.к. пока наступит первая активизация можно будет оперативно оценить собственные частоты тела оползня. Для оперативного прогноза фон и собственные частоты изучают в течение первого часа, при мониторинге – за сутки и более.

В качестве фона выбирают огибающую сигналов или среднее значение энергии сейсмических колебаний. Тогда за аномалию принимается то, что больше среднего (огибающая) $+3\sigma$, где σ – среднее квадратическое отклонение от среднего (от огибающей) амплитуды или энергии. Энергия для прогноза отслеживается по спектрам $S(f)$ в интервале собственных частот, где в качестве интервала собственных частот выбирается максимум спектра $S(f_0)$, ограниченный нижней частотой f_1 и верхней f_2, которые соответствуют 1/2 максимума $S(f_0)$, т.е. частотный интервал для вычисления энергии по спектру будет равным $\Delta f = (f_2 - f_1)$. При длительном мониторинге аномальные параметры уточняются, а при оперативном прогнозе могут быть даже использованы из опыта на соседнем оползне и/или в сходных условиях.

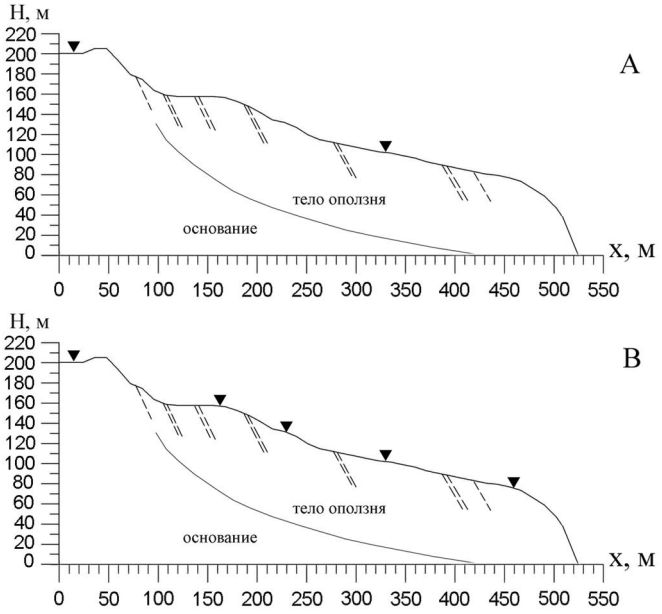


Рис. 2. Схема мониторинга оползня: А – способ прогнозирования времени активизации оползня; В – способ выбора участков под строительство зданий на крутых склонах

Таким образом, либо одним датчиком изучаются собственные частоты тела оползня, а потом этот датчик устанавливается в основании оползня, либо двумя датчиками изучаются одновременно характеристики основания и тела оползня с переходом на прогноз. Далее процесс с одним датчиком, установленным на основании оползня, или с двумя, – установленными на основании и в теле оползня, переходит в мониторинг. Мониторинг таких образований осуществляется по многодатчиковой схеме, представленной на рис. 2.

В первой схеме решение об активизации принимается сразу же после прихода волны в частотном интервале резонансных частот тела оползня. Во второй – для большей надежности дополнительно можно отследить рост энергии в теле оползня за счет резонансных эффектов.

В связи с тем, что на повышение активности дополнительно влияют приливные силы, которые могут наложиться на влияние сейсмических волн и эти силы имеют суточные периоды, то после окончания прихода резонансных волн с основания на тело оползня необходимо выждать еще сутки, чтобы отменить предупреждение об активизации.

Если готовится продолжительный мониторинг оползня, то требуется изучить его состояние с целью выбора места установки мониторинговой станции. С этой целью выполняется акустическая съемка и строятся соответствующие карты. К примеру, на рис. 3 и 4 по-

строены карты энергии акустического излучения на высоких и низких частотах соответственно.

Как следует из рисунков, на оползне существует две области, в которых происходит в настоящее время образование микротрещин (рис. 3) и макротрещин (рис. 4). Области, обозначенные на рис. 4 более высокими значениями энергий, подвержены влиянию основания оползня и находятся в неустойчивом состоянии. По-видимому, в этих местах происходит резонансное усиление энергии даже без влияния удаленных землетрясений. Поэтому во время землетрясения или во время прихода сильных предвестников эти места разрушаются быстрее других с образованием крупных трещин отрыва и оползанием блоков пород.

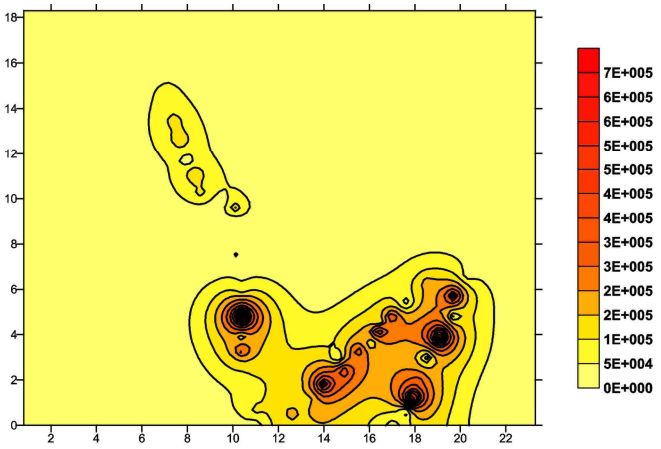


Рис. 3. Распределение энергии акустической эмиссии в интервале частот 100-400 Гц

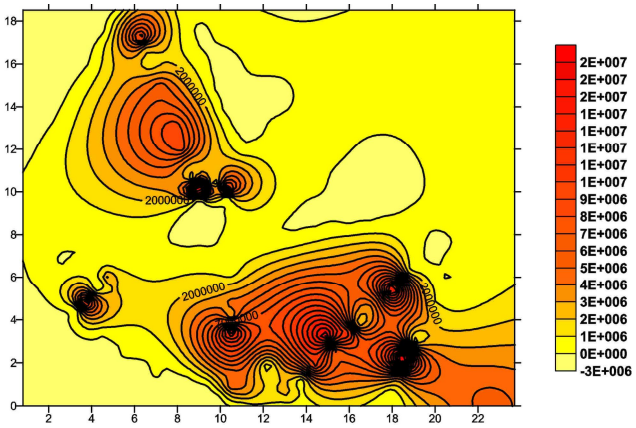


Рис. 4. Распределение энергии акустической эмиссии в интервале частот 1-8 Гц

Такие процессы наблюдались на оползне Приветнинском в Крыму во время слабых (M = 1,5-2,5) землетрясений на акватории Черного моря на расстояниях 200-400 км.

Решение этих задач может быть выполнено с помощью комплекса геофизических, гидрологических и др. геологических методов. Оперативно – по результатам акустической съемки и соответствующего мониторинга.

УДК 550.34.01, 550.343.6

«ЖИВУЩИЕ» РАЗЛОМЫ. ОПРЕДЕЛЕНИЯ. ПРИМЕРЫ

В.К. Паламарчук, Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, Е.В. Бурдакова,
Л.А. Прялухина, В.М. Тимичева

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Введение

Обнаружение и картирование «живущих» разломов позволяет оценить их влияние на здания и сооружения, в том числе на стратегически важные и экологически опасные объекты, вероятную интенсивность этого влияния в зависимости от размеров «живущих» разломов и их удаления от исследуемых объектов, выполнить микросейсмическое районирование и др. операции, необходимые для обеспечения безопасности строительства гражданских и пр мышленных объектов.

Среди многочисленных геофизических, геохимических, геологических и других методов изучения и прогнозирования опасных геологических процессов значительное место занимает акустический метод, с помощью которого можно оперативно и недорого оценить

состояние изучаемых объектов (оползни, разломы, очаги накопления энергии упругой отдачи и т.п.), идентифицировать исследуемые объекты и спрогнозировать их состояние в будущем.

В массивах горных пород всегда находятся микро- и макроочаги накопления энергии упругой отдачи, воздействие на которые приводит к возникновению ультрамикроземлетрясений, различного вида нарушений (разрывов) сплошности среды и землетрясениям. Отклик среды на эти воздействия проявляется в виде нарушений сплошности пород геологической среды, которые видны на поверхности земли в виде различных проявлений: разрывы, провалы, оползание пород; – или регистрируемых приборами упругих колебаний, по которым судят о состоянии исследуемого массива и идентифицируют происходящие в нем процессы.

Определение понятия «»живущий» разлом»

«Живущий» разлом – это такой разлом, в теле которого наблюдается повышенная концентрация трещин по сравнению с вмещающими породами, процессы образования аномальной концентрации и укрупнения трещин. На это расходуется накопленная в теле разлома энергия упругой отдачи и триггерная энергия внутриразломных и внешних источников, в том числе энергия приливных сил.

«Живущий» разлом – это среда, которая способна накапливать энергию внутренних и внешних источников и выделять эту энергию при воздействии на элементы тела разлома энергии и частотного состава (спусковой механизм) дополнительных источников с образованием резонансных волн и других упругих колебаний [Паламарчук В.К.].

В «живущем» разломе существует предельно напряженное состояние, которое может быть нарушено либо перетоком энергии внутри разлома, либо приходом энергии от внешних природных (приливные явления, собственные очаги микроземлетрясений, землетрясения и др.) и техногенных источников, то есть среда разлома будет реагировать на эти явления.

Состояние разлома определяется уровнем механических напряжений в нем, характер перетока энергии, создающей эти напряжения, внутри разлома и его обрамления, и внешние источники энергии упругой отдачи, создающие эти напряжения в результате накопления энергии упругой отдачи.

Если в разломе накоплена энергия упругой отдачи, то она может перетекать внутри разлома не создавая сильных механических колебаний среды за счет потери энергии во время перетока и/или создавать более интенсивные колебания (микроземлетрясения и даже землетрясения) за счет разрывов (трещина, магистральная трещина, трещина-разрыв сплошности среды разлома) внутри или на границе разлома.

Тогда границами «живущего» разлома следует считать не только границы тела разлома (допустим, это геологическое образование), но и то его окружение, которое накапливает энергию (напряжение) упругой отдачи от внешних источников в связанных с телом разлома структурах, в которых накапливается энергия упругой отдачи.

К зонам разлома можно отнести трещину (разлом) и приразломную зону; приразломная зона выделяется по изменению физических свойств вмещающих пород и может быть выделена по геофизическим полям.

К «живущему» разлому относится:

- тело разлома, в состав которого входят породы, заполняющие пространство между двумя берегами разрыва; если берега не разошлись, то тело разлома определяется по аномальной трещиноватости;
- разрывные нарушения, имеющие одну или несколько (ступенчатых) трещин смещения; ширина трещин зависит от характера смещения между берегами разрыва;
- активная часть вмещающих пород, которая определяется по аномальным значениям физических свойств, трещиноватости, разрушения пород, накопления энергии упругой отдачи, которые выделяются по акустической эмиссии импульсов и микроземлетрясений и т.п. К примеру, образовавшиеся зацепки между берегами разрыва создают аномальное трещинообразование в теле разлома и соседствующих вмещающих пород с образованием

гула, разрушений различного порядка и соответствующих геофизических аномальных полей.

К «живущему» разлому следует относить тело разлома и активную часть примыкающих к нему вмещающих пород, которые могут быть изучены по аномалиям геофизических (к примеру, акустических) полей даже в случае закрытых осадками разломов.

Поиски и обнаружение «живущих» разломов по акустической эмиссии

Рассмотрим результаты комплексной геофизической съемки на примере исследования Псковско-Палдисской зоны разлома в районе п. Гора.

Съемка акустической эмиссии выполнялась вдоль дороги, расположенной вкрест простирания зоны разлома. Измерения акустической эмиссии выполнялись на обочине дороги после прохождения автомашин, но только после затухания их шума.

В качестве датчиков акустической эмиссии использовался трехкомпонентный пьезодатчик, регистрирующий колебания почвы в интервале 1 ÷ 400 Гц. Обработка производилась в основном по Z-компоненте.

Магнитная съемка позволила выделить гранитоиды в зоне разлома (рис. 1): основной массив расположен в зоне 208-218 км; дайка гранитоидов – в зоне 199-204 км.

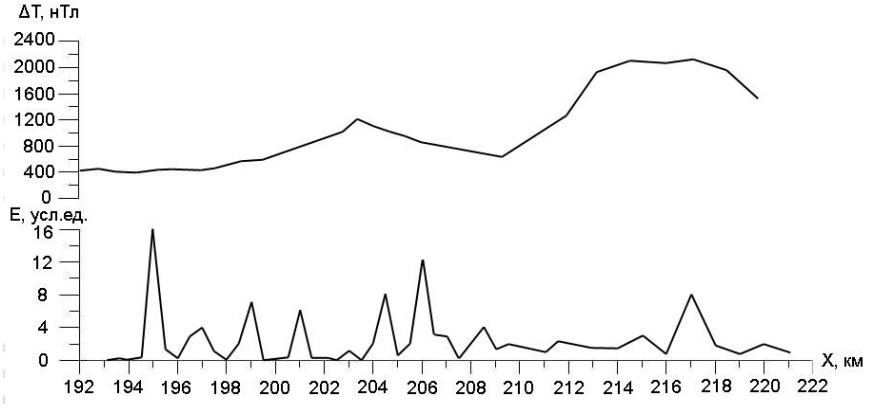


Рис. 1. Пример выделения зоны тектонического разлома по магнитной съемке

Как следует из графика интенсивности акустической эмиссии, оцененной по амплитуде спектров, границы гранитоидных массивов, по-видимому, совпадают с зонами подвижек.

Левая западная граница зоны разлома (рис. 1) находится на 195 км и характеризуется максимальными подвижками. Затем, на пикетах 199-204, отдельными пиками акустической эмиссии отражаются подвижки малого массива, а на 205-206 км отмечается подвижная зона между двумя массивами. Правый (восточный) массив гранитоидов от 208 до 218 км более однородный. Его подвижки наблюдаются одинаково на всем его пересечении, и лишь на 217 км наблюдается аномалия акустической эмиссии, которая, по-видимому, указывает на границу зоны разлома.

Выполненные на ортогональном к Псковско-Палдисской зоне разлома профиле комплексные геофизические исследования доказали наличие сейсмической активности в зоне разлома, что позволяет отнести эту зону к «живущей» в настоящее время. До этого в 2004-2005 гг. по результатам мониторинга акустической и электромагнитной эмиссии авторами было показано, что данная зона отличается по своей сейсмической активности от вмещающих пород. Это позволяет с уверенностью отнести исследуемую зону к «живущей».

Мониторинг «живущих» разломов

Мониторинг «живущих» разломов – это основной способ изучения зоны разлома для идентификации его в качестве «живущего».

Мониторинг может осуществляться любым из доступных геофизических и геохимических методов. Главное, что должно быть определено, это какие физические модели очагов будут изучаться, какие аномалии следует ожидать от мониторинга и как их интерпретировать.

Для примера, авторы выбрали акустический мониторинг (рис. 2).

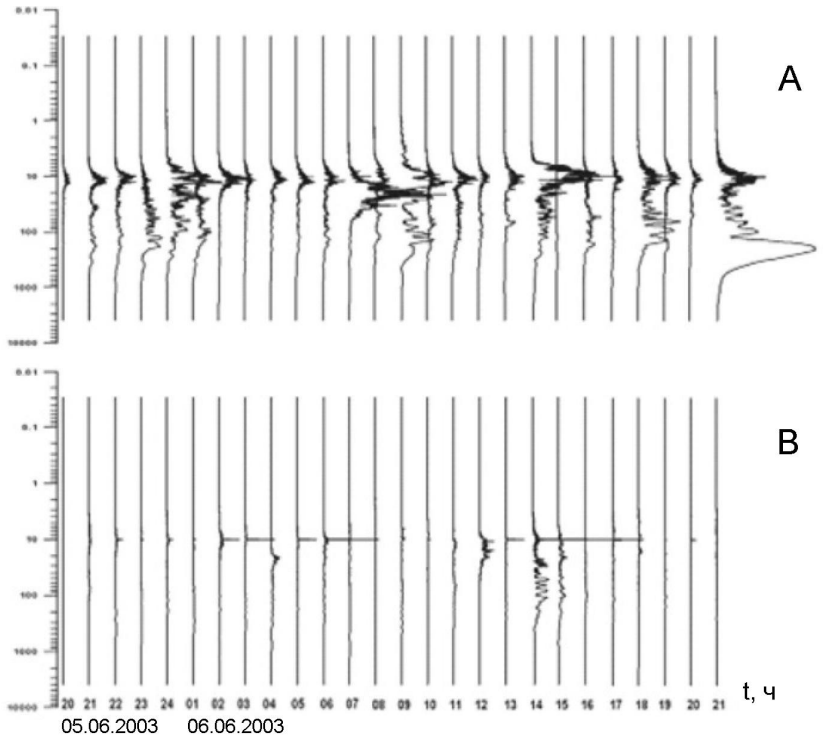


Рис. 2. Графики суточного изменения спектральной плотности акустических сигналов, зарегистрированных в Псковско-Палдисской зоне глубинного разлома (А) и за его пределами (В)

Теоретические предположения и экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что в «живущем» разломе может накапливаться энергия упругой отдачи в любых его частях как по глубине, так и по простиранию. Поэтому все используемые для мониторинга поля должны измеряться с помощью векторных датчиков и/или их аналогов. Например, кроме поля изучаются его градиенты с помощью двух и более датчиков.

Мониторинговая сеть создается как минимум одной и более трехкомпонентными акустическими станциями и рядом однокомпонентных *Z*-датчиков, установленных на линии, ортогональной простиранию разлома. Вдоль разлома могут быть выставлены однокомпонентные станции на значимых расстояниях друг от друга.

Выполняется суточный мониторинг, то есть измерения в течение суток, но число суток не ограничено, так, если будет оценена активность разлома, то можно продолжить мониторинг с целью обнаружения предвестников землетрясений.

По результатам мониторинга выполняется интерпретация данных. В первую очередь, оценивается влияние внешних воздействий на разлом. Для этой цели привлекаются приливные процессы и/или искусственные источники типа взрывов, вибраторов и т.п. На рис. 3 показаны суточные изменения числа микроземлетрясений (на низких и высоких частотах) в зоне Псковско-Палдисского глубинного разлома и числа лунных восходов и закатов за 5 суток.

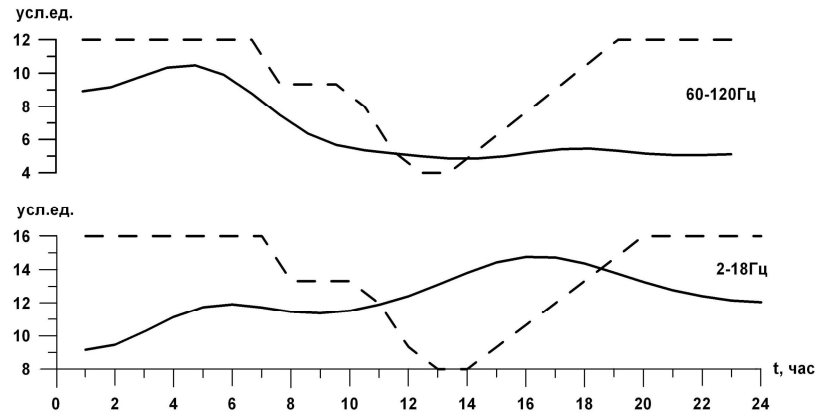


Рис. 3. Суточные изменения числа микроземлетрясений на низких и высоких частотах (сплошные линии) и числа восходов и закатов Луны (пунктирные линии) в период с 21.11.2010 г. по 26.11.2010 г. в зоне Псковско-Палдисского глубинного разлома

Как следует из рисунка на высоких частотах ультрамикроземлетрясения коррелируются с прохождением Луны над разломом. Во время восходов такой корреляции нет. На низких частотах число микроземлетрясений, в том числе сильных, растет при заходах и восходах, то есть во время сильной изменчивости влияния Луны.

Анализ данных, полученных на стоянке акустической станции по акустической эмиссии (рис. 4) свидетельствует о многочисленных и различных по интенсивности микроземлетрясениях в зоне разлома: наблюдаются (зарегистрированы) близкие микроземлетрясения (графики 1); далекие землетрясения (графики 2); землетрясения средних расстояний (графики 3) и очень далеких расстояний (графики 4). Это свидетельствует о том, что разлом активен на большом протяжении, а учитывая его глубину заложения (до 20 км), по-видимому, на сотни километров. Как следует из рис. 5, где показана значимая корреляция энергии микроземлетрясений на низких и высоких частотах, наблюдается выдержанное во времени направление на источники возмущений. По-видимому, это направление вдоль зоны разлома.

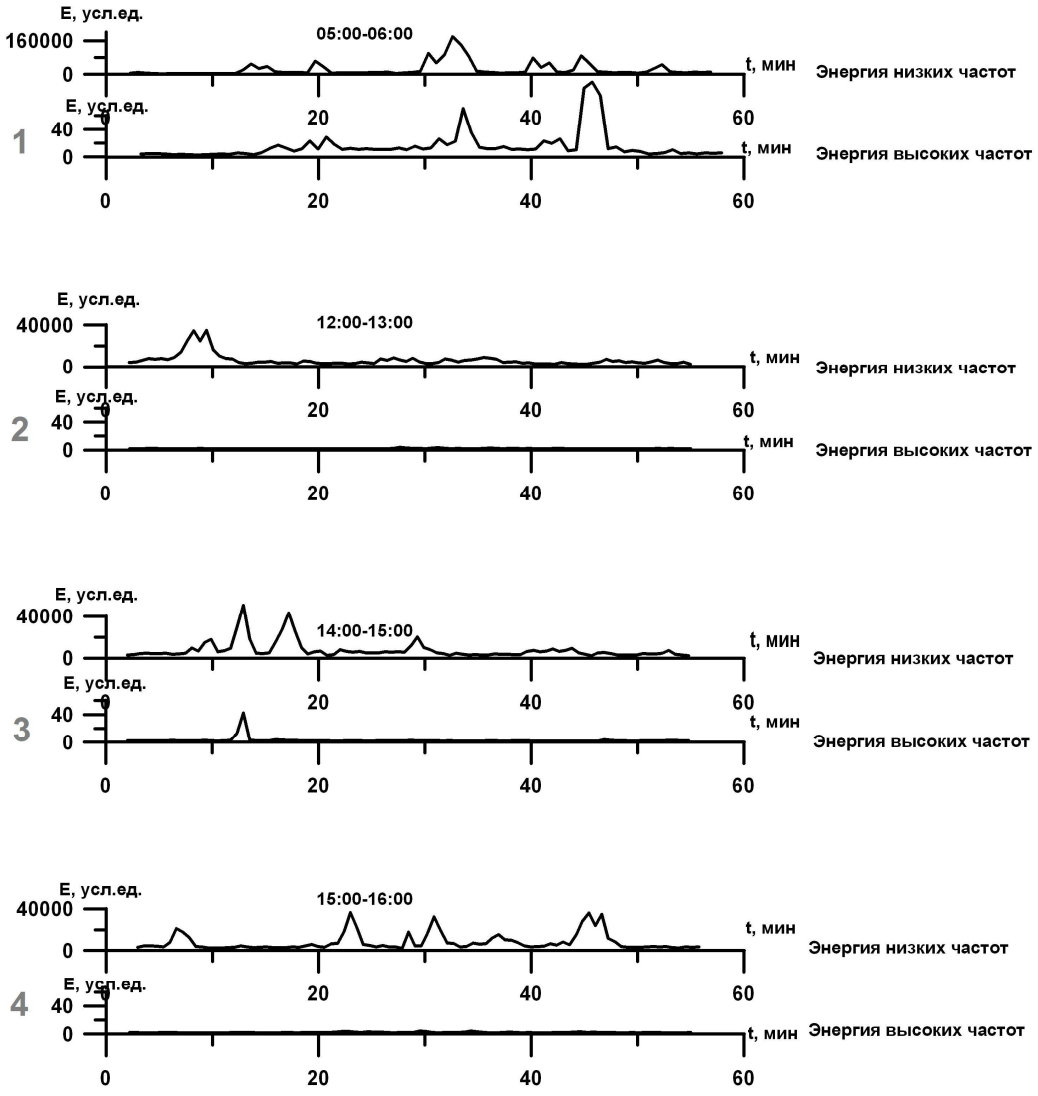


Рис. 4. Почасовые характеристики состояния Псковско-Палдисской зоны разлома (22.10.2010): *1 – близкие микроземлетрясения; 2 – далекие микроземлетрясения; 3 – средняя дальность микроземлетрясений; 4 – очень далекие микроземлетрясения*

Близкие слабые микроземлетрясения наблюдаются в ближней зоне (рис. 5, В), удаленные сильные микроземлетрясения имеют общее направление вдоль зоны разлома и наблюдаются также на ее бортах (вмещающих породах). Местами эти микроземлетрясения, по-видимому, выходят за пределы зоны разлома и не имеют к ней никакого отношения.

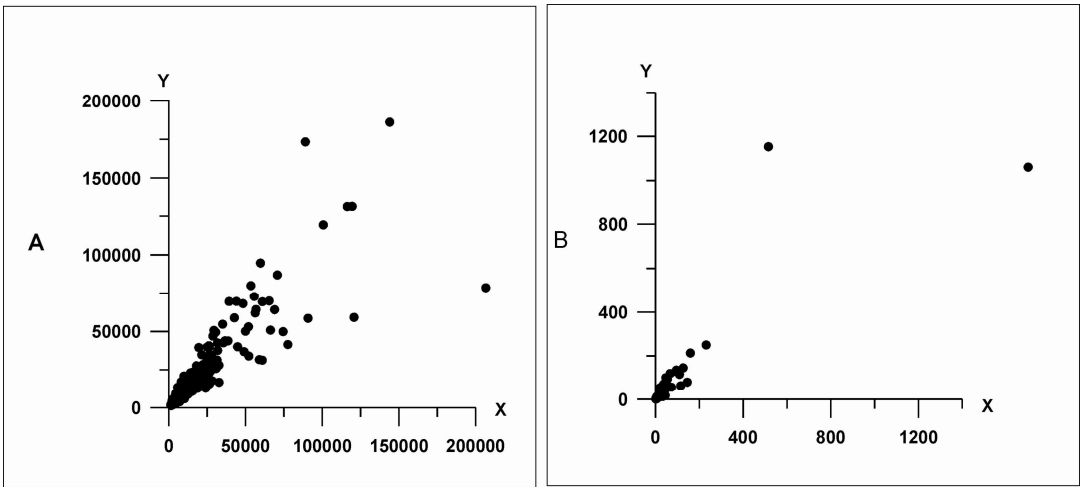


Рис. 5. Корреляция энергии микроземлетрясений по *X* и *Y* на низких 3-10 Гц (A) и высоких 80-120 Гц (B) частотах

УДК 550.343.6, 551.242.4

ОБНАРУЖЕНИЕ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ «ЖИВУЩИХ» РАЗЛОМОВ

В.К. Паламарчук, Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, Е.В. Бурдакова, В.М. Тимичева

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Введение

Упругая энергия в «живущих» разломах выделяется из некоторого предварительно напряженного объема пород – очага. Частота проявления очагов многих опасных геологических процессов в «живущих» разломах выше, чем в просто разломах и тем более во вмещающих породах. Последнее связано с тем, что неактивные разломы способны все же накапливать энергию упругой отдачи больше чем вмещающие породы благодаря большей неоднородности тела разлома (к примеру, за счет энергии приливных явлений), но меньше чем активный разлом, на который воздействуют дополнительные природные (тектонические и др.) и техногенные процессы, и в котором возможно образование зацепок между подвижными бортами различных по размерам трещин.

«Живущий» разлом – это такой разлом, в котором наблюдается затишье в геодинамической активности, т.е. может быть нарушена обычная (нормальная, фоновая) реакция разлома (среды) на приливные и другие воздействия, что свидетельствует о способности накапливать энергию упругой отдачи. Затишье может наблюдаться в микроземлетрясениях независимо от периода приливных воздействий. В обоих случаях анализ следует проводить путем сравнения характера акустической эмиссии в зоне разлома и за ее пределами.

Постановка задачи

Обнаружение «живущих» разломов – это поисковая задача, а для поисковой задачи требуется задание модели объекта поисков. Особенно важно знание моделей при поисках активных прямо сейчас объектов.

Очаги

Выделение упругой энергии во время землетрясения происходит из предварительно напряженного объема пород – очага землетрясения. Очаг – это замкнутое пространство напряженных пород, ограниченное некоторой «непроницаемой» для выхода упругой энергии оболочкой, связь которого с окружающей средой «осуществляется» по определенным кана-

лам (разрывам, волноводам, пережимам и др. неоднородностям), а также с помощью выходящих из очага-волновода квазискользящих волн (волны Калои), которые позволяют на поверхности Земли судить о состоянии очага.

Очевидно, что для некоторых задач очагами можно считать макро- и микро- напряженные объемы пород, которые приводят к образованию трещин и/или магистральных трещин, т.е. к образованию соответствующих микроземлетрясений. Они не имеют объема для накопления большой энергии упругой отдачи, кроме энергии в массиве пород, которая перераспределяется во время приливных процессов, и которая создает эти микроочаги в местах неоднородностей пород и соответственно неоднородности напряженного состояния и то только в случае совпадения внутреннего и внешнего векторов напряженности. Микроземлетрясения, в свою очередь, могут являться спусковым механизмом для образования других, возможно даже более интенсивных микроземлетрясений. Так может происходить передача предвестников на далекие расстояния от очага, несмотря на рассеяние энергии предвестников.

Модель упругой отдачи

Одной из первых моделей очага землетрясения на этапах подготовки землетрясения была модель упругой отдачи Рейда, согласно которой в очаге происходит изгиб горного массива с последующим разрывом в точке максимального прогиба.

На рис. 1 дана упрощенная модель упругой отдачи. В этой модели силы F_1 и F_2 в течение длительного времени постоянно или с перерывами деформируют определенный участок (объем) пород, накапливая в породах упругую энергию. Если напряжение в наиболее ослабленных (разрушенных, трещиноватых) породах превысит прочность пород, то произойдет разрыв вдоль ослабленной линии и высвободится в виде сейсмических волн накопленная энергия. Произойдет землетрясение.

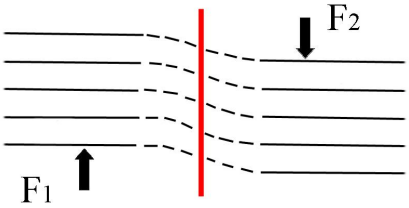


Рис. 1. Упрощенная модель упругой отдачи

Также модели могут возникать любого размера: от микронакоплений, которые образуют микроземлетрясения, до сильных землетрясений, очаги которых накопили энергию упругой отдачи в больших объемах пород, например, в зонах крупных «живущих» разломов при наличие крупных зацепок между бортами разрыва или сохранении в разломе ненарушенных пластов пород, которые либо залечили разрыв, или продолжают изгибаться и пока еще не достигли предела прочности.

В связи с большой неоднородностью пород и многообразием прилагаемых сил ориентировка разрывов в зонах таких очагов может иметь различное направление. Особенно это характерно для микроочагов. Однако, образование очага в разломе проходит несколько стадий [1].

Очаг землетрясения в разломе

В большинстве случаев очаг землетрясения в разломе возникает в связи с накоплением энергии упругой отдачи в изгибе оставшегося неразрушенным в разломе пласта (рис. 2), и/или благодаря межблоковой зацепке пород. Разрушение пород в зоне максимального изгиба пласта или массива, в котором может накапливаться огромная энергия, запускает механизм упругой отдачи, т.е. происходит излучение упругих волн с проскальзывающих друг относительно друга плоскостей разрыва.

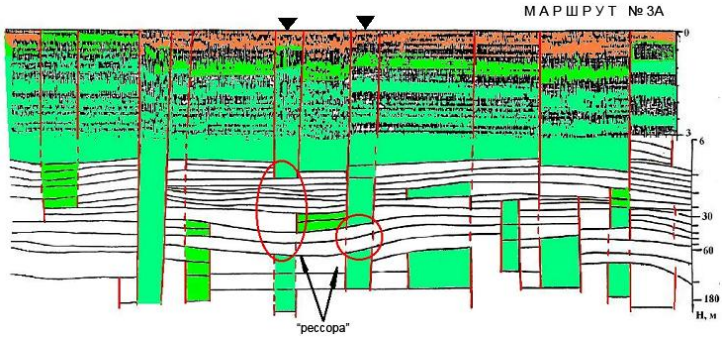


Рис. 2. Реальные модели очагов накопления энергии упругой отдачи

В результате накопления в разломе энергии упругой отдачи и благодаря трещинообразованию в зоне на-

пряжений формируется ослабленная волноводная зона. При накоплении энергии упругой отдачи ослабленная зона растет в объеме и со временем превращается в резонатор, в котором наблюдаются основные элементы модели очага землетрясения в виде волновода – «ловушки», предложенной И.С. Грамбергом и В.К. Паламарчуком. Этот волновод окружен оболочкой, образованной более плотными и соответственно более скоростными породами, непроницаемой для выхода из волновода большинства волн [2].

Оболочка очага образует резонатор, который, помимо энергии упругой отдачи, начинает накапливать энергию попавших в волновод волн. Имеется ли волновод – «ловушка» (вернее образовался он или нет), по-видимому, можно выяснить по некоторым признакам, которые наблюдаются на разломе. Например, гул, который может появиться, если образовались резонаторы. Размеры резонаторов могут быть оценены по преобладающей частоте гула. Число резонаторов зависит от структуры разлома и может быть выяснено с помощью акустической съемки. Минимальным резонатором является трещина. Энергия в этот резонатор приходит с присоединённой новой трещины, которая вместе со старой трещиной образуют резонатор большего размера. Резонатор образуют также две ближайшие трещины, которые соединяются между собой в результате разрыва перемычки между двумя трещинами (рис. 3). Гул обычно является краткосрочным предвестником, – от секунд до часов, однако он может предупреждать о подготовке очага за несколько суток и даже месяцев.

«Живущий» разлом

При исследовании разломов будем исходить из того что: в «живущем» разломе (вдоль «живущего» разлома) всегда существуют «зародыши» будущих трещин, которые образовались в результате постоянно действующих природной и/или техногенной нагрузки и могут образовать систему упорядоченных трещин в результате слабых внешних воздействий.

Упорядоченная система трещин образуется в результате накопления энергии упругой отдачи и сохраняет соответствующую структуру очагов накопления энергии упругой отдачи.

В «живущем» разломе больше чем во вмещающих породах микрочагов накопления энергии упругой отдачи и они (очаги) ориентированы в определенном (неслучайном по сравнению с очагами во вмещающих разлом породах) направлении, которое вырабатывалось в течение длительного времени за счет определенных взаимных подвижек бортов разлома. Поэтому такая аномальная ориентация микроочагов может быть обнаружена по микроземлетрясениям, которые зарегистрированы не менее чем тремя векторными акустическими приборами.

Кроме того, описание «живущего» разлома может быть дополнено следующими определениями:

«Живущий» разлом – это такой разлом, который реагирует на приливные явления.

«Живущий» разлом – это такой разлом, который воздействует на соседние разломы и структуры.

«Живущий» разлом – это такой разлом, в котором происходит аномаль-

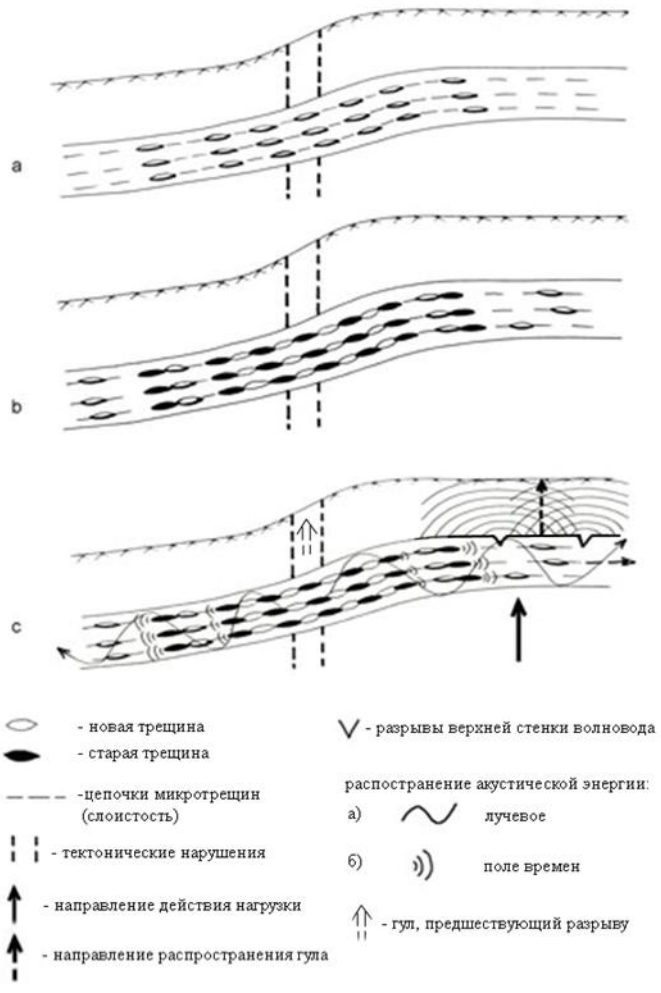


Рис. 3. Схема образования гула

ное число микроземлетрясений.

«Живущий» разлом – это такой разлом, в котором накапливается энергия упругой отдачи.

Псковско-Палдисская «живущая» зона разлома

Северо-западный регион России традиционно относился или к асеймичным территориям или к структурам очень слабосейсмичным. Однако 25 октября 1976 года в западной части Финского залива около о-ва Осмуссаар произошло землетрясение, которое ощущалось от о-ва Саарсмаа до города Липпенранта и от г. Темпере до реки Пярну.

По данным комплексных геофизических исследований фундамент на территории Эстонии разбит глубокими разломами на многочисленные блоки различной величины. Анализ простирания всех разрывных нарушений кристаллического фундамента, выделенных по геофизическим данным, показал, что имеется две системы взаимоперпендикулярных нарушений: широтное и меридиональное, а также диагональная система с нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания.

Результаты инструментальных сейсмологических исследований в эпицентральной зоне Осмуссаарского землетрясения свидетельствует о том, что афтершоки и сам основной толчок произошли внутри гранитно-метаморфического слоя в непосредственной близости к сейсмическому горизонту А, к уровню которого (на 10-15 км) приурочено изменение упругих и магнитных свойств, а также плотности горных пород.

Псковско-Палдисская зона разлома выделена по геофизическим данным (Н.М. Руховец, 1966, Схема тектонического строения Прибалтики по данным геофизических исследований) и прослежена от Псковского озера на северо-запад до о-ва Осмассаар. На юго-восточном окончании этой зоны в 2002-2003 гг. лаборатория МГМ ФГУП ВНИИокеангеология выполняла магнитные, элетромагнитные и акустические исследования, в результате которых разлом был признан «живущим». Его активизация приводит к подвижкам вдоль зон тектонических нарушений на северо-востоке в Сосновоборском регионе.

С 21 по 30 ноября 2010 года на юго-восточном окончании Псковско-Палдисской зоны разлома выполнялся комплексный геофизический мониторинг и соответствующая съемка: магнитная, электромагнитная, гравиметрическая и акустическая. На рис. 4 представлены результаты акустического мониторинга по *Z*-составляющей. 22 ноября 2010 года в 14:55 и в 21:59 по московскому времени в Риге ощущались подземные толчки. С большой вероятностью можно предположить, что это сейсмическое событие могло быть связано с тектоническими причинами, т.к. Рига находится в непосредственной близости от Олайне-Инчукалнского разлома, который, по-видимому, в последнее время активизировался. По мнению авторов сейсмическое событие в Риге произошло благодаря активизации Псковско-Палдисской зоны разлома. Время этих событий отмечено на рис. 4 стрелками. На рис. 4 выделяются микроземлетрясения в зоне разлома по низким и высоким частотам. Перед обоими событиями зарегистрированы микроземлетрясения на всех интервалах частот. Это близкие к акустической станции микроземлетрясения. Кроме того, на графиках видны в отдельных временных интервалах удаленные события, которые происходили как одновременно с близкорасположенными, так и в другие периоды времени. Это указывает на то, что разломная зона активизируется закономерно по всей длине и/или отдельным участкам.

Если рассматривать предшествующие события в Риге, микроземлетрясения в качестве предвестников, то это убеждает нас в том, что активизация Псковско-Палдисской зоны разлома влияет на нарушения северо-западного простирания в Балтии и Сосновоборском регионе. Это должно учитываться при прогнозировании опасных геодинамических процессов в соответствующих районах.

На рис. 5 представлены расчеты энергии акустической эмиссии на низких и высоких частотах с 21 по 24 ноября 2010 года.

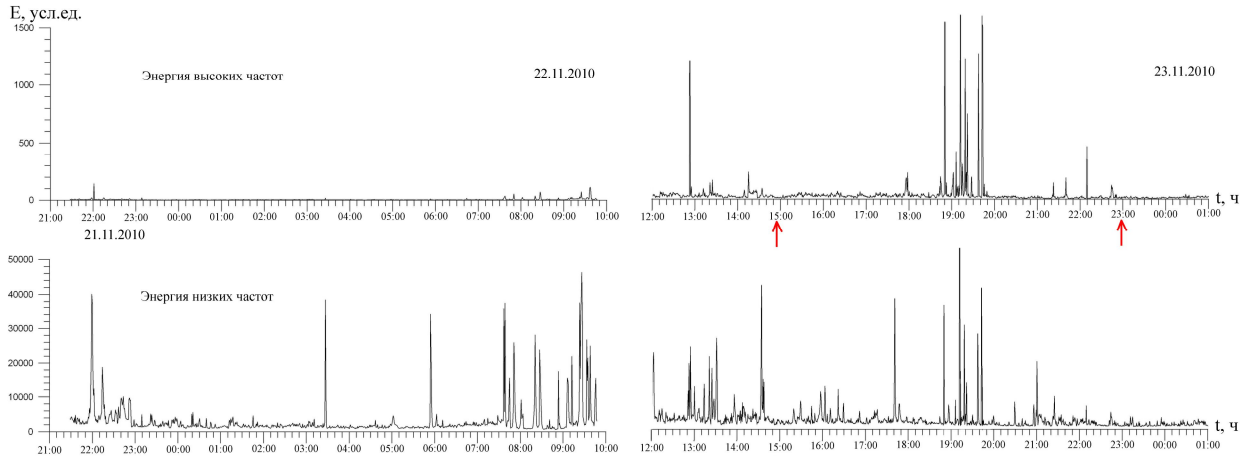


Рис. 4. Результаты акустического мониторинга по *Z*-составляющей

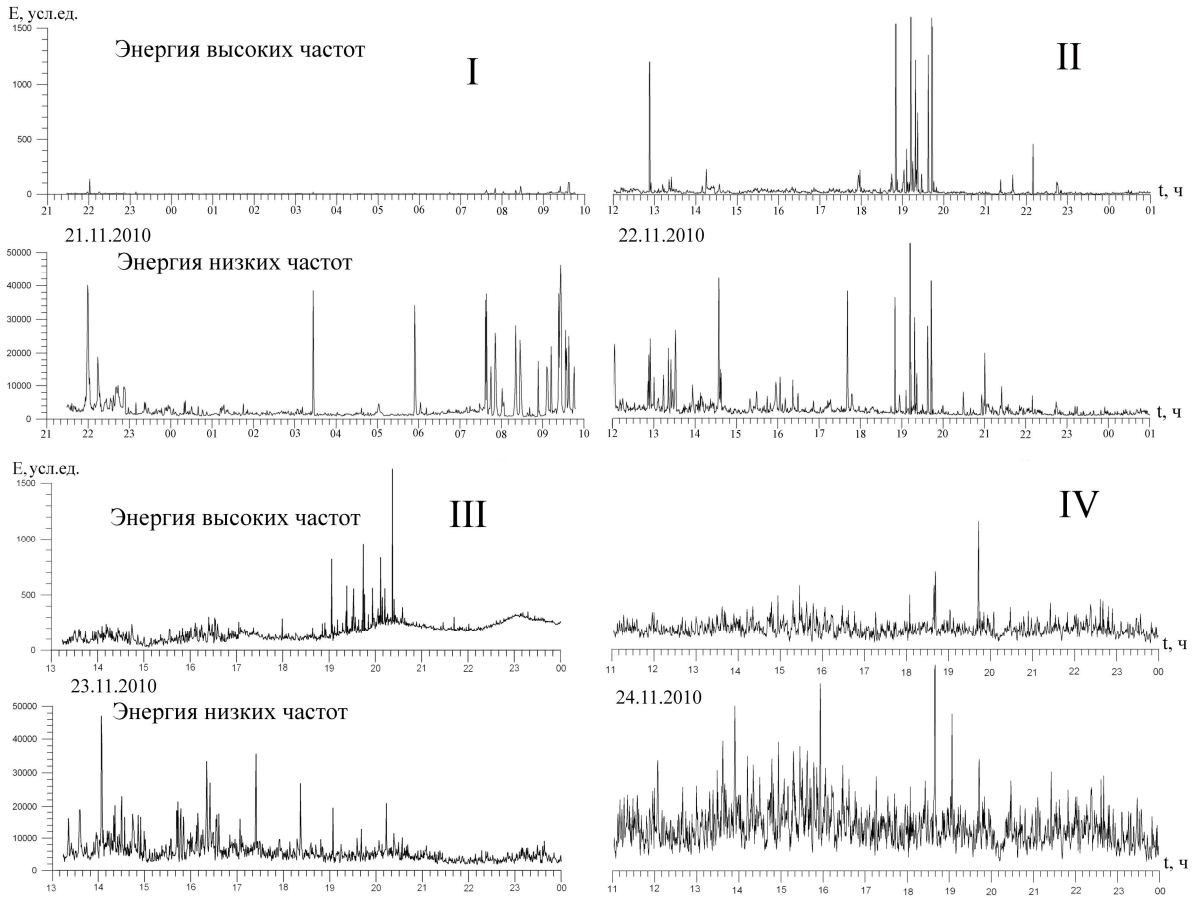


Рис. 5. Мониторинг акустической эмиссии по энергии упругих колебаний на низких и высоких частотах (Псковско-Палдисская зона разлома, 2010 г.)

Как следует из рисунка, во время указанного мониторинга в разломе происходили различные события: I – микроземлетрясения удаленные от установленной акустической станции, особо интенсивные в ночное время; II – микроземлетрясения близкие к акустической станции; III – возрастание частых малоамплитудных микроземлетрясений; IV – интенсивные процессы трещинообразования с отдельными слабыми микроземлетрясениями. Это характеристика небольшого участка разлома в течение всего четырех дней.

В принятой модели разлома имеется не только множество очагов микроземлетрясений, но и соответствующее множество плоскостей скольжения бортов разрыва. В моменты остановки скольжения, когда происходит накопление энергии упругой отдачи, интенсивность микроземлетрясений возрастает. В моменты движения и при насыщении разрыва во-

дой происходит образование множества слабых ультрамикроземлетрясений. Как это, к примеру, наблюдается 24 ноября в зоне Псковско-Палдисского разлома (см. рис. 5, интервал IV).

Более продолжительный мониторинг, в т.ч. комплексный, на различных участках разлома должен привести к новым открытиям, раскрывающим процесс активизации разлома и его влияние на окружающую среду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Паламарчук В.К., Глинская Н.В. Очаг землетрясения в разломе // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. – Т. 1. – Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2007. – С. 264.
2. Грамберг И.С., Паламарчук В.К. Построение системы ближнего прогноза землетрясений // Глубинное строение и геодинамика фенноскандинавии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы восьмой международной конференции. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. – С. 79.

УДК 550.34.06

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МИКРОСОБЫТИЯ В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ

Н.М. Панас

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

В данной работе рассмотрены локальные сейсмические события, зафиксированные сейсмической станцией Валаам (VAL) в период с 2008 по 2011 годы, произошедшие в пределах акватории Ладожского озера на некотором удалении от юго-восточного берега острова Валаам. Сравнительный анализ записей на сейсмограммах и их анализ дал возможность установить, что они возникают: 1) зимой, вследствие подвижек льда на озере; 2) летом в результате прохождения мощных атмосферных циклонов над открытым водным пространством; 3) вследствие тектонических подвижек.

В ходе исследований было обработано около 300 сейсмических событий. Для анализа выбраны события, произошедшие в следующие интервалы времени: февраль 2007 г., 6 месяцев 2010 г. (весна-лето), 2 месяца 2011 г. (январь, февраль).

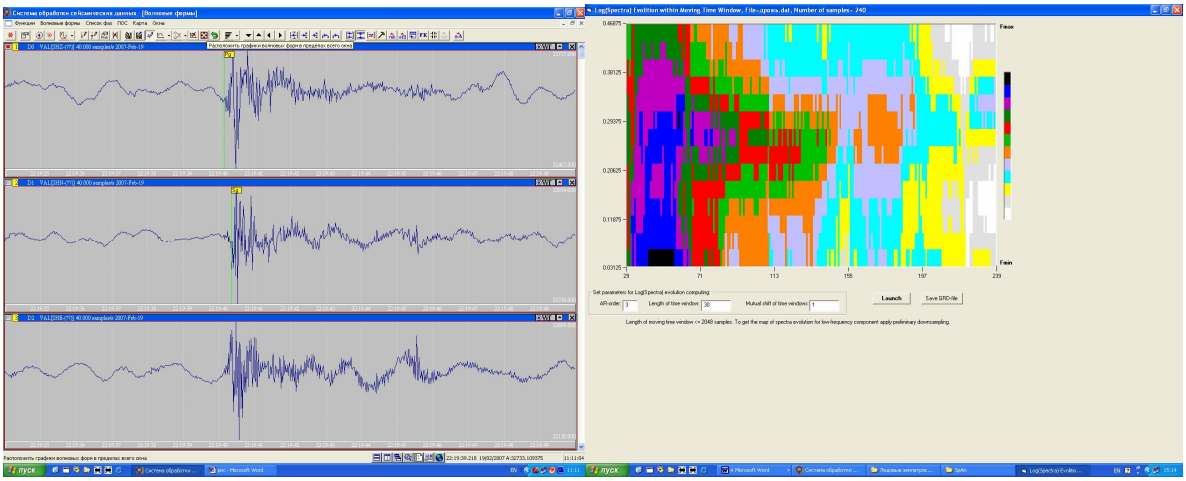
Санкт-Петербургская сеть станций состоит из трех сейсмических станций Пулково (PUL), Валаам (VAL), Выборг (VYB). Однако описанные ниже события очень слабы энергетически, поэтому регистрируются только станцией Валаам (VAL), но в массовом порядке. Локализация событий проводилась по стандартной методике с использованием регионального годографа, составленного на основе скоростного разреза земной коры из работы Литвиненко И.В.

Все события были разделены на три выборки. Первая из них образована событиями, вероятно, связанными с подвижками льда на озере в зимне-весенний период. Вторая включает события тектонической природы. Третья выборка состоит из событий, связанных с прохождением мощных атмосферных циклонов.

Все исследуемые события относятся к источникам, примерно, из одного и того же района к юго-западу от станции, что подтверждается близостью для них разницы времен прихода P- и S-волн. Среднее значение S-P, примерно, 0,3 с.

Эпицентры ледовых событий находятся, примерно, на расстоянии около 0,7-3,9 км. Их магнитуда M_L изменяется от –1,0 до –2,6. Наиболее высокие амплитуды находятся в полосе частот от 0,06 до 0,31 в фазе Lg (в конце записи сигнала). В среднем, длительность события составляет около 1 с, однако, часто регистрируются события с более протяженной

хаотичной записью (рис. 1) и длительностью от 1,5 до 6 с. Наиболее высокие амплитуды сосредоточены в начале записи в полосе часто от 0,03 до 0,43. Скорее всего, подобные события относятся к так называемой «ледниковой дрожи» («льдотрясению»), либо к дрожанию почвы [1].



а *б*

Рис. 1. *а – запись ледовой дрожи 19.02.2007 г. 22:19; б – сонограмма дрожи*

Дрожания почвы, т.н. криосейсмы, известны около 100 лет. Они вызваны растрескиванием смерзшегося грунта при таянии льда. В свою очередь «льдотрясение» связано с образованием трещин во льду. Предположение, что исследуемые события являются землетрясениями, по своей природе связанными со льдом и процессами, происходящими внутри льда, возникло вследствие концентрации большинства эпицентров в припайной зоне. Совершенно очевидно, что весной в связи с установлением положительной температуры воздуха прочность льда значительно уменьшается, структура льда становится рыхлой, из-за чего во льду образуются промоины и снежницы. Ледовый покров начинает интенсивно разрушаться. В исследуемый период времени как раз вероятны взлом, отрыв или разрушение припая на акватории Ладожского озера. Очень часто непрочная структура льда, пропитанная водой, бывает и зимой. Поэтому отрыв льда возможен и в зимнее время, например, вдоль припайной кромки [2]. Образования щелей во льду и становых трещин (термических швов) сопровождается мощным раскатистым гулом, сравнимым по силе звука с артиллерийской канонадой или с раскатами грома [http://sbaikal.ru/rus/baikal/winter.html]. При понижении температуры возникают сжимающие усилия во льду, которые и рвут лед на отдельные поля.

Ледовые землетрясения – это новый класс сейсмических событий, сигналы от которых были впервые обнаружены на длиннопериодных сейсмограммах, записанных Глобальной Сейсмографической Сетью [3]. Детально эти события исследовались в Гренландии, Антарктике и на Аляске. По своей силе эти толчки сопоставимы с землетрясением магнитудой 5-7. Число таких землетрясений значительно выросло в последние годы. Некоторые ученые связывают ледовые толчки с появлением айсбергов, когда огромные куски льда откалываются от края ледника, порождая сейсмические волны.

Ледовые толчки могут не ощущаться также как землетрясения в связи с тем, что движение происходит значительно медленнее, чем при обычном землетрясении.

Выборка 2 включает события тектонического происхождения. Это так называемые наноземлетрясения с магнитудой от –1 до –3 [4]. Несмотря на столь малое значение магнитуды, землетрясения записаны инструментально и ощущались макросейсмически. Величина эпицентральных расстояний равна 2-3 км. Наиболее высокие амплитуды сосредоточены ближе к концу записи и попадают в интервал частот от 0,44 до 0,06.

Выборку 3 образуют события, случившиеся в результате прохождения сильных атмосферных циклонов. Возникновение этих массовых микросейсмических импульсов, предположительно, связано с воздействием водяной волны на скальный береговой массив [5].

Таким образом, эпицентры всех событий находятся на расстоянии от 0,9 до 2,3 км. Магнитуды равны –1,4; –2,6. Формы записи всех трех классов близки между собой. Единственное различие – это некоторые особенности спектрального состава, ледовые события в целом более высокочастотные и протяженные при тех же значениях магнитуд.

Следует отметить, что все наблюдаемые явления происходят в любое время суток. Для техногенной деятельности характерна совершенно иная картина: в абсолютном большинстве случаев наибольшее количество взрывов регистрируется в рабочее дневное время суток.

Известно также, что для событий естественного происхождения характерно отношение амплитуд поперечных и продольных волн больше или равное 3. Проведенный анализ подтверждает, что в большинстве случаев наблюдаемые события имеют, скорее всего, естественное происхождение. Амплитудный спектр S-волны значительно выше P-волны (табл. 1).

Таблица 1

Значения амплитуд продольных и поперечных волн, и их отношения

№	Дата и время события	A_P, мкм	A_S, мкм	A_S/A_P
1	18.04.2010 г. 13:03:39	0,0020	0,011	5,5
2	23.01.2011 г. 16:10:45	0,0003	0,004	13,3
3	23.01.2011 г. 06:55:46	0,0020	0,002	1,0
4	01.05.2010 г. 14:38:31	0,0010	0,006	6,0
5	25.04.2010 г. 15:33:34	0,0004	0,001	2,5
6	19.04.2010 г. 04:55:44	0,0005	0,003	6,0
7	18.04.2010 г. 23:07:16	0,0009	0,004	4,4
8	13.03.2010 г. 03:33:13	0,0013	0,004	3,1
9	12.03.2010 г. 23:00:03	0,0016	0,007	4,3
10	01.08.2010 г. 03:06:16	0,0010	0,005	5,0
11	31.07.2010 г. 15:15:54	0,0020	0,009	4,5
12	31.07.2010 г. 15:15:53	0,0010	0,005	5,0
13	31.07.2010 г. 18:56:06	0,0005	0,003	6,0
14	29.07.2010 г. 21:07:30	0,0010	0,005	5,0
15	29.07.2010 г. 20:59:16	0,0010	0,003	3,0

ЛИТЕРАТУРА

1. Trine Dahl-Jensen, Tine B. Larsen, Peter H. Voss & the GLISN group. Greenland ice sheet monitoring network (GLISN) a seismological approach // Geological survey of Denmark & Greenland Bulletin 20 // GEUS. – 2010. – P. 55-58.
2. [Электронный ресурс] / http://fishkolpino.2x2forum.ru/t434-topic
3. Nettles, M. & Ekstrom, G. Glacial earthquakes in Greenland and Antarctica // Annual rev. earth planet Science. – Vol. 38. – 2010. – P. 467-489.
4. Ассиновская Б.А.,. Карпинский В.В., Недошивин С.А. Необычное землетрясение 31 июля 2010 года в Ладожском озере // ГЕОРИСК. – 2011. В печати.
5. Ассиновская Б.А., Овсов М.К., Карпинский В.В., Мехрюшев Д.Ю. Сейсмические события на Ладоге // ГЕОРИСК. – № 3. – 2009. – С. 6-12.

УДК 556.3.06

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АСЕЙСМИЧНЫХ РЕГИОНАХ УКРАИНЫ (НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОПЕТРОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

П.И. Пигулевский

Днепропетровская геофизическая экспедиция «Днепрогеофизика», г. Днепропетровск, Украина

Введение. Большая часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по сейсмическому районированию относится к территориям асейсмичным или слабосейсмичным. Известно, что за последние 200 лет в пределах ВЕП произошло более 150 землетрясений: от относительно сильных, – параметры которых определены по макросейсмическим данным, до сравнительно слабых, – зарегистрированных в последние десятилетия сейсмическими станциями России, Украины и Молдовы. Очаги большинства землетрясений ВЕП находятся в верхней части земной коры, а магнитуда в основном соответствует значениям 3-4.

Отдельные структуры ВЕП могут относиться к регионами повышенной сейсмической опасности. В пределах восточной Украины к таким районам возможно отнести: Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ), юго-восточная часть Украинского щита (УЩ) и зоны их сочленения. Однако в настоящее время эти регионы характеризуются слабой сейсмической изученностью, которая обусловлена не отсутствием сейсмичности, а тем, что землетрясения с $M \geq 3,5$ происходят на платформах редко, а на изучение более слабых землетрясений не рассчитана существующая здесь сеть сейсмических станций. В целом же для платформенной части Украины и прилегающих областей характерно крайне неравномерное распределение эпицентров землетрясений, причем наиболее интенсивное сейсмическое воздействие оказывают землетрясения из примыкающих сейсмоактивных регионов: Карпатского, Румынского, Крымско-Черноморского.

К потенциально тектонически активным зонам в пределах восточной части УЩ можно отнести области сочленения УЩ с ДДВ и Причерноморской впадиной, а также Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский, Мало-Янисольский глубинные разломы (рис. 1).

Организация гидрогеодинамических наблюдений. С началом XXI столетия при активном развитии базы микропроцессорной электроники начался новый этап гидрогеологических исследований в целях прогноза землетрясений. Они основываются на высокоточной и непрерывной во времени регистрации изменений параметров режима подземных вод в скважинах под влиянием процессов формирования и прохождения землетрясений (гидрогеосейсмические вариации).

Изучение режима подземных вод с целью выявления закономерностей и особенностей проявления эффектов (аномалий) сейсмичности в асейсмичных регионах Украины системно не проводилось. И только с октября 2007 года Днепропетровская геофизическая экспедиция (ДГЭ) «Днепрогеофизика» начала работы по этой проблеме на территории своей области [1]. Был организован мониторинг гидрогеодинамических параметров подземных вод в 2 пунктах (рис. 1). Они были оборудованы специальными автономными регистрирующими «интеллектуальными» датчиками (ИД), которые установлены в скважине № 14431 глубиной 815 метров со статическим уровнем воды 106 метров от дневной поверхности (г. Кривой Рог) и в контрольно-градуировочной скважине на производственной базе инженерно-геофизического центра ДГЭ глубиной 85 метров со статическим уровнем воды 17 м (г. Днепропетровск). Частота регистрации наблюдений составляет 5 минут. Чувствительность ИД при регистрации уровня воды составляет 0,1 см, атмосферного давления – 1 мм. рт. ст., температуры 0,01° С.

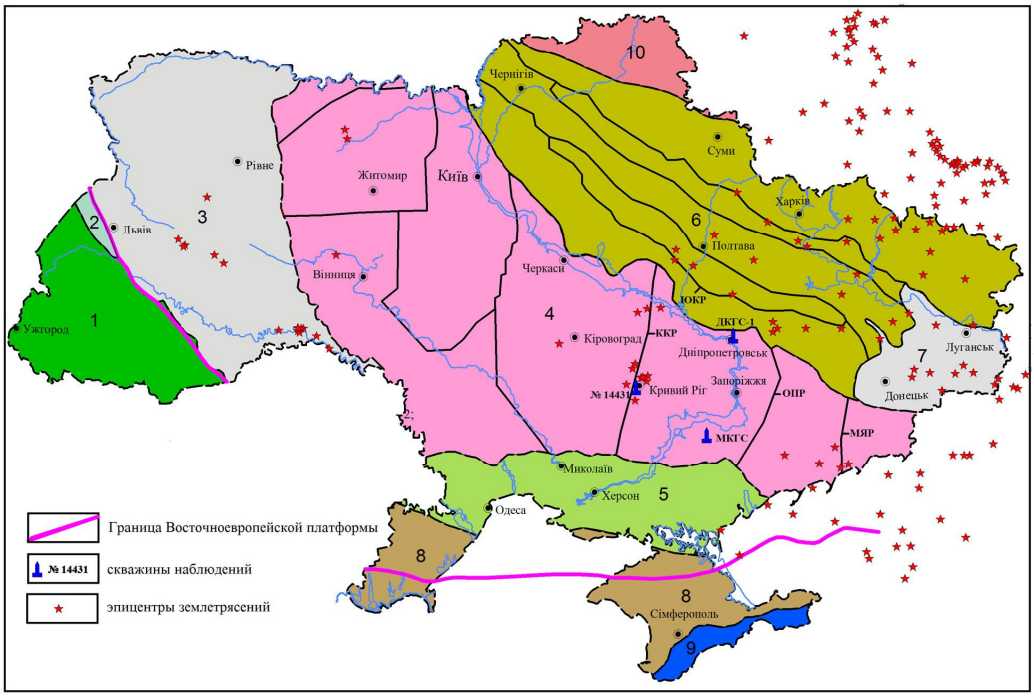


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украины (Круглов С.С. и др., 2004) с эпицентрами землетрясений (по материалам ИГ НАНУ и ЛСМ ВГУ). *Карпатский меганапнорий – 1; Западноевропейская платформа (Рава-Русская эпиороген-ная зона – 2; Волыно-Подольская плита – 3; Украинский щит – 4; Южноукраинская моноклиналь – 5; Днепровско-Донецкая впадина – 6; Складчатый Донбасс – 7; Скифская эпиорогенная зона – 8; Крымский меганапнорий – 9; Воронежский массив – 10. Глубинные разломы: Южный краевой ДДВ – ЮКР; Криворожско-Кременчугский – ККР; Орехово-Павлоградский – ОПР; Мало-Янисольский – МЯР*

Первичная обработка мониторинговых данных позволила выявить и систематизировать различные типы гидрогеосейсмических вариаций в изменениях многомесячных временных рядов данных наблюдений в скважинах с использованием методов статистического анализа и выполнить типизацию гидрогеосейсмических вариаций в режиме подземных вод Днепропетровской области. Результаты непрерывных исследований показали наличие связи между проявлениями гидрогеологических предвестников с сейсмичностью и современными деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений не только в близких (г. Вранча, Черное море) и местных (Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской шовных зонах и зоне Южного краевого разлома Днепровского грабена) сейсмоактивных зонах (рис. 2), но и значительно удаленных (Китай (Сичуань, май 2008) и Япония (Хонсю, март 2011).

Результаты исследований. По гидрогеодинамическим параметрам и их реакции на деформации сжатия и растяжения в верхних слоях земной коры хорошо фиксируются не только общие (круглогодичные тренды) и региональные изменения колебаний уровня подземных вод (в зависимости от тектонических движений в земной коре, вызванных крупными землетрясениями), но и локальные (местные) особенности неотектонических событий (рис. 2, черный график, уровень воды, в г. Кривой Рог).

Как видно на рис. 2 геодинамические процессы в массиве докембрийских пород по разному проявляются в г. Кривой Рог и г. Днепропетровске. В январе 2011 года был зарегистрирован момент тектонической активизации по уровню воды в скважине № 14431, который начался 7 января в 21 часа 45 минут. В результате чего уровень воды в скважине за 45 минут упал на 7-8 см. Что связано, по всей видимости, с раскрытием сети мелких разломов и повышением трещиноватости в массивах докембрийских пород. При этом подобного явления не отмечается в скважине расположенной в г. Днепропетровске, что говорит об активизации тектонических процессов в районе Криворожско-Кременчугского разлома более чем за 6 суток.

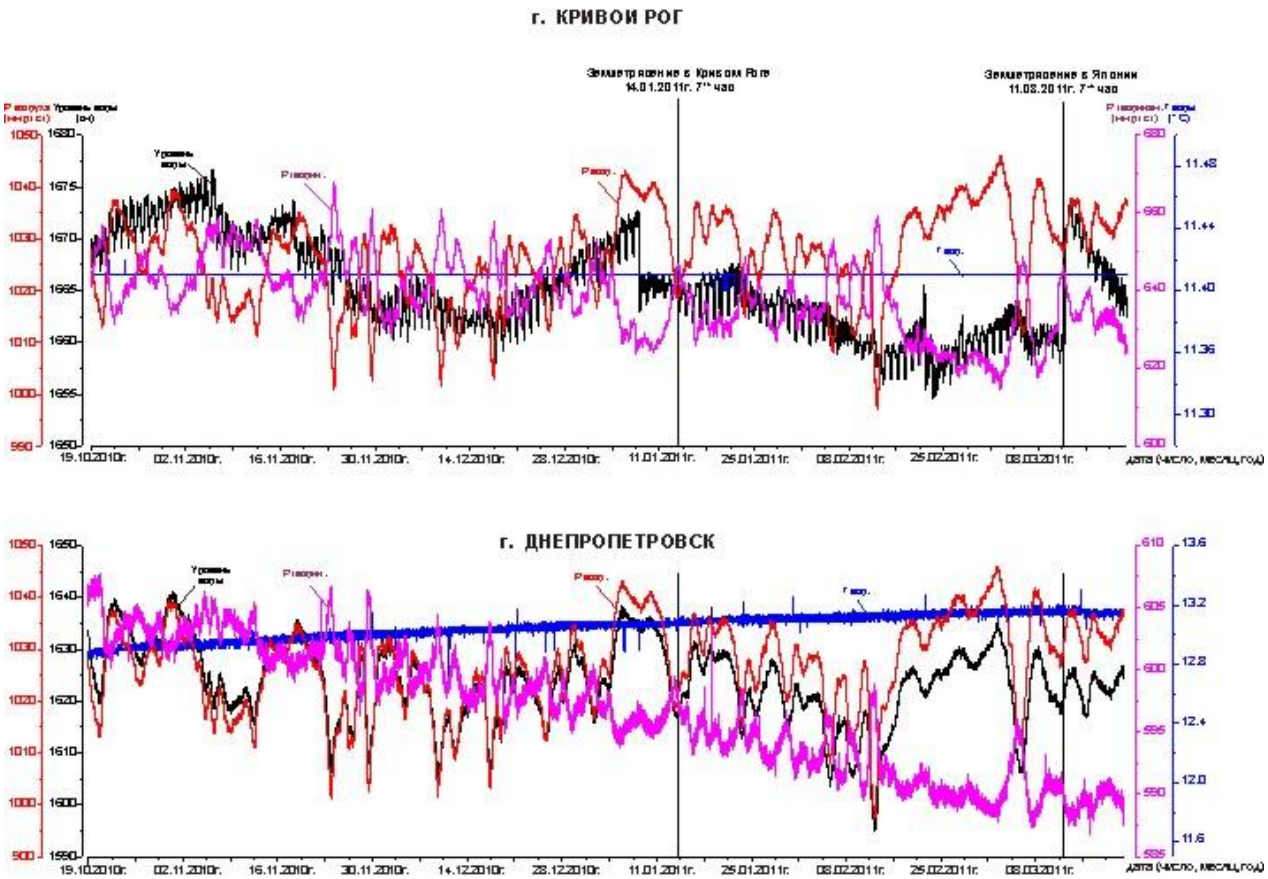


Рис. 2. Результаты наблюдений вариаций гидрогеодеформационного поля в скважинах Днепропетровской области с октября 2010 г. по март 2011 г.

На рис. 2 видно, что геодинамический параметр воды за несколько дней до события в этих двух скважинах начал вести себя индивидуально. Спустя 3 дня он стал снова синхронно работать. При этом на графиках видно, что растет локальная аномалия сжатия в земной коре (сиреневый график на рис. 2), которая после землетрясения 14 января пошла на спад.

Современные тектонические процессы вызывают микро нарушения в монолитности массивов докембрийских пород, активизируют или образуют сеть мелких разломов и зон повышенной трещиноватости. Как следствие, существенно снижается степень сейсмостойкости территории, возникают потенциальные предпосылки вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных блоков. Причиной такого явления может быть чрезмерная техногенная нагрузка на блоки и зоны трещиноватости, обусловленные сооружениями отвалов, шламохранилищ и прудов-накопителей. Следствием землетрясения стал обвал пород, который произошел 18 января 2011 на территории Центрального ГОКа.

Что касается землетрясения в Японии (вблизи о. Хонсю), которое произошло 14 марта 2011 года в 7 час 46 мин (по Киеву), то на рис. 2 видно, что уровень и геодинамическое давление воды накануне и после Криворожского землетрясения вели себя по-разному. На графиках видно, что выделяются определенные промежутки времени и частотных полос, в которых наблюдается синхронное или асинхронное поведение различных параметров режима подземных вод в пространственно разнесенных мониторинговых скважинах. На рис. 2 видно, что экстремумы поднятия и опускания уровня воды в скважинах сдвинуты по времени. После Японского землетрясения в скважине г. Кривого Рога был зарегистрирован фронт волны глобального сжатия, который проявился в увеличении уровня воды на 10 см с 8 час 20 мин до 10 час 15 мин. Анализируя графики на рис. 2, можно отметить, что гидрогеодинамические предвестники, по всей видимости, также проявились в виде увеличения тренда понижения уровня воды в течение 8-9 недель в скважине ДКГС-1 и бухтообразного понижения уровня воды в скважине № 14431 на протяжении 20 недель перед Японским землетрясением с M = 8,9-9,0.

Современная активизация докембрийских разломов. На протяжении 2008-2010 гг. с помощью наблюдений за температурным режимом воды ИД в скважине № 14431 были зафиксированы кратковременные активизации глубинных разломов Криворожско-Кременчугской шовной зоны (ККШЗ) или зоны одноименного глубинного разлома (рис. 3), при отсутствии существенных сейсмических событий в этой зоне.

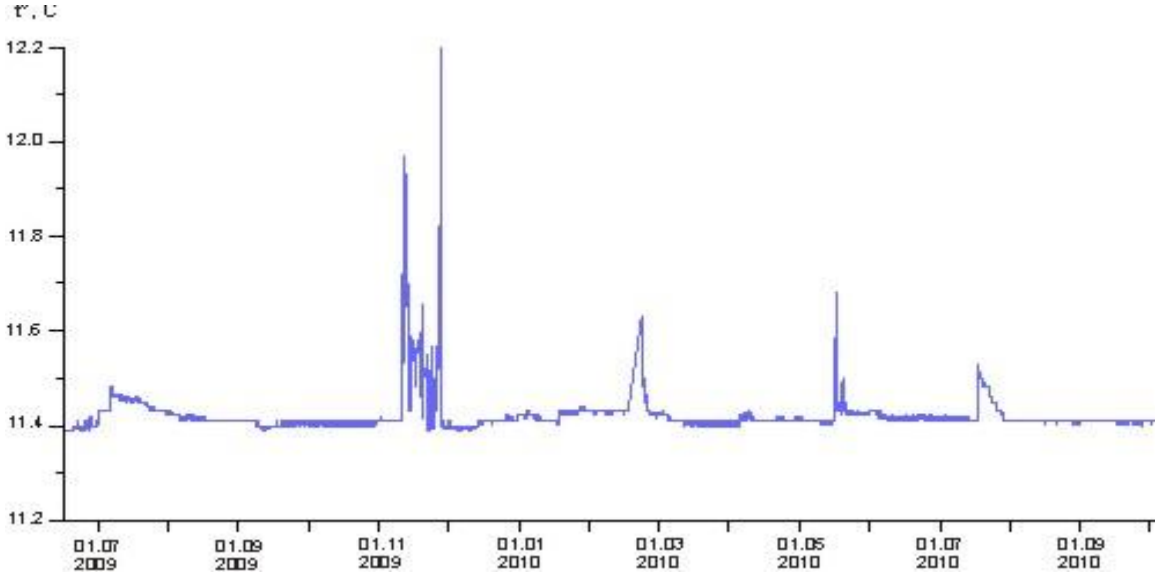


Рис. 3. Пример мониторинговых наблюдений за температурой подземных вод в г. Кривой Рог

В 2008 году напряженно-деформационные процессы в Криворожско-Кременчугском разломе носили только сжимающий характер. В 2009 году были зарегистрированы 2 момента его активизации (раскрытия) по температурному режиму: – первый, начался 8 июня в 3 часа 40 минут и закончился 2 августа в 1 час 25 минут; – второй, начался 11 ноября в 22 часа 00 минут и закончился 29 ноября в 2 час 30 минут. На рис. 3 видно, что первое событие слабоинтенсивное и проявилось в повышении температуры не более чем на 0,06-0,07° С. Второе – более интенсивное. Повышение температуры в отдельные отрезки времени составляло 0,6-0,8° С при абсолютных отметках в 11,95 и 12,2° С. В 2010 году зафиксированы 3 момента его активизации: – первый, начался 23 февраля в 10 час 05 мин и закончился 26 февраля в 20 час 10 мин; – второй, начался 19 мая в 5 час 15 мин и закончился 24 мая в 1 час 50 мин; – третий, начался 20 июля в 12 час 35 мин и закончился 31 июля в 12 час 15 мин. На рис. 3 видно, что импульсное повышение температуры достигало значений, соответственно: 11,62° С, 11,69° С и 11,53° С, что связано с увеличением мантийного потока флюидов в земную кору по раскрытому разлому.

Как следствие, во время «раскрытия» ККШЗ существенно снижается степень сейсмостойкости ее территории, что приводит к нарушениям в докембрийских породах, а, следовательно, активизируются мелкие разломы и зоны трещиноватости.

Геодинамическое состояние региональной поверхности подземных вод. Наблюдения за уровнем подземных вод в двух скважинах, расположенных на расстоянии приблизительно 145 км (по прямой) дали повод для построения псевдорегиональных поверхностей ежесуточного состояния подземных вод на территории Днепропетровской области. Для этого нами был оборудован еще один пункт наблюдений на базе Белозерской геофизической партии ДГЭ в п.г.т. Михайловка (Запорожская область). По результатам исследований в 3-х скважинах строились карты параметров среднесуточной статической отметки уровня подземных вод (рис. 4), градиента его изменения и геодинамического давления. Комментируя рис. 4 надо отметить, что на кануне 23 сентября состоялось два землетрясения: одно в Румынии с М = 3,6; второе в Турции – 3,85. На следующий день 24 сентября южнее Крыма в Черном море в 7 час 19 мин состоялось землетрясение с М более 3 и глубине очага в 25 км.

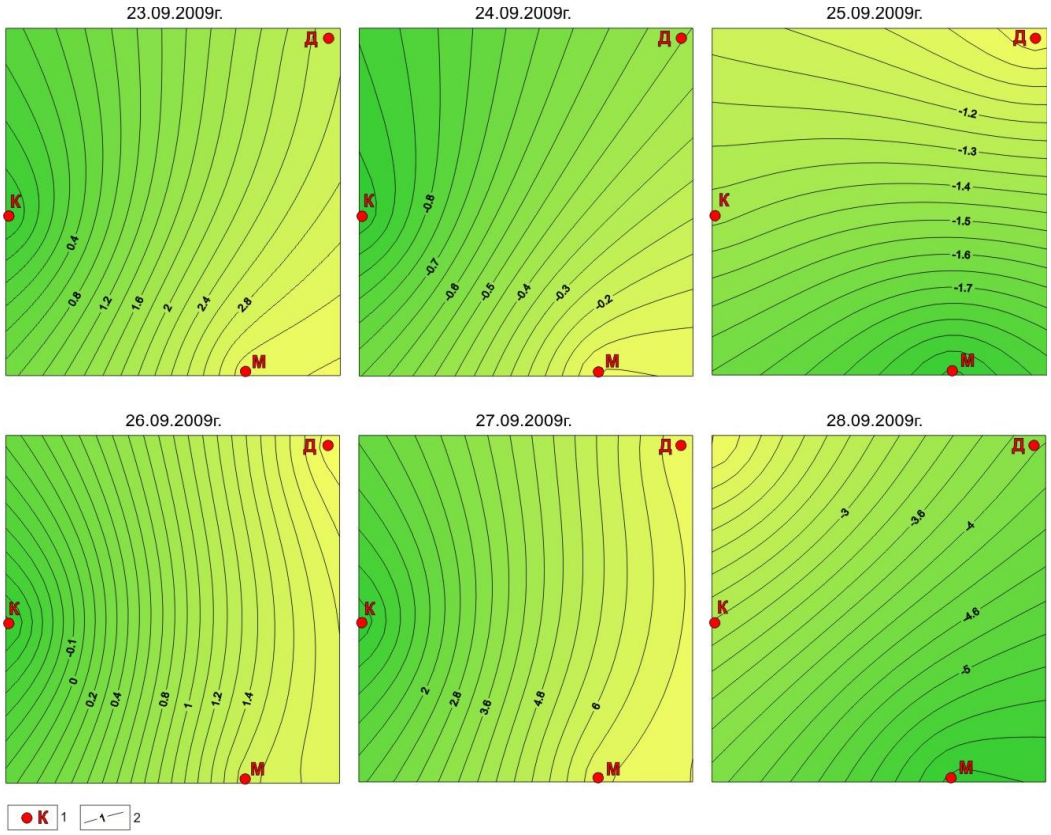


Рис. 4. Карты псевдорегиональных поверхностей ежесуточного состояния уровня подземных вод с 23 по 28 сентября 2009 г. *1 – пункты наблюдений: К – Кривой Рог, Д – Днепропетровск, М – Михайловка; 2 – изолинии изменения псевдоповерхности воды (мм)*

На рис. 4 видно, что изменилось направление простирания изолиний, а, следовательно, изменились поля тектонических напряжений. К недостатку эксперимента необходимо отнести то, что исследования выполнялись в скважинах с разными гидрогеологическими условиями, характеризующиеся составом, возрастом, фильтрационными свойствами водовмещающих пород, особенностями строения водоносных систем и глубин скважин.

Выводы. Проведенные исследования подтверждают ранее полученные результаты для сейсмоактивных областей, что учет современного геодинамического фактора, полученного на базе гидрогеодеформационных наблюдений, должен быть включен как обязательный определяемый параметр, не только на стадии изысканий, проектирования и эксплуатации инженерных сооружений, но и для познания современных геодинамических процессов происходящих в литосфере. Данные мониторинга необходимо объединить в единый геоинформационный массив (ГИС-базы) для Украины и прилегающих территорий России.

Результаты сейсмической обработки землетрясений, которые за последнее десятилетие произошли в пределах Днепропетровской области и ее окрестностях, показывают, что платформенная часть территории Украины стала более сейсмоактивной. В первую очередь они участились в местах сосредоточения активной добычи и переработки полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пигулевский П.И., Свистун В.К., Чуприна И.С. Некоторые результаты автоматизированного мониторинга режима подземных вод и формирование гидрогеодеформационной базы данных // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI международная конференция, Воронеж, 20-24 сентября 2010 г. – Т. II. – Воронеж: Научная книга, 2010. – С. 134-137.

УДК 551.24

О ВОЗРАСТЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ШАРГИЙСКОЙ ВПАДИНЫ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

С.Г. Платонова

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

Развитие рельефа горных территорий является результатом проявления сложного и многообразного процесса. Значительная роль в его формировании наряду с собственно тетоническими движениями принадлежит сейсмотектоническим подвижкам, наиболее контрастно проявляющимся в специфических формах на склонах и днищах внутригорных впадин. Среди задач исследования современного рельефа горных территорий важное место занимает изучение взаимодействия и морфологических особенностей собственно тектонических и сейсмогенных форм рельефа, а также исследование общей структуры морфогенеза тектонических активных зон.

Горное сооружение Монгольского Алтая, ориентированное на северо-западно – юго-восток, рассечено ветвящейся сетью разломов, простирающихся на северо – северо-запад и северо-запад. Проявления активной тектоники отмечены на практически всём протяжении Монгольского Алтая. Особенности климата затрудняют получение данных о возрасте сейсмогенных подвижек. Хотя косвенные относительные датировки получены нами при исследовании различных зон Монгольского и Гобийского Алтая. Так, показателем очень молодого возраста подвижек является появление крупноглыбовых коллювиальных масс у подножий тектонических склонов линейных депрессий (не только рек, но и безводных долин) в пределах северо-восточных отрогов Монгольского Алтая является косвенным на участках структурных узлов пересечения северо-западных с северо-звосточными и субширотными разломами [2].

Объектом нашего исследования была Шаргийнская (Шаргийн-Гобийская) впадина, расположенная на юго-восточном фланге Монгольского Алтая, на участке его сочленения с Гобийским Алтаем. Здесь П. Молнаром с соавторами [1] выявлено левостороннее разломообразование. На космоснимках хорошо виден Шаргынский разлом, ограничивающий южный фланг хр. Дарвийн-Нуру и образующий дугу по северному краю Шаргын-Гобийской впадины (рис. 1). Уступ отчетливо виден вдоль восточной части разлома на расстоянии 55 км. На отрезке протяженностью около 30 км восточнее Таджаган-Булака фас уступа обращен к северу. В отдельных местах высота уступа достигает 2-2,5 м, но на большей части этого отрезка она составляет только 1-1,5 м. Восточнее Хойт-Шар-гын-гола разлом маркируется как уступом, так и широкой (10-20 м) зоной интенсивно раздробленных пород. Плоскость сместителя падает на юг под углом в 35-55°. По ориентировке хребтиков сжатия и смещения сайров достаточно надежно устанавливается левостороннее смещение небольшой (около метра) амплитуды. Второй активный разлом, располагающийся субпараллельно и южнее, отчетливо выражен на расстоянии около 40 км в междуречье Хойт и Урд-Шаргын-гола. Этот дугообразный уступ обращен фасом на юг, а обусловливающий его разлом, по-видимому, падает на север. Восточнее Дунд-Шаргьн-гола высота уступа достигает 6 м, а западнее не превышает 4 м. Уступ сформировался в результате поверхностного разрывообразования, но вероятно, его высота увеличена последующей эрозией [1]. Наши данные (2009 г.), полученные в ходе ревизионных исследований говорят о несколько других высотах описанных уступов – 5,5 и 3,5 м, что, видимо, отражает скорости и особенности денудационных процессов этой части Монгольского Алтая.

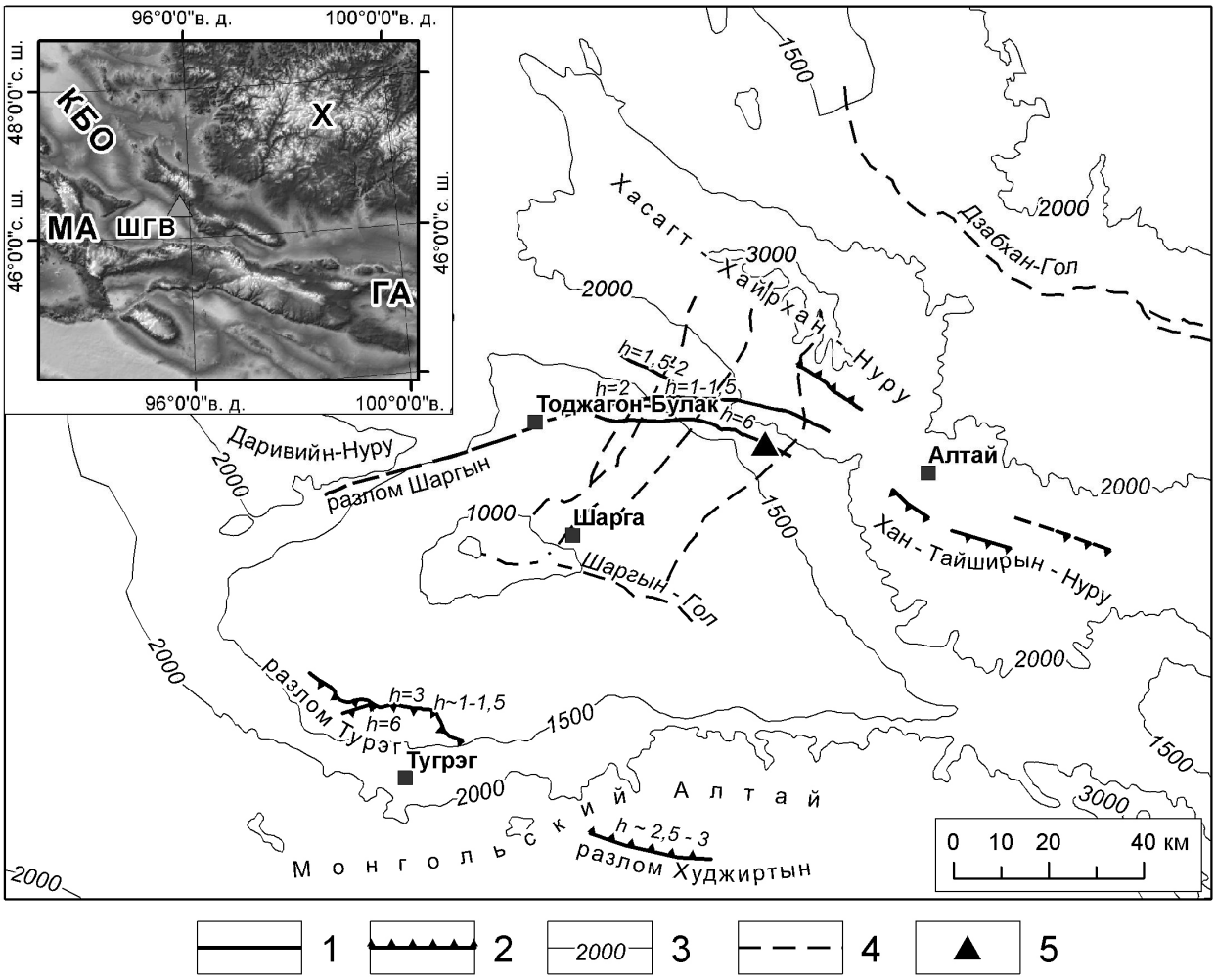


Рис. 1. Карта разломов в бортах Шаргийнской впадины (по [1] с добавлениями автора). *1 – горизонтали рельефа (м); 2 – поверхностные разрывы; 3 – направление падения сместителей взбросов. Цифры означают высоты уступов. Треугольником показано положение участка работ. МА – Монгольский Алтай, ГА – Гобийский Алтай, КБО – Котловина Больших Озёр, Х – Хангай, ШГВ – Шаргийнская впадина*

Третий уступ располагается северо-восточнее селения Сондултай и особенно отчетлив там, где он пересекает Хойт-Шаргын-Гол. Уступ обращен на юг, а его высота составляет около 1,5-2 м. Скальные породы смещены: в крутом борту Хойт-Шаргын-Гола 6-8-метровый слой неогеновых крупнозернистых песчаников, перекрывающих на южном крыле докембрийские породы, контактирует с этими древними породами, обнаруживающимися на северном крыле разлома. Разлом крутопадающий, хотя угол падения нельзя надежно измерить [1].

Во всех случаях эти поверхностные разрывы отчетливо прослеживаются на местности, однако отсутствие свободного фаса уступов и пологий наклон большинства из них говорят об их относительно древнем возрасте, (1000 лет и более). Нашими исследованиями удалось уточнить возраст деформаций и получить понятие о скоростях денудационных процессов в этой части Центрально-Азиатской горной страны.

Древний погребённый уступ был обнаружен при проведении полевых исследований на северном обрамлении Шаргийнской впадины. В обоих бортах сайра (сухой долины) на южном склоне хребта Бурлын-нуру был вскрыт сместитель взброса, деформирующий пласты значительно выветрелых переслаивающихся полимиктовых песчаников и алевролитов нерасчленённой венд–раннекембрийской толщи.

В разрезе отмечен сместитель взброса, который во время древнего землетрясения образовал нависающий уступ, в верхней части перекрытый красноцветными суглинками (с дресвой и щебнем кварца) пролювиального конуса выноса. Амплитуда взброса составляет не

менее 2,5-2,7 м. Поверхность сместителя падает в северном направлении в сторону осевой части хребта под углом 70°. Сместитель имеет сложную форму, раздваиваясь в средней части склона. Вдоль сместителя развита достаточно мощная (до 5-10 см) зона перетёртых пород с образованием глинки трения. Образованная зияющая трещина, была заполнена гумусированной чёрной глиной, в последующее время загипсованная (рис. 2).

Нижняя граница сильного сейсмического события, приведшего к образованию эскарпа, по возрасту чёрной глины из коллювиального клина составил 9860 ± 185 лет (СОАН-8103). Определение радиоуглеродного датирования проводилось Л.А. Орловой в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

Почти за 10 тысяч лет сейсмогенный уступ полностью потерял свою выраженность в рельефе. Полученная проба отражает самое древнее в регионе датированное сейсмическое событие.

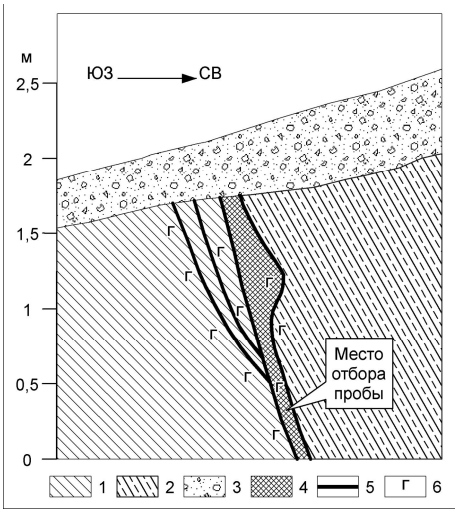


Рис. 2. Древний эскарп, образованный взбросом в северном обрамлении Шаргийнской впадины. Координаты GPS: *N* 46°26'21,0", *E* 095°48'47,7", *H* – 1610 м. *1 – красноцветные щебнистые суглинки пролювиального шлейфа; 2 – венд–раннекембрийские толщи переслаивающиеся алевролиты и песчаники; 3 – светло-бурые суглинки; 4 – палеопочва; 5 – сместители; 6 – загипсованность*

ЛИТЕРАТУРА

1. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А. Ващилов Ю.Я. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирскогоо региона: Сб. научных трудов – Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 1995. – 185 с.
2. Платонова С.Г. Признаки проявлений современной тектонической активности в средней части долины р. Буянт // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных территорий: Материалы IX международной научной конференции, посвящённой 30-летию Хобдского государственного университета. – Т. 1. – Хобд–Томск, 2009. – С. 72-74.

УДК 550.34

ВЛИЯНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (M > 6,8-7,0) НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ В УДАЛЕННЫХ ОТ ЭПИЦЕНТРА СЕЙСМООПАСНЫХ РЕГИОНАХ

О.Г. Попова, А.Д. Жигалин

Институт Геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

Исследования последних десятилетий в области тектонодинамики, геофизики литосферы и ее напряженно-деформированного состояния привело к пониманию того, что для познания причин происхождения и развития сейсмического процесса традиционное использование моделей упругих сред оказалось недостаточным. Установлено, что геологическая среда изменчива не только в сейсмически активных областях, но и на равнинных платфор-

менных территориях, в зонах отсутствия землетрясений. Помимо влияния тектонических процессов геологическая среда подвержена и всевозможным внешним воздействиям природным и антропогенным [1, 2].

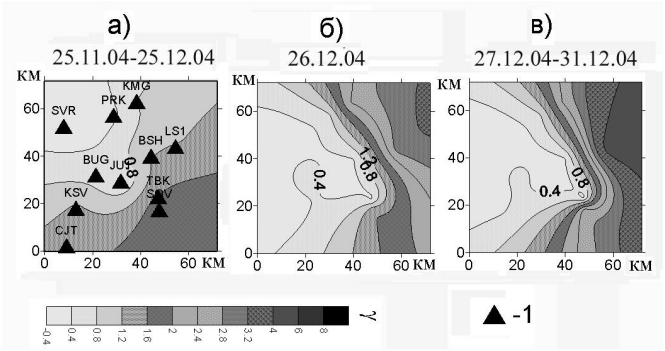


Рис. 1. Схемы распределения по площади сети мониторинга величины $\gamma = Er/Ev$ в разные интервалы наблюдения (сечение изолиний через 0,4) до 1-го катастрофического Суматранского землетрясения (*а*) и после него (*б, в*). 1 - станции наблюдения

Влияние техногенных воздействий рассмотрено и доказано в ряде исследований [3, 4]. В работе [3] для района Кавминвод показано, что взрывные воздействия мощностью примерно 0,1 кТ (карьерные взрывы) на расстояниях в среднем примерно до 100 км оказывают инициирующее влияние на местную сейсмичность района исследований, вызывая повышенную сейсмическую эмиссию примерно через три дня после воздействия. Причинно следственная связь между массированными сосредоточенными бомбардировками и повышением сейсмической активности в радиусе 1500 км от места военных действий была обнаружена при анализе характера сейсмичности после бомбардировок в Югославии (1999 г.), Афганистане (2001 г.) и Ираке (2003 г.) [4]. В работах А.В. Николаева [1, 2] сделано также предположение, что техногенные взрывы могут и ослабить силу готовящегося сильного события в сейсмоопасном регионе. Однако явных доказательств этого предположения до настоящего времени не было. Для доказательства необходимы полевые сейсмолого – геофизические наблюдения на геодинамических полигонах.

По анализу материалов долговременного сейсмического мониторинга на Северном Кавказе рассмотрено влияние далеких катастрофических землетрясений на сейсмическую активность территорий, удаленных от эпицентров этих землетрясений на расстояние до 7000 км и более. Анализировались сейсмические записи обменных волн PS от далеких землетрясений, зарегистрированные в течение 11 лет (с 1995 г. по 2006 г.) в районе Кавказских Минеральных вод (Кавминводский прогностический полигон) с целью изучения напряженного состояния среды этого сейсмоопасного региона и связи его с сейсмической активностью [5-8].

Напряженное состояние среды оценивалось согласно методики, основанной на оценке энергии обменных волн от далеких землетрясений (волны PS), которая в большой степени зависит от анизотропных свойств среды [8]. Рассматривались следующие параметры:

– показатель анизотропных свойств $\gamma = Er/Ev$ под каждой точкой наблюдения, где Ev и Er – энергии радиальной и тангенциальной компоненты записи волн PS, соответственно.

– интегральный показатель напряженного состояния среды S в районе наблюдений, определяемый на основе схем распределения параметра γ по площади сети станций мониторинга

$$S = \frac{\int_{X_1}^{X_2}\int_{Y_1}^{Y_2}\int_{\delta}^{\infty}\gamma(x,y)dxdyd\gamma}{\int_{X_1}^{X_2}\int_{1}^{Y_2}\delta\cdot x\cdot y\cdot dxdy},$$

где X, Y – координаты района мониторинга; δ – пороговый уровень, превышение которого указывает на возрастание анизотропных свойств и напряженного состояния среды в районе исследования.

Выявлено два аспекта воздействия катастрофических далеких землетрясений:

1. Возрастание напряженного состояния среды и усиление сейсмической активности удаленных от эпицентра землетрясения территорий.

2. Изменение характера анизотропности среды и прекращение работы очага сильного местного землетрясения.

По материалам мониторинга за весь одиннадцатилетний интервал наблюдений было отмечено, что после катастрофических далеких землетрясений (M > 6,8-7,0), эпицентры которых расположены на удалении от 2000 до 7000 км, резко изменялись схемы распределения показателя анизотропных свойств γ в районе Кавминводского полигона. Особенно четко это проявилось после катастрофического Суматранского землетрясения (26.12.2004 г., M = 9,0), которое сопровождалось цунами (удаленность катастрофического землетрясения от района исследования около 7000 км) (рис. 1 *а, б, в*) [7, 8]. Как видно из рис. 1, *а, б,* характер анизотропных свойства среды кардинально изменился после регистрации Суматранского события в районе Кавминводского полигона.

Аналогичное явление отмечалось и после регистрации других катастрофических событий, которые произошли на земном шаре в период наблюдения 2003-2006 годы. Рассчитанный по схемам распределения величины γ показатель степени напряженного состояния среды S после каждого из катастрофических землетрясений резко возрастал (рис. 2). Можно отметить, что средний уровень значений $S(t)$ существенно различается в интервале наблюдений 1995-2002 гг. и 2003-2006 гг. Было сделано предположение, что на напряженное состояние среды полигона кроме местных тектонических процессов воздействуют процессы, связанные с глобальной сейсмичностью Земли.

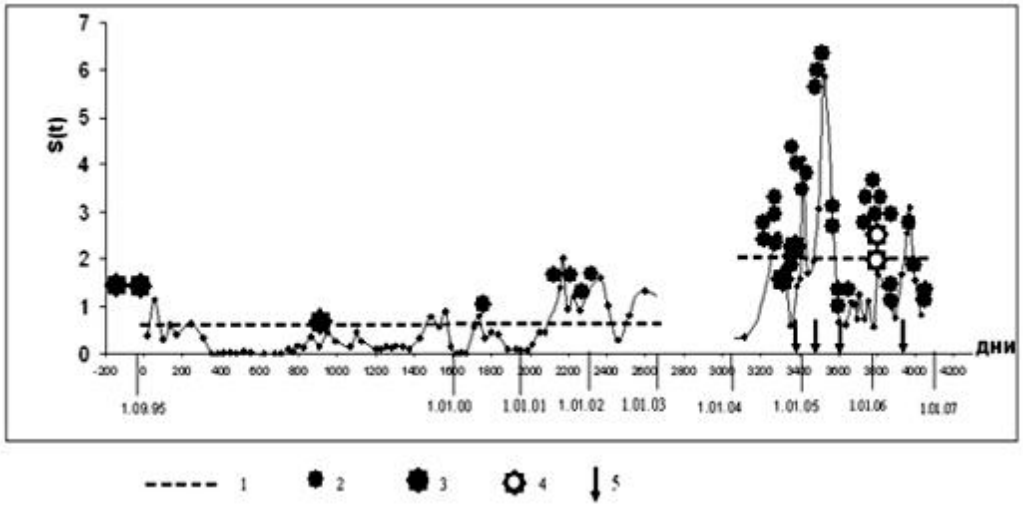


Рис. 2 Общая зависимость *S*(*t*) за весь период мониторинга 25.08.1995 г. – 25.09.2006 г: *1 – средний уровень значений S; 2 – местные землетрясения с M = 4,1-4,8; 3 – местные землетрясения с M = 4,9-5,9; 4 – Северо-Кавказское событие 6.02.2006 г. (M = 5,9) и его афтершок (M = 5,1); 5 – время проявления далеких катастрофических землетрясений (00 час 58 мин 26.12.2004 г., о-в Суматра; 16 час 18 мин 28.03.2005 г., о-в Суматра; 3 час 54 мин 8.10.2005,г. Пакистан; 8 час 19 мин 17.07.2006 г. о-в Ява)*

По анализу сейсмограмм было отмечено, что после всех катастрофических землетрясений в течение некоторого времени регистрировались интенсивные низкочастотные поверхностные волны с периодом 15-20 с [7, 8].

Это послужило основанием для предположения, что резкое изменение характера анизотропности и возрастание напряженности среды Кавминводского полигона после катастрофических землетрясений связано с приходом этих интенсивных поверхностных волн. Существенную роль играет длительность воздействия поверхностных волн. При малой длительности воздействия напряженное состояние среды изменяется в меньшей степени. В результате усиления напряженного состояния среды после воздействия отмеченных далеких катастрофических событий зафиксировано существенное усиление местной сейсмической активности с магнитудами M > 4,1 (рис. 2) в радиусе до 250…300 км от сети. Таким образом, можно говорить о триггерном влиянии катастрофических землетрясений на усиление сейсмической

активности удаленных от эпицентра этих землетрясений сейсмоопасных территорий таких как, например, район Северного Кавказа.

Анализ изменения напряженного состояния среды и характера местной сейсмичности во времени за 2006 год в районе Кавминвод показал, что воздействие катастрофического далекого землетрясения может и резко прекратить активизацию в очаге местного, сильного тектонического землетрясения.

Шестого февраля 2006 года в 150 км к югу от сети Кавминводского полигона (район Дзирульского массива) произошло сильное событие (Северо-Кавказское землетрясения), магнитуда которого по каталогам Кавминводской сети (сеть ИФЗ РАН) составила M = 5,9, а по каталогам IRIS- M = 5,2. Это землетрясение сопровождалось большим количеством афтершоков, сформировавшим очаговую область. Среди афтершоков достаточно много событий с магнитудой M > 4,1, особенно в первые два дня после основного толчка. Афтершоковая деятельность в очаге продолжалась до середины июля 2006 г. и резко прекратилась после 17.07.2006 г.

Чтобы понять причину резкого прекращения сейсмической активности в очаге Северо-Кавказского землетрясения для района Кавминводского полигона были построены схемы распределения величины γ для разных интервалов времени (рис. 3) за период наблюдения более 10 месяцев (4 месяца до Северо-Кавказского землетрясения и 6 месяцев после него). Как следует из рис. 3, *а, б, в, г,* с октября по двадцатые числа декабря 2005 г. выделялась контрастная область повышенных значений γ в восточной части Кавминводского полигона. Начиная с 30-го января, наметилась тенденция распространения области высоких значений γ в южную часть полигона (рис. 3, *д*), и сразу после Северо-Кавказского землетрясения 6.02.2006 г. произошла резкая перестройка анизотропных свойств среды. Область высоких значений γ переместилась в южную часть изучаемого района, то есть в сторону максимального воздействия от очаговой области (рис. 3, *е, ж, з, и*), так как очаг Северо-Кавказского землетрясения расположен в 150 км к югу от сети станций. Начиная с середины мая 2006 г, появилась тенденция продвижения области повышенных значений γ в северо-западном направлении (рис. 3, *к*). Этот факт позволил предположить, что тектонические процессы в очаговой области Северо-Кавказского землетрясения усилились, и деформационная волна движется в северо-западном направлении. В результате можно было бы ожидать усиления афтершоковой деятельности.

Однако семнадцатого июля 2006 г. на острове Ява произошло катастрофическое землетрясение (M = 7,2 удаленность от района исследования 7800 км), сопровождавшееся цунами. Интенсивные поверхностные волны от этого землетрясения регистрировались в районе Кавминвод в течение 2-х часов. После воздействия поверхностных волн от землетрясения с о-ва Ява анизотропные свойства среды Кавминводского полигона резко изменились, область повышенных значений γ переместилась в восточную часть полигона (рис. 3, *л, м*), то есть в сторону, откуда подошло землетрясение с о-ва Ява, при этом афтершоковая активность в очаге сразу же прекратилась.

Таким образом, можно сделать вывод, что процессы, являющиеся результатом воздействия катастрофических (M > 7,0) далеких землетрясений, резко изменяют структуру анизотропных свойств среды и, следовательно, напряженность в среде, при этом в одних случаях вызывая повышенную активизацию среды, в других – резко прекращая тектоническую активность очага сильного местного землетрясения.

Если считать, что воздействие далекого землетрясения может в какой-то степени имитировать последствия техногенного взрыва, то полученные результаты подтверждают высказанное в работе А.В. Николаева [2] утверждение, что «техногенными воздействиями можно повлиять на ход развития сейсмических процессов, умерив сильнейшие землетрясения и снижая сейсмическую опасность».

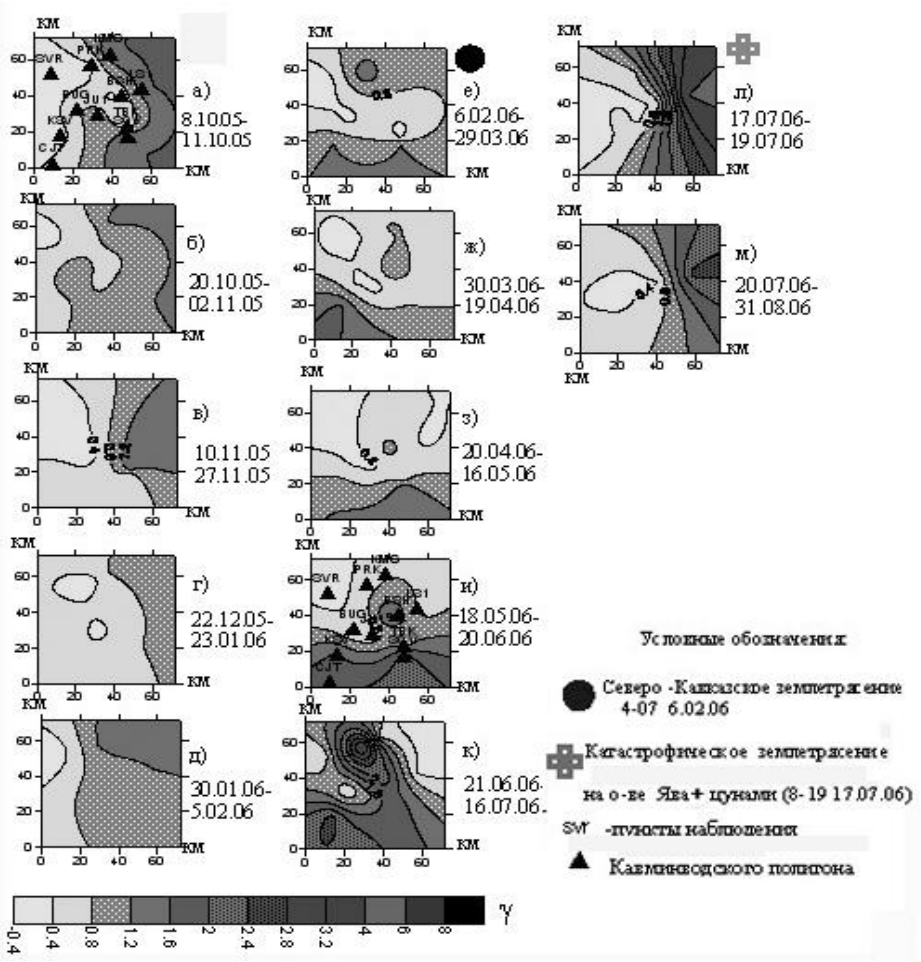


Рис. 3. Схемы распределения величины γ по площади сети Кавминводского полигона в разные интервалы наблюдения до и после Северо-Кавказского землетрясения 6.02.2006 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – 222 с.
2. Николаев А.В. Как управлять землетрясением? Земля и Вселенная. – № 3. – 1999. – С. 18-25.
3. Невский М.В., Артамонов А.М., Ризниченко О.Ю. Эффект удаленных взрывов в статистике землетрясений района умеренной сейсмичности. Наведенная сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – 222 с.
4. Жигалин А.Д., Николаев А.В., Васютинская С.Д. Наведенная сейсмичность как следствие военных действий. Геофизика XXI столетия: 2004 год // Сборник трудов шестых геофизических чтений им. В.В. Федынского. – Тверь: Геос, 2005. – С. 130-134.
5. Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У., Минина Н.А. Геодинамический мониторинг и возможности среднесрочного прогноза на территории КМВ // Разведка и охрана недр. – № 2. – 2000. – С. 8-11.
6. Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У., Минина Н.А., Аверьянова А.С. Особенности геодинамики среды в сейсмоопасном районе Минераловодского выступа по материалам сейсмического мониторинга // Разведка и охрана недр. – № 2. – 2003. – С. 16-20.
7. Попова О.Г, Серый А.В., Коновалов Ю.Ф., Недядько В.В. Влияние внутренних и внешних природных факторов на напряженное состояние среды (по материалам долговременного сейсмического мониторинга на Северном Кавказе) // Геофизика XXI столетия: 2007 г. – М.: Научный Мир, 2008. – С. 154-159.
8. Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф. Результаты долговременного сейсмического мониторинга в сейсмоопасном районе Кавказских Минеральных Вод // Геоэкология. – № 2. – 2008. – С. 135-140.

УДК 551.24

СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Л.М. Расцветаев, С.М. Демидов

Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия

Современные складчатые системы могут быть подразделены на три группы, различающиеся в структурном и геодинамическом отношении. Строение ***окраинно-континентальных складчатых систем*** связывается с субдукцией океанической литосферы под континентальную. При этом вдоль границ океанической и континентальной плит формируются аккреционные призмы (в виде моновергентных покровно-складчатых сооружений и изоклинально-чешуйчатых тектонически меланжированных зон). А также сопровождающие их наклонные сейсмофокальные зоны, краевые офиолитовые аллохтоны и вулкано-плутонические пояса (**субдукционно-поддвиговые модели** складчатых систем андского, японского и зондского типов в Циркум-Тихоокеанском складчатом поясе [1, 2], калабрийского и эллинского типов в Средиземноморье [3, 4]). Субдукционно-поддвиговые модели строения и развития окраинно-континентальных («аккреционных») складчатых систем подробно описаны в многочисленных работах [1-6 и др.] и не нуждается в специальных пояснениях.

После поглощения океанической коры в зонах субдукции и исчезновения океанического бассейна крупные массы континентальной литосферы приходят в непосредственное соприкосновение. Начинается коллизия, структурным индикатором которой является активное образование дизъюнктивов нормального сжатия, или ***содвигов*** – дизъюнктивных систем, противолежащие крылья которых смещаются поперек сместителя навстречу друг другу [7-8]. В зоне столкновения континентальных литосферных плит (микроплит, геоблоков) формируется линейная в плане и субвертикальная (или асимметрично-дивергентная – «цветковая») шовно-складчатая система ***коллизионного орогена***. Система эта представляет собой сложный ансамбль дизъюнктивных, пликативных и микститовых структур содвига и сдвига, надвига и покрова, сформированных в условиях интенсивного бокового сжатия и осепоперечного укорочения, латерального и субвертикального расплющивания и тектонического течения горных масс. При этом происходит не только наложение содвиговых структур на более древние покровно-поддвиговые системы аккреционной стадии, но и формирование новых покровных пластин, выжатых из осевой и периферических содвиговых зон и перемещённых на крылья формирующегося горно-складчатого сооружения. В результате такой геодинамической перестройки образуются ***межконтинентальные складчатые сооружения*** [1, 3, 6], строение которых описывают **субдукционно-содвиговые** структурно-геодинамические модели (Альпийско-Динарский, Малокавказский и др. типы в альпидах Средиземноморского пояса; Уральский, Тяньшаньский и др. типы в герцинидах Урало-Монгольского пояса и т.д.).

В окраинных частях подвижных поясов (а иногда и внутри крупных литосферных плит вследствие их тектонической сегментации) в зоны конвергенции попадают микроплиты и геоблоки континентальной коры, которые отделены друг от друга энсиалическими осадочными бассейнами, авлакогенами и другими ослабленными зонами континентальной коры. При столкновении континентальных глыб, не разделенных океаническими структурами, происходит так наз. «жёсткая коллизия» и формируется третья группа складчатых систем – ***внутриконтинентальные складчатые сооружения*** (Пиренеи, Большой Кавказ и др. в Альпийско-Средиземноморском поясе [3-8]; Тянь-Шань, Северный Памир и др. в Централь-

но-Азиатском орогеническом поясе [9-10]). Структура и геодинамика формирования этих складчатых систем описывается **контракционно-содвиговой моделью** [7-8, 11-14]. Основными структурными элементами этой модели (рис. 1) являются сильно деформированная ***осевая мегазона*** содвигового характера (иногда сопровождаемая субвертикальной сейсмофокальной зоной глубокого заложения) и обрамляющие её менее деформированные ***краевые мегазоны*** взбросо-надвиговой и сдвиго-взбросовой структуры, на которую нередко накладываются покровные пластины и меланжи, выжатые из содвиговых зон. В приосевых зонах содвиговых орогенов широко развиты сильно сжатые подобные дисгармоничные складки с вертикальными осевыми поверхностями и кливажом осевой плоскости («складчатость содвига»); будинаж и тектоническое разлинзование (с формированием «ламинориев» [15]); тектоническое расплющивание и разрывно-глыбовое течение горных масс с высокой степенью структурной дисгармонии и диапиризма, с перемешиванием коровых и верхнемантийных блоков и с «заталкиванием» относительно более лёгких и холодных коровых масс в астеносферу, с чем могут быть связаны фазовые превращения и метаморфизм, погружение слэба и, возможно, его отрыв. Для осевой содвиговой мегазоны характерны вертикальная тектоническая делимость, высокая флюидонасыщенность и проявления коллизионного магматизма; по данным МТЗ здесь выявляются протяжённые субвертикальные зоны аномально высокой электропроводности, предположительно – глубинные системы флюидно-магматической проницаемости [8, 12, 13]. Краевые зоны содвиговых орогенов характеризуются: «складчатостью надвига», широким развитием покровно-складчатых структур, взбросо-надвигов, а также иногда локальных содвигов и сдвигов. Проксимальные части этих зон часто перекрыты пакетами тектоно-гравитационных покровов и меланжевыми полями, выжатыми и переместившимися из приосевых частей горного сооружения; а также синорогенными осадками, среди которых олистостромы и грубые молассы в периферических разрезах сменяются тонкими морскими молассами. Такая последовательность структур и осадков (индексы В-2, В-3 и В-4 на рис. 1) отражает процесс тектоно-гравитационого и седиментационного «бегства» избыточных объёмов горных пород из содвиговых зон в зоны аккумуляции.

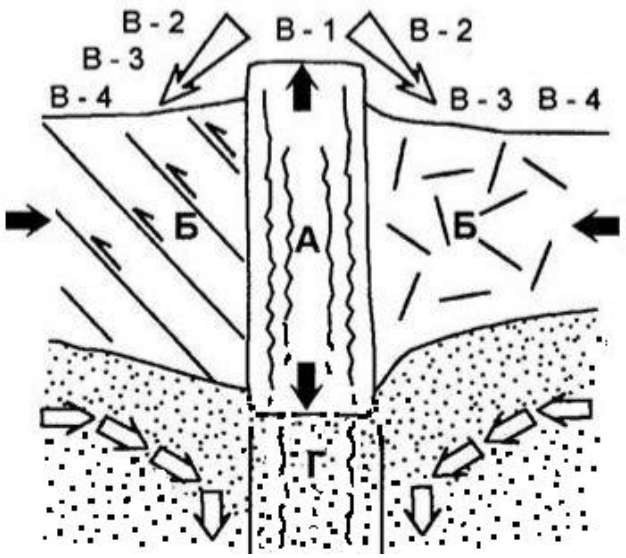


Рис. 1. Структурно-кинематическая модель строения контракционно-содвигового складчатого сооружения (принципиальная схема). *Черные стрелки – направление перемещения литосферных масс. Белые стрелки – течение глубинных масс в астеносфере (показана точечным крапом) и выжимание масс из осевой зоны содвига в приповерхностной зоне. А – осевая мегазона содвигового орогена (вертикальная делимость и перемешивание коровых масс; средние и высокие тектонофации – кливаж, будинаж и уплощенно-линзовидные текстуры; складчатость содвига – сильно сжатая и резко дисгармоничная). Волнистые линии – расплющивание литосферных масс в осевой зоне орогена (формирование ламинория). Высокая флюидонасыщенность и электропроводность; коллизионный магматизм. Б – краевые мегазоны: складчатость надвига или сдвига; покровно-складчатые структуры и субгоризонтальная делимость (не везде); взбросы, локальные содвиги и сдвиги. В-1 – горное сооружение, В-2 – пакеты выжатых покровов и меланжевые поля; В-3 – олистостромы и грубые молассы, В-4 – тонкие молассы и морские осадки. Г – нисходящий тектонический поток*

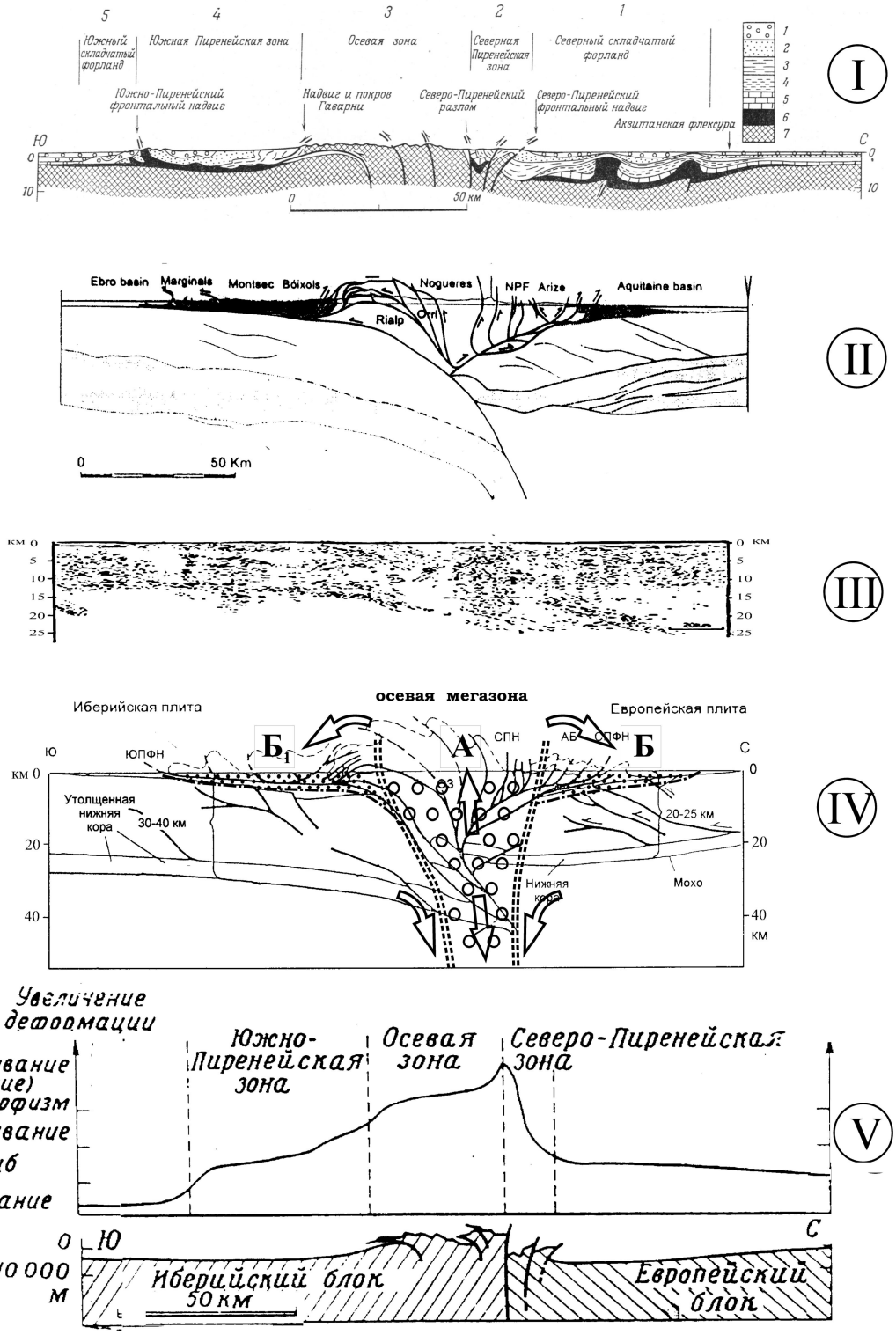


Рис. 2. Альпийская структура Пиренеев: парагенез содвигов и покровов. *I. Схематический геологический разрез через Пиренеи, по М. Маттауэру и Ж. Анри [17]. Условные обозначения: 1 – моласса; 2 – эоцен; 3 – верхний мел; 4 – нижний мел; 5 – юра; 6 – триас; 7 – палеозой. II. Субдукционно-поддвиговая структурная модель глубинного строения Центральных Пиренеев, по [16]. NPF – Северо-Пиренейский разлом, NPFT – Северо-Пиренейский фронтальный надвиг. Ш. Геофизический профиль ECORS через Пиренеи, по [4, fig 211]. IV. Контракционно-содвиговая структурно-геодинамическая модель глубинного строения Пиренеев. Геолого-геофизическая основа профиля – по Ж. Дебельмасу [3, рис. 11-3]. Кружками обозначена осевая сдвиго-содвиговая мегазона А, точками краевые покровно-надвиговые мегазоны Б (северная) и Б-1 (южная). Двойной пунктир – условные ограничения «содвигового ламинория», штрих-пунктир – подошва краевых покровных систем. V. Диаграмма распределения альпийских деформаций в разных тектонических зонах Пиренейского горно-складчатого сооружения, по [18]*

Все характерные особенности описанной выше контракционно-содвиговой структурно-геодинамической модели (тектонотипом её послужило альпийское сооружение Большого Кавказа [5, 7-8, 11-14]) прекрасно иллюстрируются на примере альпийских Пиренеев (рис. 2). Вопреки широко распространенному мнению о субдукционно-поддвиговой природе Пиренеев [3-4, 16], это – типичный компрессионный дивергентный ороген с отчетливо выраженной субвертикальной осевой мегазоной, представляющий собой парагенез позднеальпийских содвигов осевых зон и выжатых из них покровных структур [8, 17-18]. Суммарное сокращение ширины современного орогена по отношению к ширине энсиалического бассейна, разделявшего в мезозое Иберийскую и Европейскую литосферные глыбы, оценивается разными авторами величиной от 50 до 165 км. [16-17]. На профиле ECORS (рис. 2, III) отчётливо видны две субвертикальные зоны отсутствия корреляции в приосевой части Пиренеев, а диаграмма распределения альпийских деформаций в разных тектонических зонах Пиренейского горно-складчатого сооружения (рис. 2, V) иллюстрирует резкое увеличение уровня деформации и расплющивания горных пород в осевой мегазоне, и в особенности – в зоне Северо-Пиренейского разлома (содвиг).

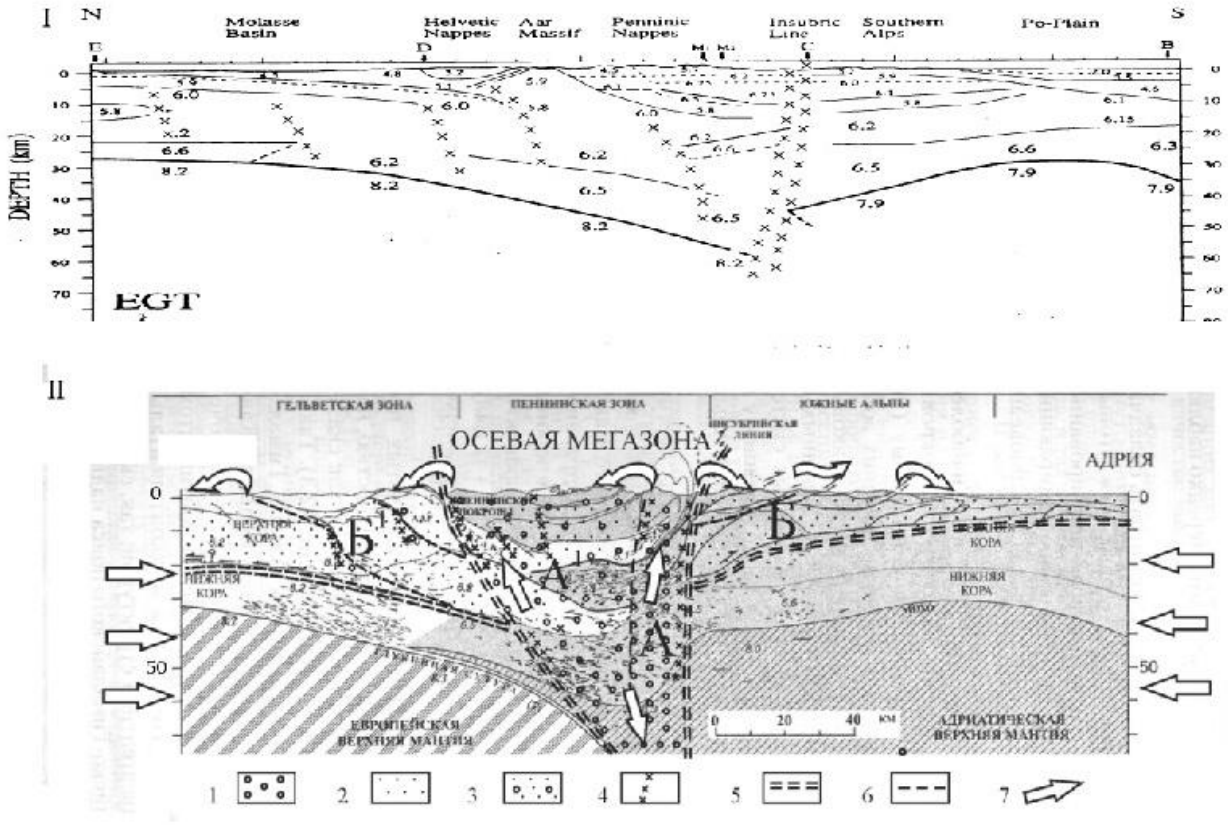


Рис 3. Альпы: сложный ансамбль покровных и содвиговых структур. *Геофизический разрез Центральных Альп по линии Европейского геотраверса – по [19], с дополнением зон концентрации содвиговых деформаций (показаны крестиками). Схема морфоструктурной зональности Центральных Альп (геолого-геофизическая основа – по Ж.-П. Бургу и др. [1, рис. 12-3]). Условные обозначения: 1. Зона преимущественного развития содвиговых структур и связанных с ними геодинамических явлений. 2. Зоны преимущественного развития покровно-складчатых и взбросо-надвиговых структур и связанных с ними геодинамических явлений. 3. Зоны сочетания содвиговых и покровно-надвиговых структур. 4. Альпийские «рубцовые зоны» («зоны всасывания» по Р. Трюмпи [20]) 5. Предполагаемые границы основных морфотектонических зон складчатого сооружения: А и А-1 – осевая морфоструктурная мегазона Центральных Альп: преобладание (А) или активное участие (А-1) структурных элементов содвигового типа; Б и Б-1 – Северная (Б-1) и Южная (Б) краевые морфоструктурные мегазоны Центральных Альп: преобладание структурных элементов покровно-надвигового и взбросо-надвигового типа. 6. Северное ограничение Инсубрийской зоны глубинного содвига – главной корневой зоны пеннинских покровов. 7. Главные направления перемещения литосферных масс*

Весьма существенна роль содвиговых деформаций и в структуре Альпийского орогена, хотя в современной литературе Альпы обычно трактуются как аккреционно-поддвиговое сооружение над зоной субдукции европейской плиты под апулийскую [1, 3]. На рис. 3 приводится геофизический разрез по линии Европейского геотраверса [19], на котором прекрасно видна субвертикальная зона глубинного раздела между южными и северными Альпами, приуроченная к Инсубрийской линии – главной корневой («рубцовой») зоне альпийских покровов. По мнению Р. Трюмпи [20], в структуре Центральных Альп наблюдается не менее шести более мелких рубцовых зон («зон всасывания»), которые представляют собой корни разных пакетов пеннинских, гельветских и ультрагельветских покровов и, несомненно, являются содвиговыми структурами, тесно сопряженными с покровно-складчатыми системами аккреционной и коллизионной стадий альпийской геодинамической истории.

Установление роли содвигов в структуре коллизионных складчатых поясов является важной задачей структурной геодинамики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
2. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояс. Циркумтихоокеанские и Карибские складчатые области / Под ред. А. Спенсера. – Т. 2. – М.: Мир, 1977. – 478 с.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
4. Encyclopedia of European and Asian Geology (eds. E.Moores & R.Fairbridge). – London, Chapman & Hall, 1997. – 804 p.
5. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. – М.: ГЕОС, 2007. – 340 с.
6. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Под ред. Ю.М. Пущаровского, В.Г. Трифонова. – М.: Наука, 1990. – 294 с.
7. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 136-140.
8. Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 333-373.
9. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.
10. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. – М.: Научный мир. 1999. – 252 с.
11. Расцветаев Л.М. Альпинотипные орогены: контракционно-содвиговая модель // Фундаментальные проблемы геотектоники. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 129-133.
12. Расцветаев Л.М., Греков И.И., Пруцкий Н.И и др. Глубинное строение Большого Кавказа (содвиговая модель) // Эволюция складчатых систем и общие проблемы геотектоники. – Т.. 2. – Новосибирск: Сиб-ГЕО, 2004. – С. 129-133.
13. Расцветаев Л.М., Маринин А.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры Северо-Западного Кавказа // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. – Ч. 2. – Петрозаводск, 2008. – С. 139-143.
14. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 420-424.
15. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – Киев, 1995. – 159 с.
16. Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere // Tectonophysics. – Vol. 232. – 1994. – P. 119-132.
17. Маттауэр М. и Анри Ж.. Пиренеи // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. – Т. 1. – М.: Мир, 1977. – С. 17-39.
18. Шукрун П., Сэгюре М. Тектоника Пиренеев: роль сжатия и силы тяжести // Сила тяжести и тектоника. – М.: Мир, 1976. – С. 154-168.
19. Ye S., Ansorge J. A crustal section through the Alps derived from the EGT seismic refraction data // The European geotraverse: Integrative studies. – Strasbourg, 1990. – P. 221-236.
20. Trumpy R. On crustal subduction in the Alps // Tectonic problems of the Alpine system. – Bratislava: Veda, 1975.

ДЕФОРМАЦИОННАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ГРАВИТАЦИОННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ

Ю.Л. Ребецкий

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Все современные расчеты конвекции в мантии базируются на модели среды в виде вязкой жидкости, обладающей сжимаемостью только в рамках решения задачи термоупругости (влияние температуры на изменение объема при отсутствии подобного влияния от давления) [6]. Анализируя полученные в этих исследованиях результаты, мы можем задать себе вопрос – насколько можно доверять полученным решениям? Этот вопрос является следствием нашего знания того, что в реальности мантия является твердой кристаллической породой, а не жидкостью, а также пониманием разницы в механизмах осуществления вязкого течения жидкости и ползучести в твердом теле.

Кристаллические горные породы имеют упругий коэффициент Пуассона, изменяющийся в достаточно широких пределах от 0,15 до 0,40 при средних наиболее встречаемых значениях 0,25, что существенно отличает его от значений для жидкости – 0,5. Данные о скоростях сейсмических волн в коре и мантии показывают значения этого коэффициента близкие к 0,25 за исключением локальных аномальных участков, которые в большей части сосредоточены в коре. Это позволяет говорить, что породы мантии обладают упругими свойствами, а повышенная их текучесть обеспечивается достаточно низким значением предела пластической текучести (упругости) в литосфере и высокой скоростью диффузионных и рекристаллизационных процессов в нижней мантии. В связи с этим знанием реального состояния горных пород хотелось бы понять, что мы упускаем, когда в задачах о мантийной конвекции заменяем течение твердых горных пород, обладающих упругостью, на течение вязкой жидкости без упругой составляющей.

В недавно выполненной серии работ [5] было показано, что в задачах о чисто гравитационном воздействии на горный массив приближение с глубиной величины всестороннего давления к литостатическому значению (весу столба горных пород) обеспечивается неупругим деформированием, протекающим в стесненных условиях (соседние породы, находящиеся в таких же условиях, не дают возможности горизонтального растекания). Такое деформирование под действием силы тяжести приводит к увеличению сжимающих напряжений в горизонтальном направлении [2] при одновременном вертикальном упругом уплотнении. Этот механизм можно назвать *гравитационным упруго-пластическим уплотнением*. Если бы породы откликались на гравитационную нагрузку только упругим образом, то для коэффициента Пуассона 0,25 горизонтальные сжимающие напряжения составляли бы лишь 1/3 от вертикальных [3]. Неупругие деформации, развивающиеся в условиях бокового стеснения, приводят к появлению *дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений* и упругому уплотнению горных пород [5]. Если бы породы имели как жидкости упругий коэффициент Пуассона равный 0,5 (идеальная резина), то в них гравитационное напряженное состояние не создавало бы девиаторных напряжений, и нормальное напряжение в любом направлении было бы равно весу столба горных пород.

Неупругое деформирование для разных глубинных уровней тектоносферы обеспечивается разными механизмами: в коре – за счет трещинного течения (верхняя и средняя кора) или квазипластического межзернового течения (нижняя кора) при достижении кулоновыми напряжениями предельного значения; в подкоровой литосфере – за счет истинной дислокационной пластичности [6] при достижении девиаторными напряжениями предела текучести; в нижней мантии за счет диффузионного и рекристаллизационного механизмов вязкого течения.

Что же происходит, когда мы выбуриваем кусок породы с какой то глубины? В этом случае, прежде всего, снимается с верхней плоскости керна вес вышележащей породы, порода разгружается, но разгрузка напряжений происходит неполная. При такой разгрузке, когда боковое стеснение остается, вертикальные напряжения снимаются полностью, а горизонтальные в соответствие со значениями упругого коэффициента Пуассона ν – *закон упругой разгрузки*. Для пород с $\nu = 0{,}25$ в горизонтальном направлении снимется только 1/3 от веса вышележащей колонки пород (литостатическое давление). Именно закон упругой разгрузки вместе с условием бокового стеснения и эрозийными процессами на поверхности обеспечивает появление в горных породах остаточных напряжений при их вертикальном подъеме, что впервые было отмечено в работе [1]. Заметим, что если бы породы имели значение упругого коэффициента Пуассона равного 0,5 (резина), то в такой среде упругая разгрузка гравитационного напряженного состояния приводит к одинаковому уменьшению, как вертикальных, так и горизонтальных напряжений, что фактически и имеет место во всех современных расчетах конвекции в мантии.

В докладе для реологии упруго-вязкого тела Максвелла будет представлена разрешающая система уравнений задачи термогравитационной конвекции с учетом упругой сжимаемости твердых тел, изменяющейся для перемещающихся в процессе конвекции элементарных объемов в поле начальной температуры и начального гравитационного напряженного состояния. Показано, что установившаяся стадия конвекции уравнения сохранения импульса силы в вертикальном направлении и переноса тепла отличаются от уравнений для несжимаемой жидкости членами, содержащими скорость упругого изменения объема и связанную с нею скорость изменения тепла. Установлено, что дополнительный член в уравнении сохранения импульса определяет новый класс неустойчивого состояния твердого тела, обладающего способностью к формированию сверхбольших деформаций за счет пластичности и ползучести на больших отрезках времени – течение, в поле силы тяжести – *неустойчивость гравитационного напряженного состояния упруго-пластического тела*. Анализ различных краевых условий, для которых возможна реализация этой неустойчивости в виде конвективных ячеек, показал, что скорость конвекции всецело определяется процессами восстановления вертикальных напряжений на горизонтальных границах близкими к начальному гравитационному состоянию. Сам процесс выравнивания этих напряжений может быть обеспечен не только процессами эрозии и денудации, происходящими на земной поверхности, но и процессами на внутренних границах тектоносферы, обеспечивающими изостазию в мантии.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 09-05-01213а, 09-05-01022а, 09-05-00687а, 09-05-12064офи_м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гудман Р. Механика скальных пород. – М.: Стройиздат, 1987. – 232 с.
2. Джагер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. – М.: Мир, 1975. – 255 с.
3. Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. – № 3. – 1926. – С. 1-12.
4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. – М.: Недра, 1996. – 446 с.
5. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. – Т. 1. – № 11. – 2008. – С. 66-73.
6. Трубицын В.П. Уравнение тепловой конвекции для вязкой сжимаемой мантии земли с фазовыми переходами // Физика Земли. – № 12. – 2008. – С. 83-91.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Ю.Л. Ребецкий

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Тектонофизические приемы сейсморайонирования основываются на возможности оценки тектонических напряжений. Сама задача определения параметров напряженного состояния в породах земной коры в наиболее законченной форме сформулирована в работах Е. Андерсона [2] и М.В. Гзовского [4]. С этих работ начинается развитие методов определения параметров напряженного состояния геосреды по геологическим и сейсмологическим индикаторам [10]. В настоящее время наиболее последовательным по используемой идеологии и по полноте определения компонентов тензора напряжений является метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений, созданный в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН. Этот метод в четыре этапа последовательно определяет параметры полного тензора напряжений, а также оценивает усредненные параметры прочности и флюидное давление.

В настоящее время разрабатываются тектонофизические подходы анализа данных о величинах напряжений с целью оценки природных разломных систем на их потенциальную сейсмическую опасность. Обычно подобные оценки делают на основе анализа данных об уже произошедших событиях [12-13], выясняется пространственное распределение землетрясений, приуроченность к соответствующим природным структурам, выполняется нормировка сейсмической опасности по данным об энергии произошедших в прошлом сейсмических событий. В этом случае прогноз сейсмического поведения геосреды (оценка величины максимально возможных магнитуд землетрясений или карты баллов, характеризующих интенсивность сотрясаемости территорий) фактически делается из предположения о стационарности состояния в прошлом, настоящем и в ближайшем (50-100 лет) будущем.

Тектонофизический подход также опирается на данные об уже произошедших землетрясениях. Однако здесь используются данные о механизмах очагов землетрясений, которые конвертируются в параметры современного напряженного состояния. Поскольку мы связываем возникновение землетрясений с нарушением предельного состояния по напряжениям, то данные о современных напряжениях дают возможность делать прогноз на ближайшее будущее. Напряженное состояние может меняться во времени, но эти изменения должны отражаться в изменении морфологии разрушения, а значит в механизмах очагов землетрясений. Таким образом, мониторинг напряженного состояния на основе постоянно обновляемых сейсмологических каталогов механизмов очагов землетрясений может явиться естественным решением проблемы прогноза сейсмической опасности, если будут разработаны приемы конвертации данных о напряжениях в технологию сейсморайонирования. В докладе будет представлен ряд приемов районирования сейсмоактивных территорий на основе данных о тектонических напряжениях, полученных по сейсмологическим каталогам о механизмах очагов землетрясений при использовании МКА. Заметим, что данная работа была выполнена в период подготовки монографии [10], и поэтому данные о напряженном состоянии исследуемых здесь регионов, относятся к периоду времени до 2006 г. В соответствии с этим периодом данных о напряжениях следует и трактовать результаты предложенного здесь районирования по степени сейсмической опасности.

Оценка сейсмического риска существующих разломных систем. Возможность количественной оценки сейсмической опасности существующих разломов предполагает наличие данных не только о параметрах напряженного состояния, но и данных об азимутах простирания разломов на поверхности и углах погружения разломов на глубине. При этом необходимо последовательно выполнить несколько процедур. Прежде всего, следует рассчитать величины касательных и нормальных напряжений на наклонных площадках, совпадающих с ориентацией плоскости различных участков исследуемого разрыва. Далее с использованием диаграммы Мора необходимо оценить потенциальную предрасположенность данного участ-

ка разрыва к активизации, его близость к плоскости внутренней прочности (скалывания) горных пород. Затем на основе этих данных и дополнительных гипотез для каждого участка должны определяться геометрические параметры очага, а затем оцениваться величина энергии, излучаемой из очага в сейсмических волнах [10].

В качестве одного из примеров использования этих групп данных для оценки сейсмического риска приведем расчеты, выполненные вдоль одного из сейсмических профилей, секущих систему разломов региона Сан Фернандо (Северная Калифорния). Оценка сейсмической опасности исследуемых разломов региона Сан Фернандо выполнялась для разных глубинных уровней каждого разлома. Точкам разломов с шагом по глубине 1 км присваивались параметры тензора напряжений на основе анализа ближайших узлов расчета параметров напряженного состояния. Анализировались лишь те глубинные уровни разломов, для которых в радиусе 5 км имелись данные о тензоре напряжений [10], полученные по сейсмологическим каталогам Геологической Службы США [3] для периода времени с 1976 г. по 2001 г. На диаграммах рис. 1 все напряжения нормированы на неизвестную после второго этапа реконструкции величину внутреннего сцепления массивов горных пород τ_f, а положение линий внутреннего трения и минимального сопротивления сухого статического трения определялось значениям коэффициентов $k_s = k_f = 0{,}5$. Здесь также показана линия сопротивления сухого трения стадии скольжения бортов разлома, отвечающая значению коэффициента кинематического трения $k_k = 0{,}4$. В таблице 1 представлены относительные значения кулоновских напряжений.

Таблица 1

Оценка сейсмического риска разломов региона Сан Фернандо

Разрывы	**Координата начальной глубины разрыва (долгота, широта)**	**Азимут погружения разрыва**	**Угол погружения разрыва**	**Губина разрыва *(km)***	**Активная длина разрыва *L (km)***	τ_n / τ_f	σ^*_{nn} / τ_f	τ_{Cu} / τ_f	$\Delta\tau_n / \tau_f$	M_0 **Нм**	M_w
Нордридж Хилл 1	-118,54, 34,26	20^o	NE 45^o	0-4,5	0	2,8	-6,2	-0,3			–
Нордридж Хилл 2	-118,54, 34,28	20^o	NE 25^o	3,5-5,5 6,5-8,5	5,8 5,8	1,7 2,3	-2,2 -3,8	0,6 0,4	0,82 0,75	$2{,}3\cdot10^{17}$ $3{,}0\cdot10^{17}$	5,5 5,5
Миссон Хилл	-118,53, 34,28	345^o	N 79^o	0-4,5	0	2,3	7,0	-1,2			
Санта Сусана 1	-118,53, 34,30	358^o	N 76^o	0-6,5	0	1,6	6,5	-1,65			
Санта Сусана 2	-118,53, 34,31	355^o	N 45^o	0-8,5	12,0	2,8	4,8	0,4	0,88	$2{,}2\cdot10^{18}$	6,2
Санта Сусана 3	-118,52, 34,37	352^o	N 52^o	3,5-7,5 0-7,5	5,1 9,5	2,7	4,1	0,65	1,24 1,24	$2{,}4\cdot10^{17}$ $1{,}5\cdot10^{18}$	5,5 6,1

Данные рис. 1 показывают, что разрывы Нордридж Хилл с индексом 1, Миссон Хилл и Санта Сусана с индексом 1 не могут активизироваться сейсмическим образом в поле напряжений, сформировавшихся в период афтершоковой активности после Нордриджского землетрясения. В качестве активной части разрыва Нордридж Хилл с индексом 2 можно определить два участка на глубине 4-5 и 7-8 км. Активные части разломов Санта Сусана с индексом 2 и 3 имеют протяженность 0-8 и 4-7 км. Наибольший сейсмический риск следует связывать с глубинным разломом Санта Сусана (индекс 3). Здесь точки на диаграмме Мора лежат вблизи линии предела внутренней прочности горных пород. Подобное понижение характеризует данный разлом как новый развивающийся, обладающий высоким уровнем внутренней упругой энергии.

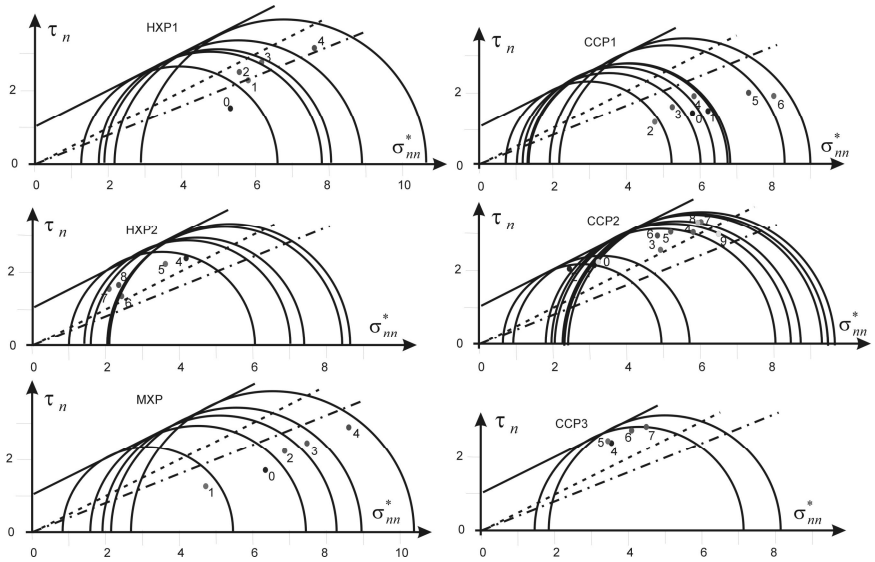


Рис. 1. Анализ кулоновских напряжений для существующих разломов на диаграмме Мора: *а и б – приповерхностная и глубинная части Нордридж Хилл Разлома (HXP1, HXP2), в – Миссон Хилл Разлом (MXP), г, д, е – Санта Сусана Разломы (CC3) с индексами 1,2,3 соответственно*

Данные о величинах тектонических напряжений, получаемые в рамках МКА позволяют оценивать ожидаемый сброс напряжений на разломе. Данный параметр дает возможность перейти к ожидаемым магнитудам событий при возможности выделения активного участка разлома. Существует возможность для изометричного и неизометричного очагов получить следующие зависимости магнитуды землетрясения от указанных параметров:

$$M_w = 0{,}67 \log \Delta\tau_n + 2 \log L_q - 6{,}43,$$

$$M_w = 0{,}67 \log \Delta\tau_n + 1{,}33 \log L_q + 0{,}67 log W_q - 5{,}97.$$

Здесь сбрасываемые напряжения $\Delta\tau_n$ выражены в паскалях, длина разрыва L_q в метрах.

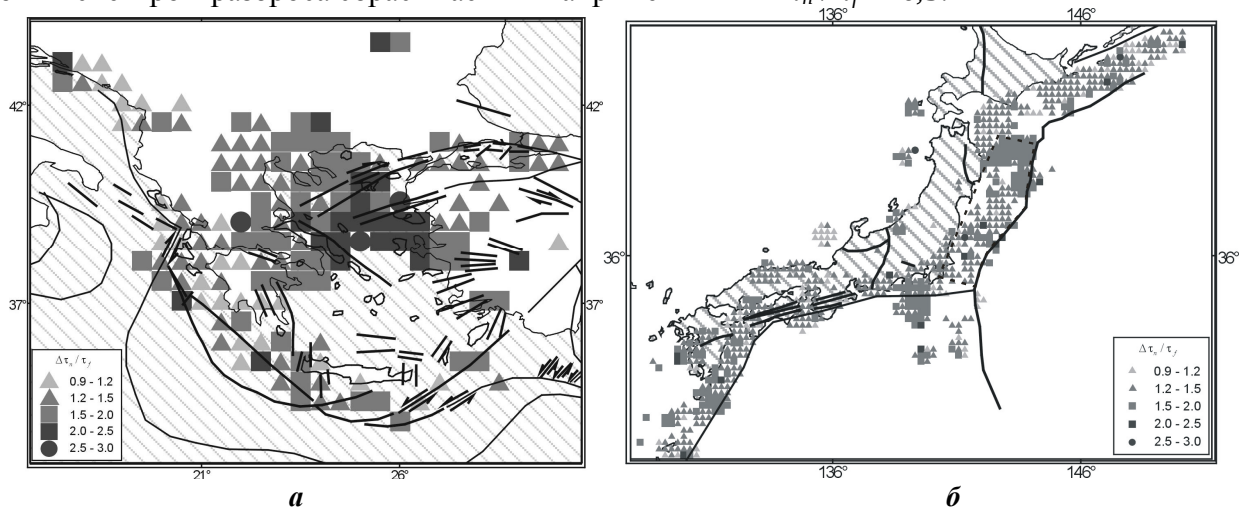
Районирование по возможным сбрасываемым напряжениям. Для оценки сейсмического риска полезным является районирование по величинам сбрасываемых напряжений для ожидаемых землетрясений с положением предполагаемой плоскости разрыва в очаге, совпадающей с плоскостью внутренней прочности. Для таких землетрясений в существующем поле напряжений сбрасываемые в очаге касательные напряжения $\Delta\tau_n$ максимальны. Подобные землетрясения с максимально возможными для данного участка земной коры величинами $\Delta\tau_n$ можно именовать *ожидаемыми наиболее опасными землетрясениями*. Районирование по величине максимальных сбрасываемых касательных напряжений можно осуществлять по результатам первых двух этапов реконструкции напряжений методом катакластического анализа. В этом случае оценивается относительная величина сбрасываемых напряжений:

$$\Delta\tau_n / \tau_f = 1 + \left(k_f - k_k\right)\left[\frac{p^*}{\tau_f} - \frac{\tau}{\tau_f}\left(k_f / \sqrt{1 + k_f^2} - \mu_\sigma / 3\right)\right].$$

Здесь p^* и τ – соответственно эффективное всестороннее давление и максимальное касательное напряжения, которые с точностью до нормировки на значение внутреннего сцепления τ_f определяются после второго этапа реконструкции МКА.

На рис. 2 представлены результаты районирования южных частей земной коры Европы и Азии. Реконструкция напряжений выполнялась по сейсмологическим каталогам Гарвардского университета (Восточное Средиземноморье) и Японского Метеорологического Агентства [10] для периода времени до 2002 г. Как видно из данных, показанных на рисунке, обширные области для ожидаемых землетрясений с большой величиной сбрасываемых напряжений существуют в тыльной части Эгейской сейсмоактивной области и западной части Анатолии. Здесь размер области высоких сбрасываемых с $\Delta\tau_n / \tau_f > 2$ напряжений достигает

500 км. Поскольку именно в эту область продолжаются несколько наиболее крупных разломных систем данного региона (Анатолийский сдвиг и др.), то именно данный участок земной коры можно рассматривать как сейсмоопасный. Во фронтальной области поддвига океанической литосферной плиты (Эгейская дуга) наблюдается мозаичная картина с самым широким спектром разброса сбрасываемых напряжений $2 \geq \Delta\tau_n / \tau_f > 0{,}5$.



а *б*

Рис. 2. Районирование земной коры Восточного Средиземноморья (*а*), и Южных Курил и Японии (*б*) по относительной величине наибольших сбрасываемых напряжений $\Delta\tau_n / \tau_f$ для ожидаемых землетрясений. Для Японии пунктиром показано положение очага Великого Японскго землетрясения 07.04.2011 г. M_w = 9,0

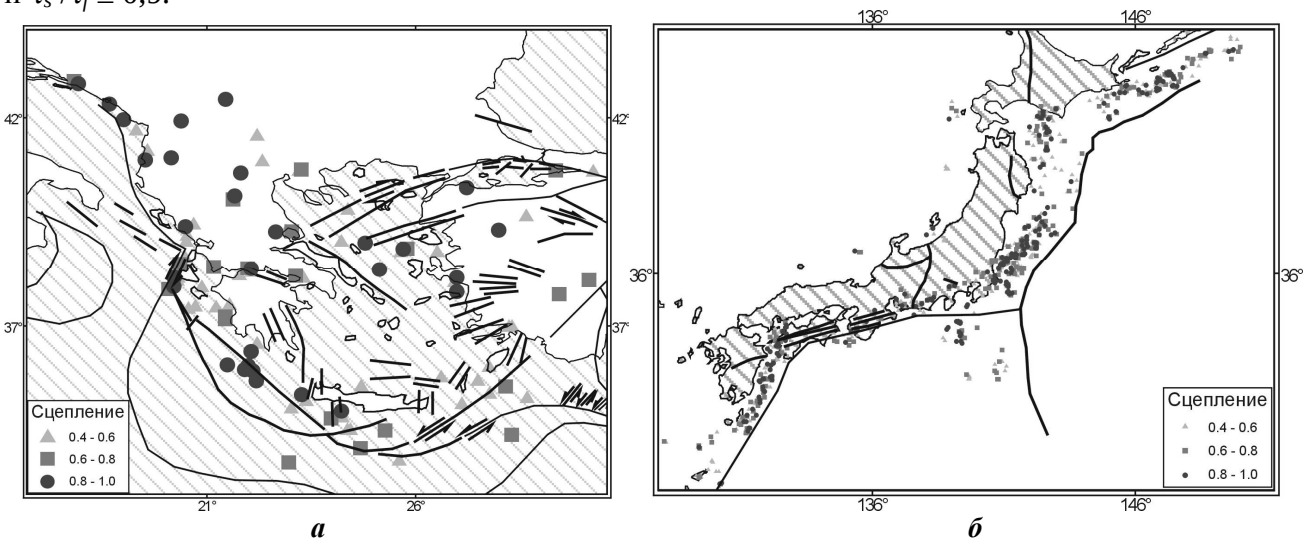
Согласно рис. 2, *б* в земной коре Южных Курил и Японии существуют две крупные области относительно высокого и однородного уровня сбрасываемых напряжений для ожидаемых землетрясений (данные о тектонических напряжениях относятся к периоду 1998-2002 гг.) – в северном и южном сегментах о. Хонсю. Между ними вдоль желоба Северо-Тихоокеанской плиты уровень сбрасываемых напряжений менее однороден, чуть ниже, но также достаточно высок. Отметим, что катастрофическое Японское землетрясение этого года вскрыло земную кору в области между этими двумя мощными, энергетически насыщенными зонами, захватив в себя всю область в северной части о. Хонсю. При этом согласно данным каталога CMT (www.globalcmt.org) начало вспарывания имело координаты 38,32 СШ 142,37 ВД, что близко к области повышенных сбрасываемых напряжений в северной части о. Хонсю.

Районирование по близости ориентации сейсмогенерирующих структур к плоскостям скалывания горных пород. Данные о напряженном состоянии позволяют строить карты простирания плоскостей скалывания – плоскостей внутреннего (по Кулону) трения. На картах можно выделять два типа участков: там, где траектории векторов простирания этих плоскостей и простирание существующих разрывных структур подобны и, где между этими характеристиками наблюдаются большие различия. Когда плоскости разрывов и плоскости скалывания горных пород в областях первого типа имеют близкие углы погружения, то соответствующие разрывные структуры могут рассматриваться в качестве наиболее активных на современном этапе деформирования. Сопоставляя протяженность участков таких активных разломов с данными о параметрах сбрасываемых напряжений можно определить магнитуды ожидаемых землетрясений.

Аналогичный подход для оценки магнитуд событий можно применить, не используя дополнительных данных о морфологии геологических разрывов. В этом случае сами сейсмологические данные, а точнее данные об ориентации реализованных плоскостей в очагах землетрясений, доставляют информацию об ориентации сейсмогенных структур. В МКА выбор реализованной плоскости очагов производится в процессе второго этапа реконструкции. Сравнивая ориентацию реализованной в очаге плоскости с ориентацией плоскости скола, можно выявлять наиболее опасные сейсмогенные структуры. На рис. 3 для двух регионов

выполнено районирование по величине редуцированного поверхностного сцепления (τ_s / τ_f), отвечающего реализованной в очаге землетрясения плоскости. На этих рисунках показаны значения данного параметра только для тех землетрясений, где $\tau_s / \tau_f \geq 0{,}6$, т.е. для очагов землетрясений, плоскости которых достаточно близки по ориентации к плоскости скалывания горных пород.

Для Восточного Средиземноморья в океанической коре к западу от Греции и к югу от полуострова Пелопоннес имеет место выстраивание в цепочку нескольких землетрясений с высокими значениями поверхностного сцепления рис. 3, *а*. В первом случае эта цепочка состоит из шести землетрясений с магнитудами $4{,}9 \leq M_w \leq 5{,}3$ и значением редуцированного поверхностного сцепления $\tau_s / \tau_f \geq 0{,}7$, а во втором из четырех землетрясений с $4{,}9 \leq M_w \leq 5{,}3$ и $\tau_s / \tau_f \geq 0{,}9$.



а *б*

Рис. 3. Районирование земной коры Восточного Средиземноморья (*а*), Южных Курил и Японии (*б*) по близости ориентации сейсмогенерирующих структур к плоскостям скалывания горных пород

Такое структурное положение уже произошедших землетрясений можно рассматривать как подготовку сейсмогенного разрыва относительного большого линейного масштаба. Совокупная протяженность этих сейсмогенных структур соответственно 70 км и 60 км. Для данных областей согласно картам рис. 2, *а* сбрасываемые напряжения ожидаемых землетрясений составляют в среднем соответственно 5 и 7 МПа. Для обеих этих сейсмогенных структур согласно приведенным выше выражениям можно определить максимальные значения магнитуды M_w = 7,5 ожидаемых землетрясений. Эти цифры чуть ниже оценок максимальных магнитуд землетрясений для всего этого региона, полученных на основе традиционного анализа магнитуд уже произошедших землетрясений [11]. Следует отметить, что в выделяемой на карте рис. 2, *а* области повышенных значений сбрасываемых напряжений (тыловая часть Эгейской сейсмоактивной области) в настоящий момент времени не происходит формирование опасных сейсмогенных структур земной коры рис. 3, *а*. Здесь на современной стадии происходят землетрясения, плоскости очага которых достаточно сильно отклоняются от ориентации плоскостей скалывания горных пород, что может свидетельствовать о меньшей их сейсмической опасности в сравнении с выделенными выше участками земной коры.

В завершении выполним оценку сейсмической опасности земной коры Японских островов и Южных Курил. В соответствие с данными рис. 3, *б* выделяется несколько сейсмогенных структур. Первая – поперечная к простиранию сейсмофокальной зоны вблизи о. Шикотан (55 км), вторая расположена к югу от о. Хоккайдо (80 км), третья вытягивается вдоль восточного побережья о. Хонсю (85 км) и четвертая находится к югу от Тонкайского залива в Филиппинской плите (70 км). Этим участкам земной коры отвечают величины максимальных сбрасываемых напряжений (рис. 2, *б*) соответственно: 15, 10, 15 и 17 МПа.

Приведем прогнозную оценку ожидаемых магнитуд событий для данного региона данную в работе [9]. Максимальные значения магнитуд, рассчитанные по этим данным, будут: о. Шикотан – M_w = 7,5, о. Хоккайдо – M_w = 7,8, к западу (в книге опечатка, необходимо читать к востоку) от о. Хонсю – M_w = 8 и к югу от о. Хонсю (Тонкайский залив) – M_w = 7,9.

О взаимосвязи принципов тектонофизического сейсморайонирования с моделью очага землетрясения. Обычно при прогнозе магнитуд землетрясений и при сейсморайонировании исходят из предположения о подобии процесса разрушения, происходящего в массивах горных пород на разных масштабных уровнях [1, 14]. Таким образом, фактически определяется подобие внешних условий нагружения и внутреннего состояния очага землетрясений с линейным размером в первые метры и сотни километров. К тезису о подобии процесса разрушения обычно также добавляют положение о том, что с механической точки зрения причиной землетрясения является задержка на некотором участке разлома обращения упругих деформаций в остаточные, из за возникновения зацепов вдоль плоскости разлома [6], препятствующих взаимному скольжению его бортов. Длительность существования подобного зацепа согласно тезиса о подобии процесса подготовки очагов землетрясений разного масштаба предопределяет величину энергии, накопленной в упругих деформациях массива горных пород, и, следовательно, длину будущего разрыва в очаге. В рамках этих тезисов очаг землетрясения фактически рассматривается как некоторая достаточно однородно деформирующаяся область, которую можно эффективно представить в виде упругого включения с аномальными механическими свойствами [5].

Однако подобие процесса подготовки очага землетрясения если и существует, то определяется существенно более узким диапазоном магнитуд. Анализ напряжений сейсмоактивных участков земной коры показывает достаточно сильную неоднородность напряженного состояния, действующего вдоль разломной зоны. Здесь могут соседствовать участки с высоким и низким уровнем всестороннего сжатия и девиаторных напряжений. Области, где сейсмогенными являются плоскости разрывов, близкие к плоскостям скалывания горных пород, прерываются участками, где активизируются разрывы, менее соответствующие современному полю напряжений. В этой связи трудно себе представить, что магнитуда землетрясения предопределена только фактором зацепа вдоль плоскости разлома, имеющим достаточно локальное пространственное влияние. Возможно, фактор зацепа и длительность его существования следует рассматривать лишь как одно из условий (необходимое) подготовки сильного землетрясения, которое само по себе не определяет его магнитудный уровень. Следует также заметить, что землетрясения происходят в участках разломных зон с разными условиям напряженного состояния, что говорит о возможности существования разных факторов, определяющих процессы подготовки очага землетрясения. Выполненный ранее анализ показывает, что для горных пород, прочность которых определяется не только касательными, но и нормальными напряжениями на разломе, разрушение может происходить не только из-за повышения уровня девиаторных напряжений (наличие зацепа на разломе), но и в связи с повышением давления флюида в трещинно-поровом пространстве разломных зон, определяющего снижение прочности пород. Кроме того, возможно локальное снижение параметров эффективной прочности массивов за счет структурно-вещественных преобразований горных пород, которые в разломных зонах могут ускоряться наличием интенсивных сдвиговых деформаций и напряжений. Все это вместе ставит под сомнение как тезис о единственности причины возникновения землетрясений, так и тезис о подобии факторов, определяющих причину возникновения землетрясений разного энергетического уровня.

Выше были показаны примеры тектонофизического районирования сейсмоактивных участков земной коры. В общем, подобное районирование, скорее всего, позволяет выделять участки разломов, однородные на данном масштабном уровне, для которых активизация и ожидаемый магнитудный уровень землетрясений предопределяется напряженным состоянием самих этих участков, т.е. область подготовки совпадает с областью будущего очага земле-

трясений. Подобное районирование и сделанные на его основе оценки максимальных магнитуд ожидаемых землетрясений отвечают представлению на область подготовки очага землетрясения в соответствие с концепцией И.П. Добровольского [5]. Область подготовки землетрясения является областью аномальных механических свойств, которую следует рассматривать как включение. При этом тезис о зацепе на разломе должен быть заменен более общим тезисом о достижении предельного состояния не только за счет повышения уровня девиаторных напряжений, но и за счет снижения сил трения и сил эффективного сцепления на будущем разрыве.

Однако наличие для одного разлома участков существенно различного уровня напряжений предопределяет и другой вариант оценки сейсмической опасности, когда размер области разрушения контролируется не только размером участка разлома, для которого достигнуто предельное состояние. Теоретические расчеты, выполнявшиеся в механике конструкций, показывают, что длина развивающейся трещины и амплитуды смещений ее бортов сильно зависят от того, каким образом осуществлялся сброс энергии, накопленной в упругих деформациях. Если трещина развивается квазистатически, то ее длина и амплитуды смещений бортов на 20-30 % меньше, чем в случае, когда ее развитие осуществляется быстрым – динамическим образом. Этот эффект обусловлен усилением разрушающих напряжений во фронте развивающегося разрыва за счет сил инерции. Следует отметить, что в этих расчетах свойства конструкционных материалов отвечают упругой среде без внутреннего трения, а напряженное состояние вблизи зоны разрушения на стадии его подготовки достаточно однородное.

Результаты подобных наблюдений, перенесенные на разломные зоны с существенно неоднородным напряженным состоянием, позволяют предположить, что наличие в разломной зоне рядом с областью с высоким уровнем напряжений (область подготовки) области с низким уровнем напряжений (низким уровнем всестороннего сжатия) является благоприятным фактором для *развития разрыва существенно большей длины, чем размер области подготовки* [8-9]. В этом случае энергии, накопленной в упругих деформациях, в области повышенного напряженного состояния может оказаться вполне достаточной для развития разрыва в соседней области, где предельные условия еще не достигнуты, но в которой существует относительно низкий уровень напряжений и, следовательно, низкое сопротивление сил трения на формирующемся разрыве. Если развитие разрыва в пределах области высокого уровня напряжений (большого всестороннего сжатия и сил трения) может носить прерывистый пульсационный характер, то в области с низкими силами трения он может набирать хорошую кинетику и распространится вплоть до следующего участка повышенных напряжений (повышенных сил трения). Вероятно, в рамках подобного анализа следует выполнять оценку сейсмической опасности землетрясений с магнитудой более 8, в то время как оценка сейсмической опасности, полученная в этом разделе, относится к землетрясениям с меньшими магнитудами.

Далее приведем цитату из работы [10, с. 344]. «Если с рассмотренных здесь позиций анализировать представленные в четвертой главе результаты реконструкции напряженного состояния различных сейсмоактивных регионов, то наиболее опасной выглядит протяженная (более 500 км) область в верхней части земной коры вдоль восточного побережья о. Хонсю. Здесь интенсивности шаровой и девиаторной компонент значительно, почти вдвое ниже, чем в достаточно больших областях, которые ограничивают ее с северо-востока и юго-запада. Эти области повышенных напряжений также достаточно обширны (около 200 км) и **могут являться источником энергии при формировании очага землетрясений с магнитудой около 9** и протяженностью до 1000 км. Опасность усугубляется наличием в этой зоне большого числа сейсмогенных разрывов с плоскостями, близкими к плоскости скалывания горных пород (рис. 3, *б*). Возможно, что основным сдерживающим моментом на настоящей стадии развития сейсмотектонического процесса является отсутствие подобных сейсмогенных

разрывов в зонах сочленения области пониженных и областей повышенных напряжений. Если эти соображения верны, то, следовательно, предупреждение подобного землетрясения можно осуществить на основе мониторинга этих зон путем отслеживания изменений структуры сейсмогенных разрывов».

Таким образом, катастрофическое японское землетрясение задолго до своей реализации проявилось в поле современных напряжений. Важно отметить, что данные о напряжениях этого землетрясения как и для Чилийского землетрясений прошлого года и Суматра-Андаманского землетрясения 2003 г соответствуют модели подготовки очага землетрясений, предложенной в работах [9-10]. Представленные выше подходы по тектонофизическому районированию сейсмической опасности улавливают особенности поля напряжений, отвечающие за подготовку сильного землетрясения, и имеют возможность получения количественной оценки вплоть до магнитуды ожидаемых землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K. Scaling law of seismic spectrum // J. Geophys. Res. – 1967. – Vol. 72. – P. 1217-1271.
2. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburgh. – 1951.
3. Hauksson E. Crustal structure and seismicity distribution adjacent to Pacific and North America plate boundary in southern California // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. – P. 13876-13903.
4. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1954. – № 3. – С 390-410.
5. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. – М., 1991. – 217 с.
6. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
7. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология, геофизика. – Т. 47. – № 11. – 2006. – С. 1192-1206.
8. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. – Т. 416. – № 5. – 2007. – С. 106-109.
9. Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. – 2007. – Т. 29. – № 6. – С. 92-110.
10. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига, 2007. – 406 с.
11. Степанов В.В. Геодинамическая опасность промышленных объектов. – М., 2001. – 100 с.
12. Уломов В.И. О методологии оценки сейсмической опасности и создания карт общего сейсмического районирования территории стран-участниц СНГ // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Доклады международного симпозиума 17-21 ноября 1997. – Алматы: Институт сеймсмологии Миннауки АН Республики Казахстан, 1997. – С. 348-359.
13. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения // Избранные труды. – М.: Изд-во Акад. горных наук, 1997. – 541 с.
14. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука, 1990. – 190 с.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗОН СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РОССИИ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

Е.А. Рогожин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Введение

Приводятся сведения о результатах сейсмотектонического изучения сильнейших землетрясений в России в 2003-2006 гг. на фоне общемировых достижений в данной области знаний. Обследование очаговых областей землетрясений проводится обычно по нескольким основным направлениям. Эпицентральные полевые сейсмотектонические наблюдения в очаговой области дают информацию о сейсмодислокациях и тектонической позиции очага. На основании собранных данных строится модель сейсмического очага с реконструкцией главных плоскостей подвижек, амплитуды и направления импульсных смещений. Выясняется положение и строение сейсмогенерирующей структуры (зоны). В докладе суммированы результаты комплексного изучения зон Алтайского, 2003 г. и Олюторского 2006 г. сильнейших землетрясений, произошедших на территории Российской Федерации в разных сейсмотектонических условиях и геодинамических обстановках. Эти работы позволили собрать сведения о тектонической позиции, геологических, сейсмологических, а иногда и геодезических проявлениях и разработать модели сейсмического очага для каждого события.

Сейсмотектонические исследования в зоне алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г. на горном Алтае

27 сентября 2003 года на Алтае произошло сильное землетрясение с магнитудой M = 7,3, силой в эпицентре 9 баллов и ощущавшееся в населенных пунктах высокогорного района Алтая с интенсивностью до 6-7 баллов (рис. 1, 2). Существенных разрушений и человеческих жертв сейсмический толчок не вызвал. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Сильнейший из них лишь незначительно уступал по силе (M = 7,0) основному толчку и произошел через трое суток после него. Институт физики Земли РАН направил в эпицентральную зону сейсмотектонический отряд, который успел в октябре-ноябре 2003 г., до наступления зимы выявить и закартировать основные сейсмодислокации, а также установить на местности геологическую структуру, ответственную за возникновение данного землетрясения [Рогожин и др., 2004]. Летом 2004 г. и 2005 г. работы были продолжены.



Рис. 1. Сейсморазрыв Алтайского землетрясения (фото А.Р. Геодакова)



Рис. 2. Правосторонний сдвиг по сейсморазрыву Алтайского землетрясения (фото А.Н. Овсюченко)

В 2004 и 2005 гг. в ближней зоне землетрясения на протяжении летних месяцев работала временная телеметрическая сеть сейсмических станций ИФЗ РАН, которая зарегистрировала несколько тысяч умеренных по силе и слабых сейсмических толчков [1-2].

Углубленные сведения о строении очага, его параметрах (магнитуде, сейсмическом моменте, фокальном механизме, частотных характеристиках главного толчка) и о сильнейших афтершоках были получены на основании оперативного анализа телесейсмических данных, собранных мировой сейсмологической сетью, национальной сетью России и сетями сейсмографов некоторых других стран [17].

Алтайское землетрясение, хоть и произошло внезапно, но на уровне долгосрочного прогноза было предсказано [8]. Комплексные сейсмотектонические исследования в 1995-1998 гг. на территории Горного Алтая, включающие применение внерегионального метода оценки сейсмического потенциала и палеосейсмогеологического метода («тренчинг»), позволили установить, что сейсмический потенциал юга Алтая очень высок ($M_{макс}$ = 7.5-8.0). Выяснилось также, что в течение голоцена в Чуйско-Курайской сейсмогенной зоне уже имели место землетрясения с магнитудой порядка 7,5 и даже выше [15]. Был определен период повторяемости этих сильнейших сейсмических событий прошлого. Землетрясение 27 сентября 2003 г. показало правильность сделанных оценок сейсмической опасности региона. В результате эти значения $M_{макс}$ были приняты для территории Алтая при составлении новой Карты общего сейсмического районирования России (ОСР-97).

В результате эпицентральных исследований собраны материалы, характеризующие очаг землетрясения с разных сторон. Эти данные опубликованы в виде тематического сборника [16] и в ряде статей [2, 12, 18].

Имеющиеся телесейсмические сведения характеризуют очаг как коровый, залегающий в верхней и средней частях земной коры. Согласно данным о глубине гипоцентров афтершоков он располагался не глубже 17-18 км и достигал дневной поверхности. Из собранных сейсмотектонических данных ясно, что очаг вышел на поверхность в виде линейной системы сейсморазрывов общей длиной около 60 км. Протяженность наиболее плотной части овального в плане поля эпицентров афтершоков составляет порядка 100 км при ширине около 20 км. Эти характеристики являются довольно типичными для очага землетрясения с магнитудой 7,3 [23].

Согласно решению фокального механизма, конфигурации изосейст 8-го и 7-го баллов [3] и кинематике сейсморазрывной зоны на поверхности подвижка в очаге произошла по практически вертикальной плоскости северо-западной или запад-северо-западной ориентировки и имела характер правостороннего сдвига. Амплитуда сейсмогенного смещения достигала 2 м. Сравнительно скромный макросейсмический эффект землетрясения и умеренное развитие связанных с ним гравитационных сейсмодислокаций объясняется, по-видимому, низкочастотным спектром сейсмических колебаний главного толчка и наличием мощного слоя вечной мерзлоты в приповерхностной части разреза молодых отложений.

В северной части очаговой области возник еще один, дополнительный сейсмический разрыв, обрамляющий с юга, а в одном месте пересекающий в диагональном направлении Центрально-Курайскую антиклинальную гряду. Разрыв не связан с основной зоной сейсмогенного разрыва, имеет близширотную или, местами, северо-восточную ориентировку, длину около 20 км и взбросовую морфо-кинематику. Вероятно, эта система первичных сейсмодислокаций обязана своим возникновением очень сильному афтершоку 1 октября 2003 г., имевшему магнитуду 7,0 (рис. 3).

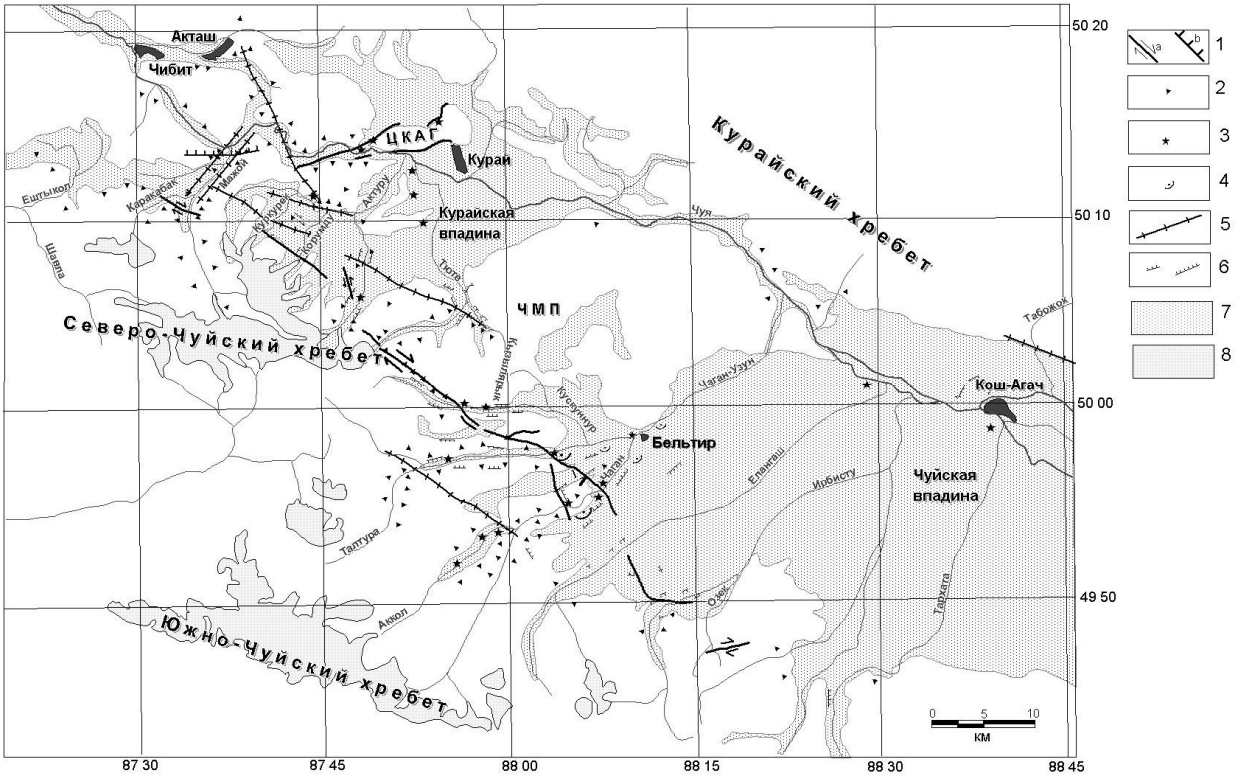


Рис. 3. Карта распространения сейсмодислокаций [Рогожин и др., 2004]. *1 – сейсмотектонические разрывы (а – правые сдвиги, б – сбросы); 2 – обвалы и осыпи; 3 – разжижения грунта; 4 – оползни; 5 – сейсмогравитационные трещины отрыва и отседания склонов; 6 – трещины отседания склонов; 7 – разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний; 8 – четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; 9 – крупнейшие современные ледники. ЦКАГ – Центрально-Курайская антиклинальная гряда, ЧМП – Чаган-Узунская межвпадинная перемычка*

Проведенные В.Ю. Тимофеевым и др. [19] геодезические наблюдения на стационарной сети приборов GPS Горного Алтая до и после сейсмического события 27 сентября 2003 г. показали, что огромная территория Южного Алтая при землетрясении испытала необратимые горизонтальные движения. На расстоянии около 50 км от очага зарегистрированы смещения с амплитудой 15-30 см. Причем поверхность земли к северо-востоку от очаговой зоны землетрясения переместилась в юго-восточном или южном направлении, а блок к югу от очага сдвинулся к северо-северо-западу. Это в целом хорошо согласуется с наблюденными деформациями в зоне магистрального сейсморазрыва.

Кроме магистрального разрыва на поверхности возникло несколько менее протяженных оперяющих дизъюнктивных нарушений взбросо-сдвигового и сбросо-сдвигового типа со значительно более скромными амплитудами сейсмогенных смещений.

Согласно морфологии, распределению и размерам вторичных – сейсмогравитационных и вибрационных деформаций (оползней, обвалов, грифонов) землетрясение проявилось в плейстосейстовой области с интенсивностью 9-10 баллов, а горизонтальные и вертикальные ускорения могли достигать величины 1g [Рогожин и др., 2004, 9, 18].

В очаговой зоне землетрясения 2003 г. обнаружены многочисленные следы ранее происходивших сильных землетрясений. Первичные и вторичные палеосейсмодислокации согласно проведенным радиоуглеродным датировкам времени их возникновения свидетельствуют, что доисторические сейсмические события с магнитудой от 7,0 до 8,0 имели место в этом же сейсмическом очаге примерно 230-300, 1100, 1900-2000, 2500, 3200, 4000, 4600 и 7800-8000 лет назад. Период повторяемости составил, таким образом, 500-900 лет. Большой интервал времени между сейсмическими событиями, случившимися 4600 и 7800-8000 лет назад, вероятно, объясняется неполнотой знаний о древних землетрясениях первой половины голоцена.

Поскольку активный разлом, породивший Алтайское землетрясение 2003 г., наращивает к северу систему сейсмогенерирующих разломов Северо-Западного Китая и Западной Монголии (рис. 4), имеет северо-западное простирание и главным образом, правосдвиговую кинематику, он может считаться типичным для всей Алтайской сейсмотектонической провинции. Горный Алтай в этом свете можно считать непосредственным северным продолжением Монгольского и Гобийского Алтая, на территории которых неоднократно возникали землетрясения с магнитудой более 7,0 [6], и объединить все горные системы Большого Алтая в единую сейсмотектоническую область с высокими оценками магнитуды ожидаемых землетрясений.

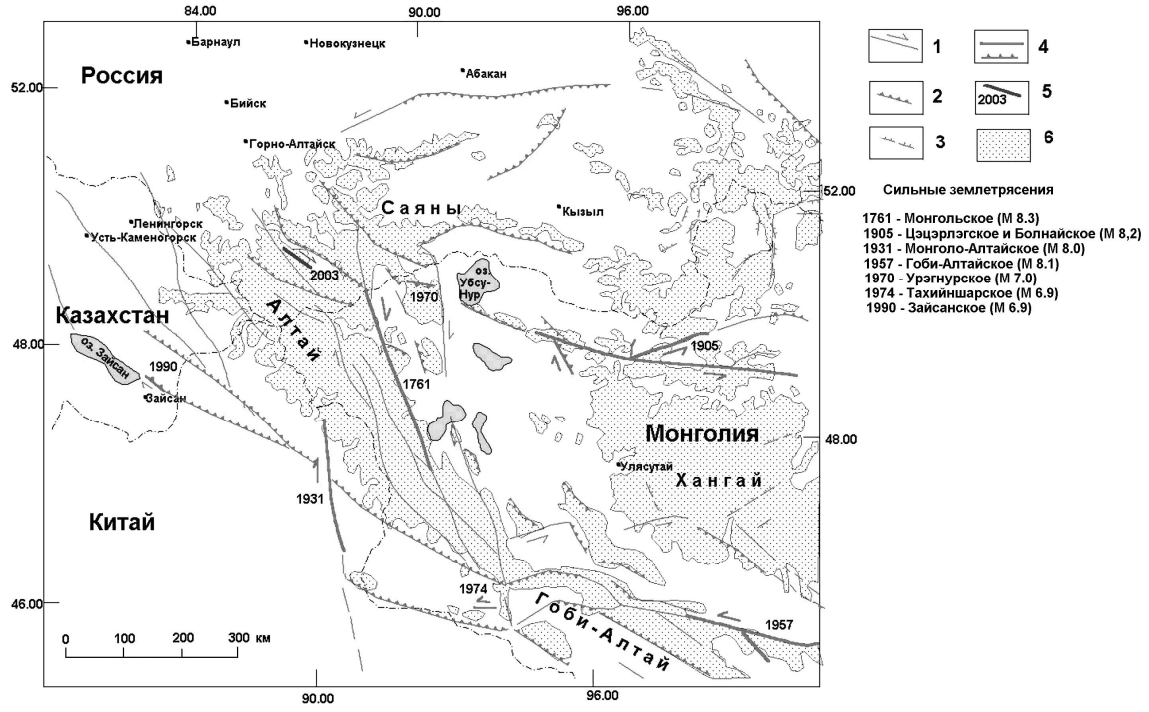


Рис. 4. Карта сейсмотектоники Монголо-Сибирского региона составлена с использованием материалов [Рогожин и др., 2004]. *1 – сдвиги; 2 – взбросы; 3 – сбросы; 4 – участки сейсмогенного обновления; 5 – сейсморазрыв землетрясения 27-го сентября 2003 г; 6 – поднятия свыше 2000 м*

Олюторское землетрясение в Корякии 20 (21) апреля 2006 г.

20 апреля 2006 г. на территории Олюторского района Камчатского края произошло сильное землетрясение с магнитудой MS = 7,8 (MW = 7,6). Эпицентральная область распола-

галась в зоне хребтов Корякского нагорья, севернее п-ва Говена. Землетрясение явилось сильнейшим за всю историю наблюдений на территории Корякского АО, что обусловило особенное внимание к этому уникальному событию. Важно отметить, что в 1991 г. в этом же очаге уже произошло сильное Хаилинское землетрясение с магнитудой 7,0 [7].

Обследование очаговой зоны и населенных пунктов Тиличики, Корф и Хаилино, входящих в эпицентральную область, дало возможность выявить и задокументировать систему сейсмодислокаций землетрясения [9]. Установленная в эпицентральной области временная сеть сейсмических станций проводила регистрацию повторных толчков. Во время полевых исследований 2006 г. были выявлены и закартированы первичные и вторичные сейсмодислокации, порожденные сильным сейсмическим событием. Обнаружен выход сейсмического очага на поверхность в виде протяженной системы первичных сейсмотектонических трещин (сейсморазрыва) длиной около 140 км.

Выполненное детальное картирование выхода очага на поверхность позволяет наметить три основных участка сейсморазрыва с различной внутренней структурой, морфотектонической позицией и кинематикой смещений: юго-западный, центральный и северо-восточный (рис. 5).

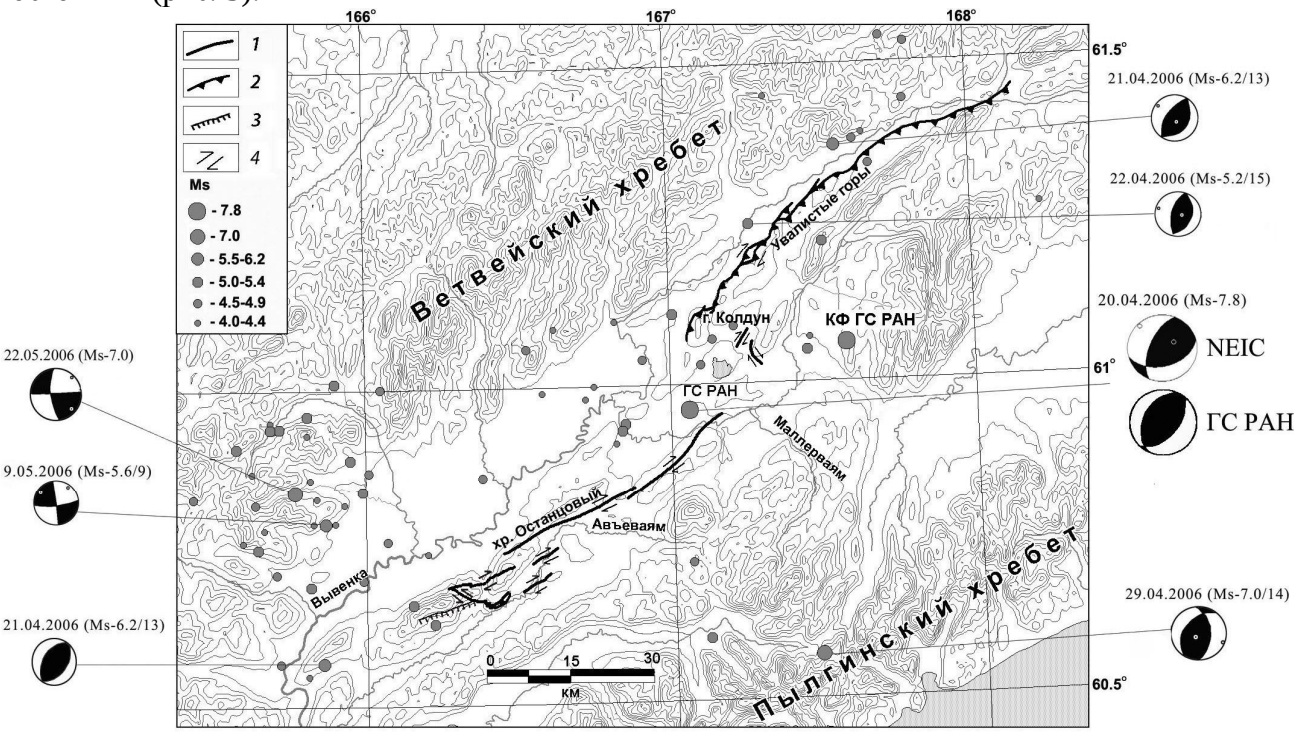


Рис. 5. Положение сейсморазрыва и механизмы очагов главного толчка и сильнейших афтершоков Олюторского землетрясения. Положение эпицентра главного толчка показано по данным ГС РАН и Камчатского филиала ГС РАН (КФ ГС РАН). Афтершоки с MS ≥ 4.0 по начало августа 2007 г. (данные ГС РАН). Механизмы очагов афтершоков по данным NEIC, главного толчка по данным ГС РАН и NEIC. Горизонтали рельефа проведены через 100 м. *1 – разрывные нарушения, в основном сдвиги; 2 – взбросо-надвиги, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; 3 – сейсмогравитационные дислокации (в виде уступа, прослеживающегося в подножии гряды), бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла, 4 – направление сдвигового перемещения*

Юго-западное окончание зоны сейсмотектонических нарушений представляет собой изолированный разрыв длиной около 16 км, имеющий левосдвиговую кинематику. Амплитуда сдвига, измеренная по смещению разорванных корней кедрового стланика, составляет 1.3-1.8 м.

К северо-востоку от этого участка сейсморазрыв представляет собой эшелонированную систему отдельных сдвиговых сегментов. Все сегменты имеют правосдвиговую кинематику смещений и восток-северо-восточную ориентировку. Такое строение характерно для

сейсмотектонического разрыва на всем его центральном участке. Амплитуда сдвига, измеренная по разорванной дороге, составляет 2.0 м (рис. 6). В строении сегмента основную роль играют трещины растяжения (сейсморвы), длиной до 50 м и шириной до 2 м, сопрягающиеся между собой валами вспучивания высотой до 1.5 м.

Следующий, северо-восточный сегмент выхода очага на поверхность начинается в подножии небольшого горного массива, увенчанного вершиной Колдун, и следует далее на северо-восток вдоль левого борта долины р. Вывенки. Длина сегмента – около 75 км. Амплитуда правосдвигового смещения измеренная по деформациям русел водотоков, не превышает 1-1.5 м. Доминирующей является взбросо-надвиговая составляющая, особенно ярко проявленная на отрезках, где сейсмический разрыв приобретает меридиональное или северо-восточное простирание. В местах ветвления разрыв дифференцируется на ветви с преимущественно сдвиговой и преимущественно взбросо-надвиговой кинематикой. Однако для всех ветвей характерны либо взбросо-сдвиги, либо антиклинальные валы, преобладающие над структурами растяжения (рвами). Ширина рвов не превышает 1 м. Амплитуда вертикального смещения достигает 2 м.



Рис. 6. Смещение вездеходной дороги правосдвиговым разрывом. Амплитуда смещения – около 2.0 м (фото А.Н. Овсюченко)

Проведенные палеосейсмогеологические и морфотектонические наблюдения позволяют констатировать, что образование сейсморазрыва в 2006 г., явление не случайное и является звеном в долгой сейсмической истории очаговой зоны, прежде неоднократно порождавшей сильные сейсмические события. Следы их зафиксированы в многочисленных деформированных формах рельефа и различных древних сейсмотектонических структурах. Причем, такие структуры часто обнаруживаются в разрезах, вскрытых современными сейсмодислокациями – сейсморвами или валами вспучивания (рис. 7).



Рис. 7. Сейсмический ров и вал вспучивания в пределах трассы левосдвигового разрыва (фото А.Н. Овсюченко)

В эпицентральной области землетрясения широким развитием пользуются вторичные сейсмодислокации. Главными нарушениями этого типа являются структуры разжижения грунта: трещинные излияния водно-песчаной и водно-гравийной смеси, грифоны. Огромные площади в долине р. Вывенка, в береговой полосе залива Корфа поражены вибрационными трещинами. Гравитационные явления распространены не столь широко. Отмечаются осыпи, обвалы и оползни на крутых юго-восточных склонах хр. Останцовый и гор Яхтынын в полосе трассирования первичного сейсморазрыва. В целом, область, охваченная вторичными сейсмодислокациями, имеет овальные очертания. Длинная ось «овала» вытянута в северо-восточном направлении и имеет длину порядка 160 км. Ширина «овала» составляет 50-60 км.

Из предложенных ранее геодинамических моделей строение очага более всего соответствует представлениям К.Г. Маккея и др. [21]. Протяженная зона разломов, контролирующая коровую сейсмичность на Камчатке, может быть прослежена в виде системы активных разломов вдоль Восточного хребта. К северо-востоку она достигает полуострова Озерный и Карагинского залива. Здесь же сосредоточены эпицентры многих мелкофокусных коровых землетрясений Восточной Камчатки.

Существенная правосдвиговая составляющая при сейсмогенном смещении по сейсмическому разрыву Олюторского толчка дает основание объединить обе разломные зоны, «протянув» их под водами пролива Литке. Вывенкско-Ветвейская зона разломов простирается, по-видимому, под водами Кичигинского залива и пролива Литке на восточную Камчатку почти до широты Камчатского мыса. Таким образом, пограничный между двумя литосферными плитами (Беринговоморской и Северо-Американской) характер сейсмогенерирующей структуры, породившей Олюторское землетрясение, представляется реальным [22] (рис. 8).

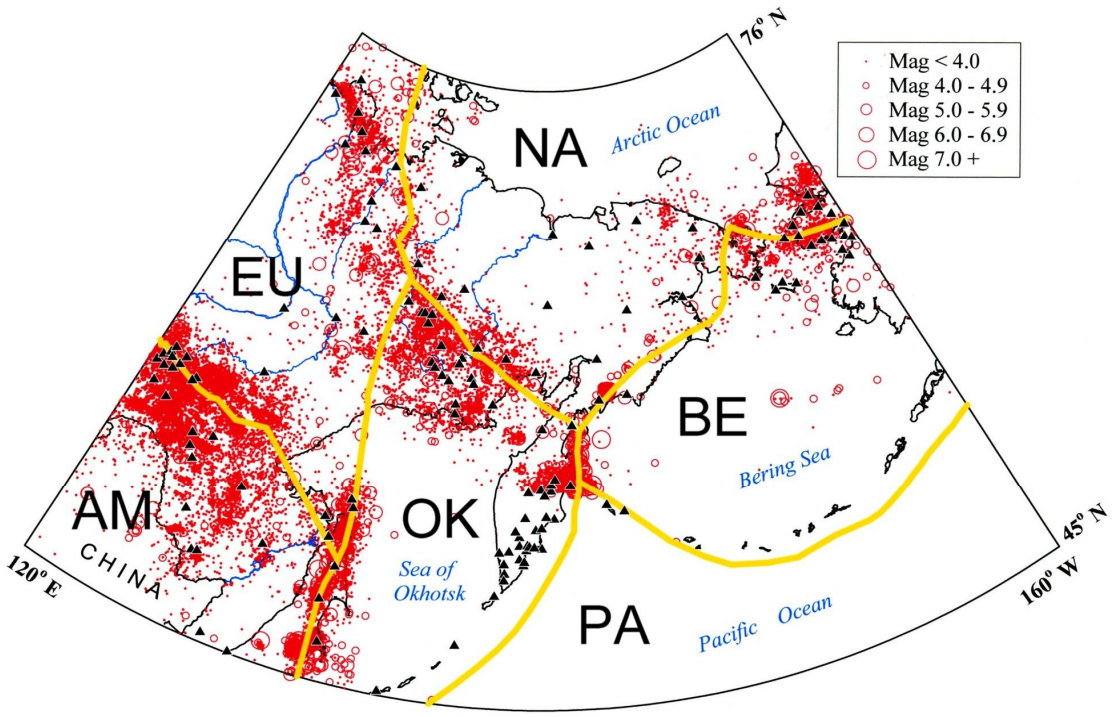


Рис. 8. Карта границ литосферных плит и эпицентров землетрясений восточной части Азии и севера Тихого океана [4, 21] с добавлениями

Сходство решений фокального механизма для главного толчка землетрясения 2006 г., Хаилинского землетрясения 1991 г. и Озерновского сейсмического события 1969 г. также позволяет объединить все эти сильные сейсмические проявления Восточной Камчатки и Вывенкско-Ветвейской зоны Корякии в единую сейсмогенерирующую провинцию.

Заключение

Сильнейшие землетрясения на Алтае и в Корякии замечательны тем, что их очаги вышли на поверхность в виде эшелонированных систем сейсморазрывов общей длиной порядка 60 км в первом случае и 140 км – во втором. Выявлены величины вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в зонах сейсморазрывов. На разных участках сейсморазрывы представлены первичными дислокациями взбросового, взбросо-сдвигового и сдвигового типа. На отрезках преобладания сдвиговых смещений они носят в основном правосторонний характер. На взбросовых отрезках амплитуда вертикальных смещений в зоне разрыва достигает 1,5 м для Алтайского сейсморазрыва и 4-5 м для Олюторского, а горизонтальных, сдвиговых – соответственно 1,5 и 3 м.

В эпицентральной области обоих землетрясений широким развитием пользуются вторичные сейсмодислокации. Главными нарушениями этого типа являются структуры разжижения грунта: трещинные излияния водно-песчаной и водно-гравийной смеси, грифоны. Эти сейсмодислокации являются особым, весьма существенным фактором усиления макросейсмического эффекта, поскольку увеличивают интенсивность повреждения зданий на 1-2 балла. Огромные площади поражены вибрационными трещинами. Гравитационные явления распространены не столь широко. Отмечаются осыпи, обвалы и оползни на крутых склонах гор.

В обеих эпицентральных зонах выявлены следы неоднократно возникавших ранее сильных сейсмических событий.

Проведенный геодинамический анализ условий возникновения изученных сильных сейсмических событий и сопоставление их с тектонической позицией других землетрясений позволили выявить основные черты сейсмотектоники юга Горного Алтая и Корякского нагорья. Сходство условий возникновения главных толчков землетрясений 2003 и 2006 гг. с толчками, ранее зарегистрированными в этих сейсмоактивных провинциях, дает основания

для объединения сейсмогенерирующих структур Горного Алтая с сейсмоактивными зонами Монгольского Алтая, а Олюторской сейсмогенерирующей зоны с таковыми, известными на Восточной Камчатке.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00205-а и 11-05-06072-г).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арефьев С.С., Погребченко В.В., Аптекман Ж.Я. и др. Предварительные результаты сейсмологических наблюдений в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 61-68.
2. Арефьев С.С., Быкова В.В., Матвеев И.В. и др. Афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения: высокая активность через два года после главного толчка // Исследования по сейсмотектонике и современной геодинамике. – М.: ИФЗ РАН, 2006. – С. 21-26.
3. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.В. и др. Чуйское (Алтайское) землетрясение 2003 г.: материалы сейсмологического изучения // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 55-60.
4. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Коровая сейсмичность Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. – Петропавловск-Камчатский: Кн. изд. Камчатский печатный двор, 2004. – С.62-74.
5. Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Алтайского) землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 83-91.
6. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / Ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов. – М.: Наука, 1985. – 224 с.
7. Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Mw = 7,6: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков. // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. – Петропавловск-Камчатский: Камчатская ОМСП ГС РАН, 2007. – С. 14-33.
8. Рейснер Г.И. Алтайское землетрясение 27 сентября 2003 г.: прогнозы и реальность // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2004 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 5-13.
9. Рогожин Е.А. Сейсмотектоника зон сильнейших землетрясений России 2003-2006 гг. // Национальный отчет Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли Международного геодезического и геофизического Союза за 2003-2006. – М. Национальный геофизический комитет РАН. К XXIV Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза, 2007. – С. 29-38.
10. Рогожин Е.А. Новиков С.С., Родина С.Н. Палеоземлетрясения и долговременный сейсмический режим Корякского нагорья // Геофизические исследования. – Т. 11. – № 4. – 2010. – С. 35-43.
11. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Пинегина Т.К. Олюторское землетрясение в Корякии 20 (21) апреля 2006 г.: результаты геологического и макросейсмического изучения эпицентральной области // Вопр. инженерн. сейсмологии. – Т. 35. – № 1. – 2008. – С. 28-54.
12. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. – № 2. – 2007. – С. 3-22.
13. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. – № 6. – 2008. – С. 31-51.

14. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С.. Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения 2006 г. в Корякии // Геотектоника. – № 6. – 2009. – С. 3-23.
15. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 120 с.
16. Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. материалы предварительного изучения / Отв. Ред. А.О. Глико. – М.: ИФЗ РАН. 2004. – 112 с.
17. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры Алтайского землетрясения 2003 г. и его афтершоков по телесейсмическим данным // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 14-24.
18. Татевосян Р.Э., Рогожин Е.А., Гваррери Л., и др. Эффекты землетрясения в природной среде (EEE) и оценка интенсивности: проект шкалы INQUA // Исследования по сейсмотектонике и современной геодинамике. – М.: ИФЗ РАН, 2006. – С. 149-168.
19. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э. и др. Использование космических технологий (GPS) для изучения современных движений Горного Алтая // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы Международной конференции. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 186-189.
20. Ge Shumo, Bo Meixiang, Zheng Fuwan, Luo Fuzhong. The Koktogay – Ertai Fault, Xinjiang, China // Journal of Earthquake Prediction Research. – Vol. 5. – № 4. – 1996. – P. 470-504.
21. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. – Vol. 25. – 1997. – P. 979-982.
22. Michetti A.M., Esposito D., Rogozhin E.A. et al. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. – Roma: 2004. – 116 p. Carta Geol. D' Italia, vol. LXYII (Special Paper).
23. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. – Vol. 84. – № 4. – 1994. – P. 974-1002.

УДК 550.34

ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Е.А. Рогожин, С.Н. Родина

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

27 мая 1995 г. на севере острова Сахалин произошло сильнейшее за всю историю наблюдений Нефтегорское землетрясение с Ms = 7,6. Очаг землетрясения вышел на дневную поверхность в виде системы сейсморазрывов общей протяженностью около 40 км. Смещение крыльев представляло собой правосторонний сдвиг, на отдельных участках имеющий взбросовую составляющую. Максимальная амплитуда правого сдвига в центральной части протяженной системы сейсморазрывов составляла около 8 м, а амплитуда взброса достигала 2 м [1].

Изучение приповерхностного строения сейсморазрыва в двух траншеях в северной части системы сейсмодислокаций, показало, что сильные сейсмические события здесь имели место и ранее. Анализ возраста погребенных под разжиженными в древности песками палеопочв и нижних горизонтов современной почвы, нарушенных ископаемыми сейсморазрывами, на основании радиоуглеродных определений приводит к выводу, что приблизительно

1000, 1400 и 1800 лет тому назад в этом же очаге происходили сильные землетрясения [1]. Их магнитуды могут быть оценены по вертикальной амплитуде сейсмогенных смещений [2]. Так, толчок, произошедший около 1800 лет тому назад, характеризовался взбросовой подвижкой с амплитудой вертикального смещения 1,2-1,5 м. По-видимому, магнитуда этого сейсмического события превышала магнитуду главного толчка землетрясения 1995 года (при котором вертикальная взбросовая составляющая сейсмогенного смещения составила в этом месте около 40-50 см) и может измеряться величиной 7,5. Сейсмические события, случившиеся около 1400 и 1000 лет тому назад, характеризовались амплитудой взбросовой вертикальной подвижки 40-60 см. Она соизмерима с сейсмогенным смещением, зафиксированным на тех же отрезках сейсморазрыва при главном толчке землетрясения 1995 г. По-видимому, и магнитуда древних сейсмических событий была сопоставима с магнитудой Нефтегорского землетрясения.

Собранные палеосейсмогеологические данные позволяют уточнить сейсмический режим северной части Сахалина на протяжении почти двух минувших тысячелетий. Для этого составлен график повторяемости землетрясений Сахалина с учетом палеосейсмогеологических данных. Средний долговременный сейсмический режим любой территории может быть отображен статистической функцией распределения частоты возникновения землетрясений по магнитуде [3]. Обычно график предполагается линейным и экстраполируется в область больших магнитуд, т.к. периоды инструментальных и исторических наблюдений сильных сейсмических событий малы и не обеспечивают соответствующей статистики.

Таблица 1

Сведения о землетрясениях северного Сахалина по инструментальным и историческим данным

M								***b***	***R***
	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0		
N	65	30	10	7	2	–	1	–0,86	0,989
T	30	31	49	67	82		167		

Сведения о землетрясениях с магнитудой M = 4,0-7,0 до 1993 г. из электронного каталога [4] на территории, ограниченной координатами 50-54° с.ш. и 142-144° в.д., помещены в прилагаемой таблице 1. Здесь N – число землетрясений указанной магнитуды M, T – период наблюдений в годах. Этот период для каждого значения M < 6,5 выбирался по указанному каталогу с года появления землетрясения такой магнитуды. Период наблюдений T для M = 7,0 был взят по данным соответствующего графика, опубликованного для территории всего острова Сахалин в [5]. В таблице 1 приведены также результаты расчета графика повторяемости землетрясений способом ортогональной регрессии: b – наклон графика, R – коэффициент линейной корреляции между M и логарифмом частоты N / T повторения землетрясений такой магнитуды.

Добавление к таблице 1 палеосейсмогеологических данных о сильных землетрясениях, а именно: $N = 2$ при $T = 1400$ лет для M = 7,0 (т.е. включение в расчет $N = 3$ при $T = 1400$ лет для M = 7,0) и $N = 1$ при $T = 1800$ лет для M = 7,5, позволило рассчитать график с учетом и этих данных (рис. 1). При этом его наклон составил – 0,97, а коэффициент линейной корреляции $Rc = 0,998$.

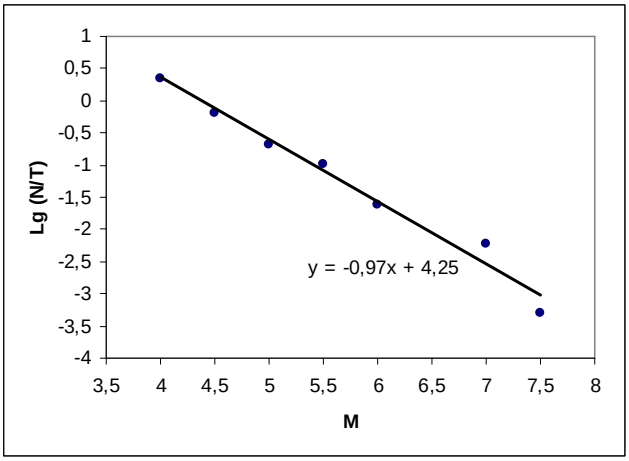


Рис. 1. График повторяемости землетрясений северного Сахалина по инструментальным, историческим и палеосейсмогеологическим данным

В последние годы собраны сведения о других древних сильных сейсмических толч-

ках в северо-восточной части острова [6, 7]. Следы активизации Пильтунского разлома прослежены по аэрофотоснимкам и в четырех траншеях. Обнаружены следы как минимум трех сильных доисторических землетрясений, происшедших в период времени от 2500 до 6200 лет тому назад. Период их повторяемости составляет от 1200 до 3200 лет. Предполагаемая магнитуда – порядка M = 7,5-8,0. Проведены палеосейсмогеологические работы на полуострове Шмидта [8]. Следы сейсмической активизации в зоне Хейтонского активного разлома обнаружены при интерпретации аэрофотоснимков и изучены в двух траншеях. Указанными авторами выявлены, как минимум, два, а вероятно три сильных доисторических землетрясения, происшедших в период от 40 тысяч до 11 тысяч лет тому назад с M = 7,5. Период их повторяемости составляет раз в 10 тысяч лет. Эти данные, охватывающие в возрастном отношении уже весь голоцен и поздний плейстоцен, подтверждают правильность сделанных выводов о сейсмическом режиме северного Сахалина.

Заключение

Полученные результаты свидетельствуют о прямолинейности графика повторяемости во всем диапазоне магнитуд в исследованной зоне северного Сахалина. Это значит, что сейсмический режим на последнем, позднечетвертичном этапе геологической истории оставался практически неизменным. Сходные результаты были получены и ранее на основании исследований для основных сейсмоактивных регионов всей Северной Евразии [9, 10].

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект 11-05-00205-а) и Программы № 4 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. – № 2. – 1996. – С. 45-53.
2. Wells D.L., Coppersmith K. J., New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. – Vol. 84. – № 4. – 1994. – P. 974-1002.
3. Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – № 9. – 1958. – С. 1057-1074.
4. Специализированный каталог землетрясений на территории Северной Евразии с древнейших времён до 1993 г. // http://secne_ul.unz –1997.
5. Сейсмическое районирование территории СССР. – М.: Наука, 1980. – 195 с.
6. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. – № 3. – 2002. – С. 227-246.
7. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Бесстрашнов В.М., Стром А.Л., Борисенко Л.С. Сейсмотектоническая обстановка острова Сахалин // Физика Земли. – № 3. – 2002. – С. 35-44.
8. Кожурин А.И., Лободенко И.Ю., Стром А.Л. Следы сильных землетрясений на полуострове Шмидта – северной части острова Сахалин в голоценовое время // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – № 4. – 2009. – С. 23-29.
9. Юнга С.Л., Рогожин Е.А. Сейсмичность, механизмы очагов землетрясений и сейсмотектонические деформации в пределах активных блоков литосферы // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. – М., 2000. – С. 383-420.
10. Рогожин Е.А. Реконструкция долговременного сейсмического режима с использованием палеосейсмогеологических данных // Экстремальные природные явления и катастрофы. Том 1. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. – Т. 1. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – С. 44-64.

УДК 550.34, 550.8

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ АФТЕРШОКОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ – ПРИМЕРЫ УТОЧНЕНИЯ СМЫСЛА КОРРЕЛЯЦИОННОЙ РАЗМЕРНОСТИ

М.В. Родкин[1], А.Р. Шатахцян[2], П. Мандал[3]

[1]Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия;
[2]Геофизический Центр РАН, г. Москва, Россия;
[3]Национальный институт геофизических исследований, г. Хайдарабад, Индия

По данным плотной локальной сети сейсмических наблюдений области сильного платформенного землетрясения $M_w = 7{,}7$ (вблизи г. Бхудж, на северо-западе Индийского полуострова, Индия) была сформирована подробная база данных афтершоков этого сильного землетрясения [1]. Число этих событий (2159 событий с $M \geq 3$) и точность определения положения гипоцентров (не хуже 1 км) достаточны для получения надежных статистических оценок. Рассматривается поведение графиков накопленного числа афтершоков $N(r)$ в зависимости от расстояния между очагами r, а также характер изменения первых производных и нормированных на расстояние производных числа накопленных событий ($d(N(r))/dr$)/r. В двойных логарифмических координатах графики в средней своей части линейны; обычно полагается, что наклон этой (прямолинейной) части графиков характеризует величину корреляционной фрактальной размерности множества событий. Однако в начальной части графиков и на больших относительных расстояний рост числа событий существенно отклоняется от прямолинейного. Подобные отклонения были получены нами ранее и по данным о взаимном расположении крупных рудных месторождений (по данным ГИС [2] и другим источникам информации). Однако в случае месторождений такие отклонения могли объясняться случайными факторами ввиду недостаточно большого числа месторождений в базе данных. В случае афтершоков число событий уже вполне достаточно для статистической значимости результатов.

Накопительный график в двойном логарифмическом масштабе (рис. 1) демонстрирует области различного характера роста числа событий $N(r)$ в зависимости от взаимного расстояния между очагами. На первоначальном интервале малых r наблюдается скачок числа событий. В средней (наиболее прямолинейной) части графика имеет место быстрый равномерный рост накопленного числа событий. При равномерном пространственном расположении очагов следует ожидать, что их число будет возрастать пропорционально квадрату расстояния между очагами. Однако по обеим сторонам прямолинейной области графика рост числа событий с расстоянием между очагами происходит медленнее (кроме уже отмеченного скачка в начале графика). Замедление роста на больших расстояниях естественным образом объясняется ограниченностью размеров активной афтершоковой области. На минимальных взаимных расстояниях наблюдается определенная тенденция повторной реализации афтершоков в одних и тех же точках. Не вполне ясно, однако, имеет ли эта тенденция объективную или исключительно субъективную природу.

Графики, подобные приведенным на рис. 1, обычно используются для оценки фрактальной корреляционной размерности [3]. Легко видеть, однако, что в рассматриваемом случае такая размерность описывает только центральную прямолинейную часть графика. В ряде случаев такая часть оказывается непротяженной или таких областей может оказаться несколько. Так для рассматривавшегося случая площадного распределения крупных рудных месторождений (база данных получена на основе ГИС [2]) для большинства видов рудного сырья намечались явные неоднородности роста числа месторождений с ростом относительного расстояния между ними. На рис. 2, в качестве примера, показаны графики накопленного числа пар месторождений для пар Al_2O_3 – BeO, Al_2O_3 – ZrO_2 и Al_2O_3 –алмаз (в данном случае графики даны в линейном масштабе, так как малые значения расстояний не представительны).

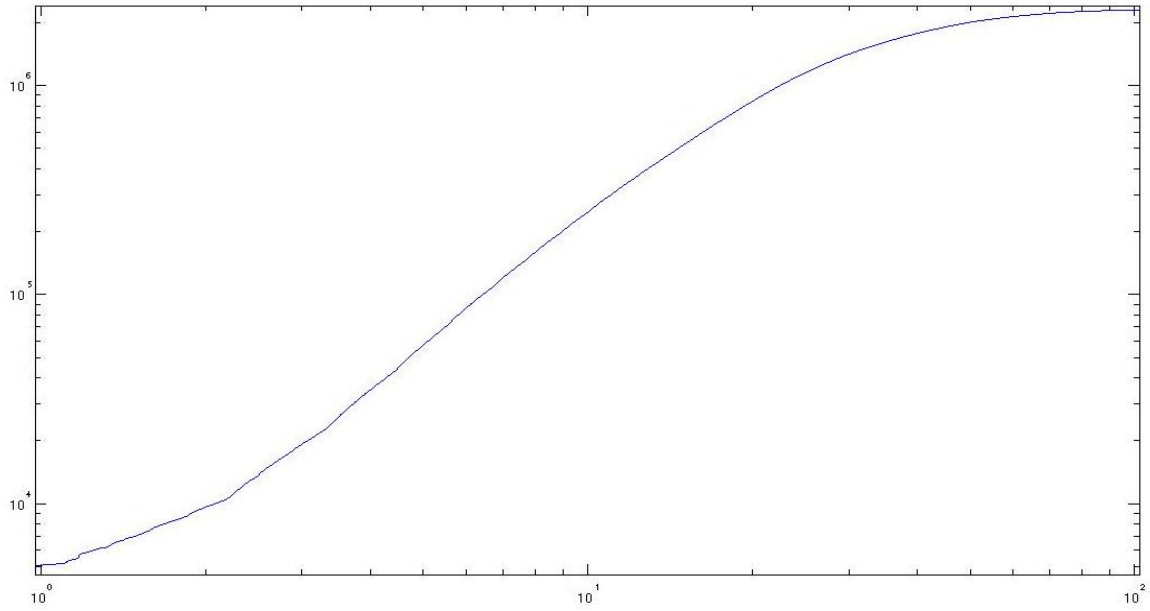


Рис. 1. Кумулятивные кривые числа расстояний между гипоцентрами афтершоков от величин расстояния (км) в двойных логарифмических координатах

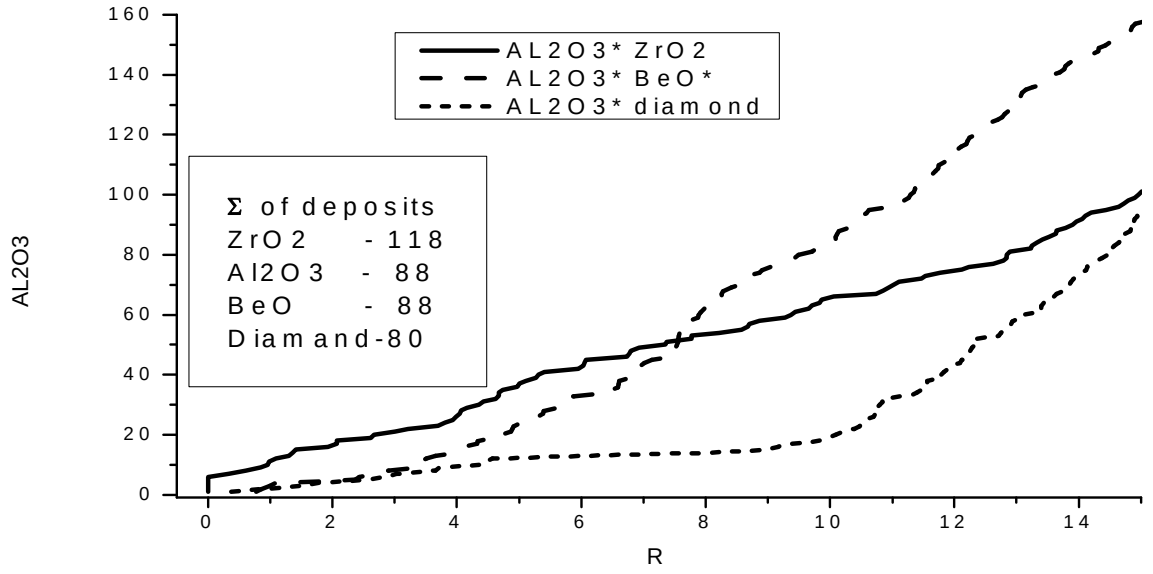


Рис. 2. Кумулятивный график числа пар месторождений данного вида сырья от величин расстояния между ними (градусы большого круга) для пар месторождений различного вида

Представляется возможным проинтерпретировать выявляемые отклонения как следствия характера взаимного расположения исследуемых объектов (месторождений или афтершоков). В частности, для месторождений можно предположить неоднородность их пространственного расположения и приуроченность месторождений к изотропным (точечным) и протяженным (линейным) пространственным структурам. Первые могут отвечать наличию тех или иных магматических проявлений, вторые могут соответствовать разломным структурам глобального, регионального и субрегионального уровня. Однако интерпретация неоднородней графика роста числа месторождений от взаимного их расстояния представлялась сугубо дискуссионной, так как число месторождений для разных видов сырья в большинстве случаев было не достаточно для получения вполне статистически надежного результата.

Случай взаимного расположения гипоцентров афтершоков сильного (M_w 7,7) землетрясения Бхудж (2001) землетрясения существенно более обеспечен статическими данными. Однако и в этом случае случайная неоднородность и незакономерная компонента изменчи-

вости графиков довольно велика. В связи с этим, при исследовании самих накопительных графиков и их производных проводилось сглаживание. В данном случае сглаживание осуществлялось использованием функции сглаживания smooth пакета Matlab. После проведения сглаживания сохранялись вариации роста накопленного числа событий типа представленного на рис. 1. И в этом случае наличие статистически значимых концентраций плотности очагов с характерным размером в несколько километров представляется достаточно надежно определяемым. Результаты анализа распределения афтершоков можно, по-видимому, интерпретировать в том смысле, что имеет место как бы пространственно равномерное распределение сгустков числа афтершоков по афтершоковой области.

Использованный подход позволяет уточнить и расширить смысл широко применяемого понятия фрактальной (корреляционной) размерности. Эта размерность, как известно, характеризует тип пространственного расположения множества изучаемых объектов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что интерпретироваться таким образом могут не только центральные прямолинейные участки графиков – как это обычно и делается – но, в первую очередь, области изменения в характере графиков. При этом, с учетом анализа искусственных примеров, оказывается возможным интерпретировать такие изменения как следствие изменений характера взаимного пространственного распределения объектов. На малых взаимных расстояниях (например) они могут концентрироваться в группы, на больших расстояниях эти группы оказываться приуроченными к неким протяженным одномерным и/или двумерным структурам, которые в свою очередь могут концентрироваться в изометричные области. Такого рода интерпретации могут оказаться более содержательными, чем определение величины фрактальной размерности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mandal P., Rastogi B.K. Self-organized fractal seismicity and b-value of aftershocks of 2001 Bhuj earthquake in Kutch (India) // Pure Appl. Geophys. – № 162. – 2005. – P. 53-72.
2. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World. – 2006.
3. Hentschet H., Procaccia I. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors // Physica D 8. – 1983. – P. 435-444.

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева

Геофизический центр Российской академии наук, г. Москва, Россия

Континентальные окраины переходной зоны Евразия – Тихий океан характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых. В связи с этим они являются объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин Земли выполнено по международным проектам «Геотраверс» и «InterMARGINS» [1, 2, 3]. Геодинамические модели глубинного строения построены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей (рис. 1).

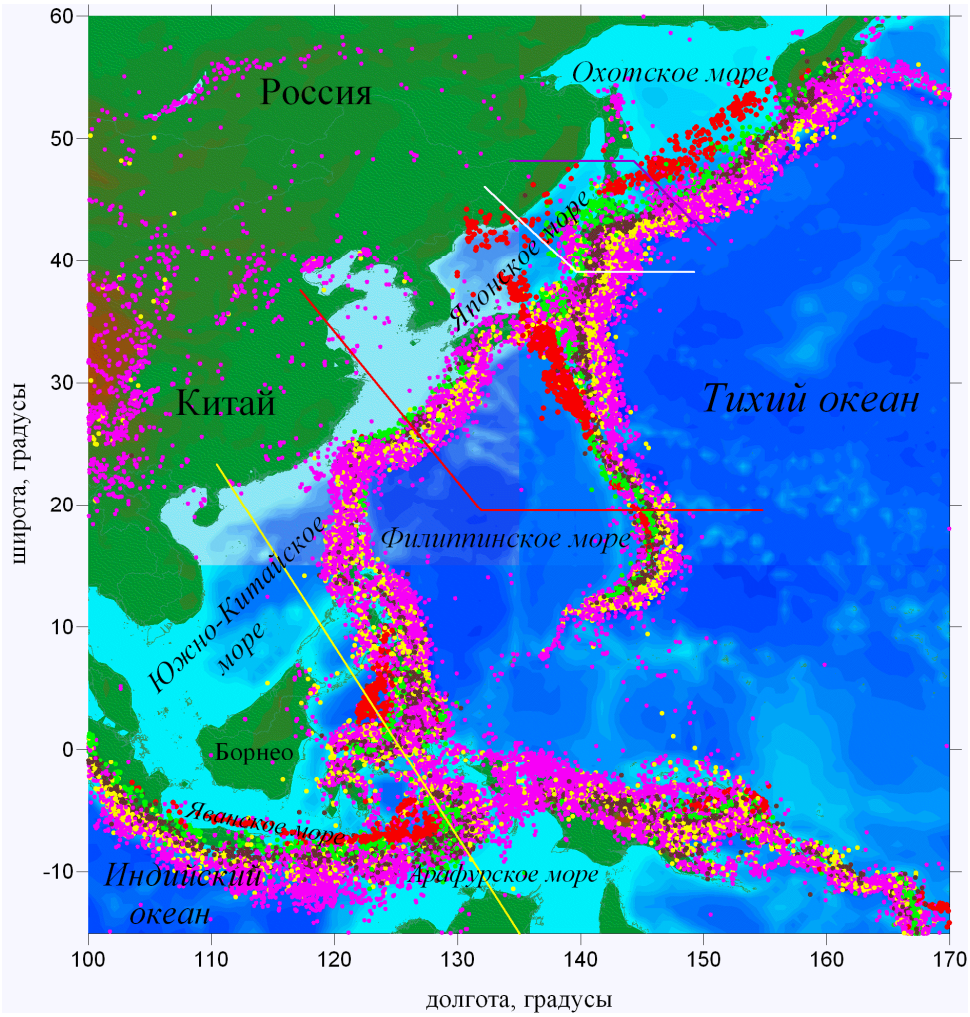


Рис. 1. Регион исследования переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану с профилями геолого-геофизических разрезов. Землетрясения нанесены за период с 1973 г. по 2010 г. с M ≥ 3,5

Геодинамическая модель глубинного строения региона Охотского моря [4]. Профиль разреза проходит через Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Курильскую впадину, Курильскую островную дугу, Курильский желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана (рис. 2). Протяженность профиля 2000 км. Земная кора отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от 7,8 до 8,1 км/с. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями.

Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценовые (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые – плиоценовые базальтоиды. Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1,07 и 0,84 млн. лет).

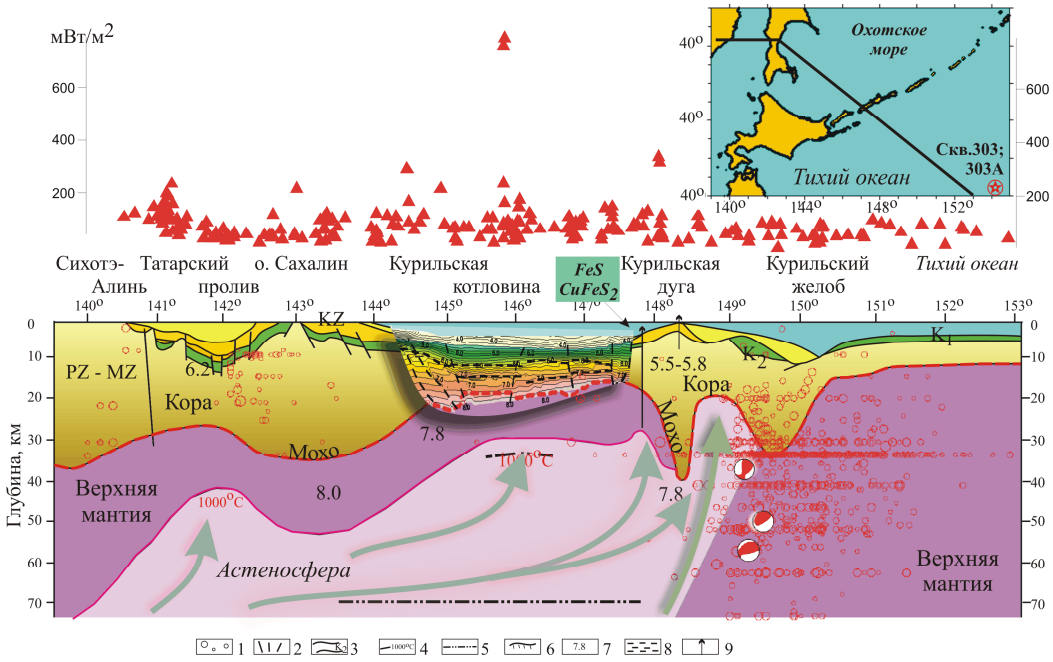


Рис. 2. Геодинамическая модель глубинного строения региона Охотского моря. *В правом верхнем углу – местоположение геотраверса. Ниже - распределение измеренных значений теплового потока (мВт/м2) вдоль профиля. PZ - палеозой, MZ -мезозой, KZ – кайнозой, K2 - верхний мел. 1 – положения очагов землетрясений; 2 – разломы; 3 – геологические слои; 4 – изотерма, oC; 5 – границы слоя высокой электропроводности; 6 – граница Мохо; 7 – скорости сейсмических волн, км/с; 8 – водная толща; 9 – вулканы*

Новая субдукционная зона в Японском море [5]. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии на глубине 40 км астеносферного слоя, определяющего строение земной коры и плотность теплового потока. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема астеносферы, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн. лет назад. Выделяемый в переходной зоне слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн может быть сопоставлен с поднимающимся к коре астеносферным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о. Хонсю, как считают японские ученые, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Построенный разрез (рис. 3) подтверждает это предположение.

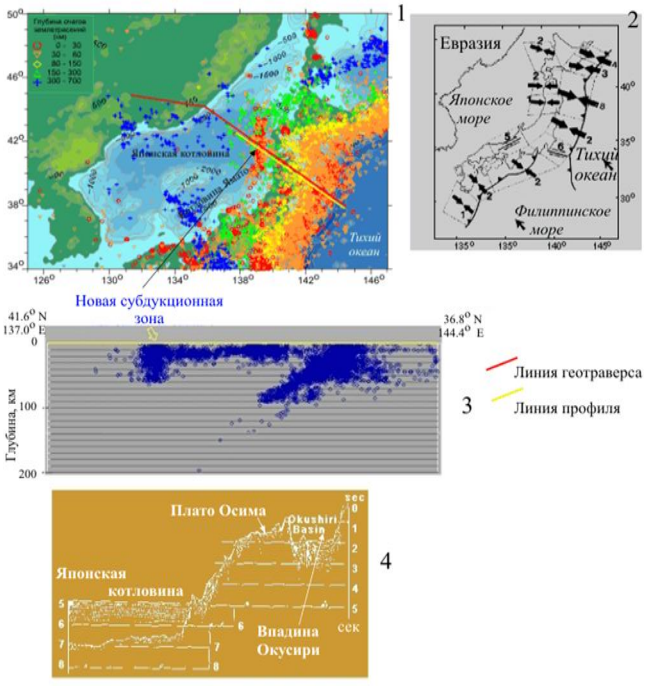


Рис. 3. Новая субдукционная зона в Японском море. *1 – положение сейсмического профиля и пространственное распределение землетрясений на батиметрической карте; 2 – область напряжений в коре Японской островной дуги, стрелки показывают направления движения плит, цифры – скорости их движения, см/год; 3 – распределение гипоцентров землетрясений вдоль профиля; 4 – сейсмический разрез в районе образования субдукционной зоны*

Вдоль восточной окраины Японского моря прослеживается узкий прогиб, где мощность плиоцен – четвертичных осадков достигает 2-3 км. Образование прогиба связывается также с формированием здесь новой зоны субдукции литосферы Японского моря под Японскую островную дугу. Сейсмологические и геологические данные свидетельствуют, что за 1,8 млн. лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составило около 50 км. Скорость перемещения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год.

Геодинамическая модель глубинного строения региона Филиппинского моря [6, 7, 8] Разрез пересекает Северо-Китайскую равнину, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу, Марианский желоб и северо-западную котловину Тихого океана (рис. 4). В регионе Филиппинского моря наблюдается, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин. Марианскому трогу с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Парасе-Вела – 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине – 50-80 км. В Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км.

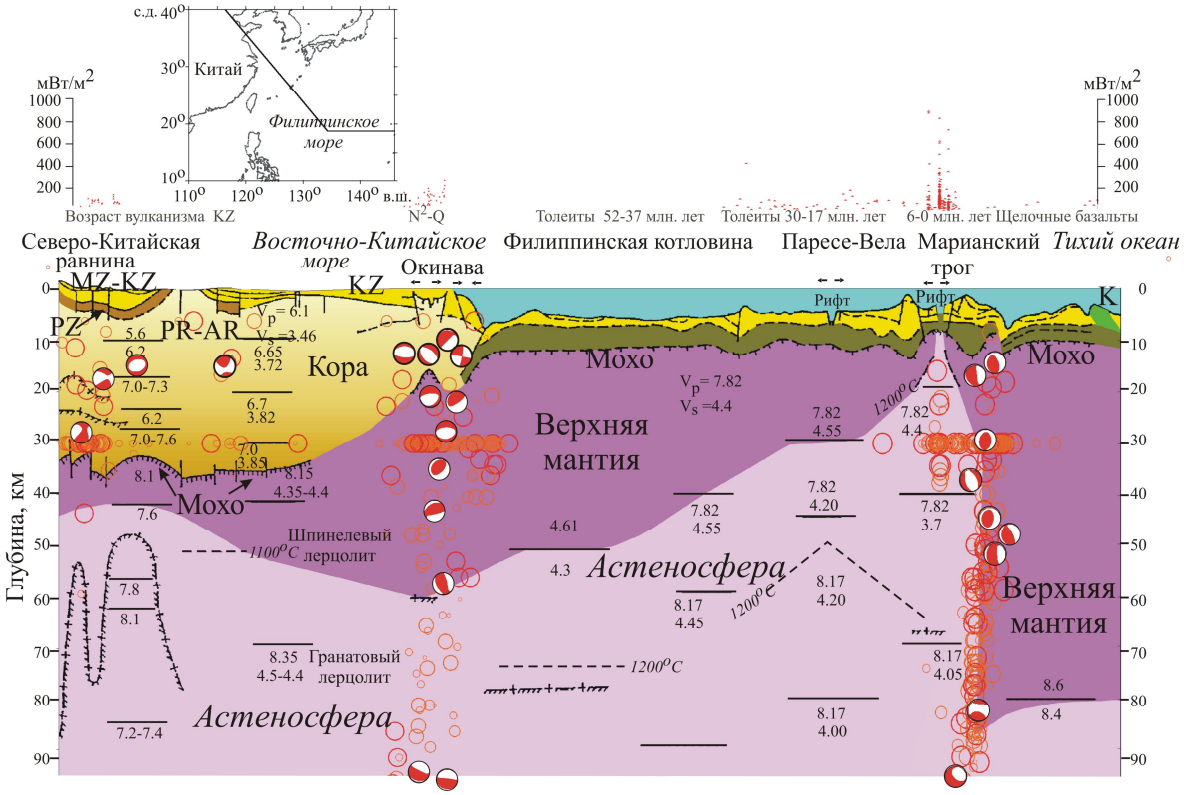


Рис. 4. Геодинамическая модель глубинного строения региона Филиппинского моря. *Вверху - карта-схема расположения профиля. Ниже – распределение измеренных значений теплового потока (мВт/м^2) вдоль профиля. Геологический возраст: AR – архей, PR – протерозой, PZ – палеозой, MZ – мезозой, K – мел, KZ – кайнозой. Горизонтальные линии – границы по сейсмическим данным (Vp – скорости продольных волн, Vs - скорости поперечных волн). Красные кружки – очаги землетрясений и их механизмы. Пунктирные линии – глубинные температуры по геотермическим данным. Горизонтальные стрелки указывают на направление движения геологических структур*

Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Hakuho-Maru».

Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обусловливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Геолого-геофизический разрез региона Южно-Китайского моря [9]. Геолого-геофизический разрез проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море (рис. 5).

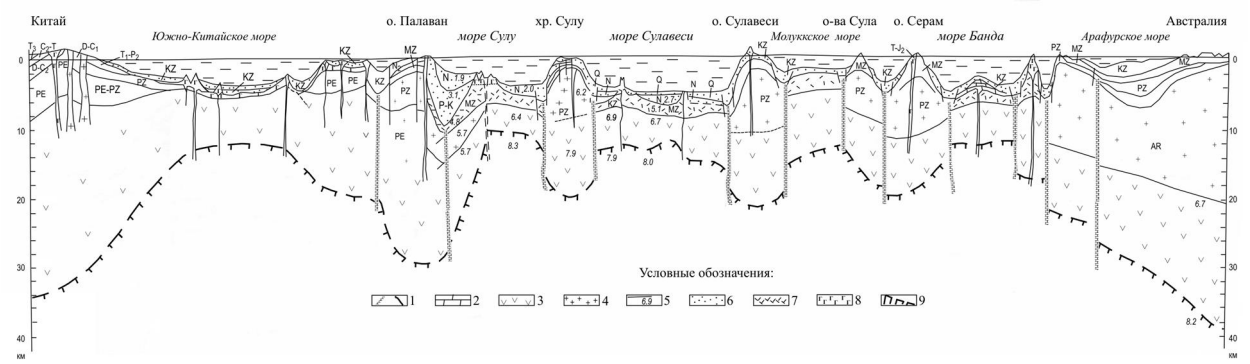


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез региона Южно-Китайского моря. *1 – разломы; 2 – известняки; 3 – нижняя часть коры; 4 – верхняя часть коры; 5 – скорости сейсмических волн; 6 – осадочный слой; 7 – вулканогенный слой; 8 – базальты; 9 – поверхность Мохо*

Регион расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской. Регион исследования охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза.

Выводы

Построение геодинамических моделей активных континентальных окраин дает возможность: а) изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими областями, регионами минерагении и осадочными впадинами; б) исследовать роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры, представить динамику развития континентальных окраин; в) провести корреляцию между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью, гидротермальными проявлениями и строением верхней мантии; г) выделить зоны повышенного риска с тем, чтобы предотвратить активное строительство или другую экономическую деятельность в таких опасных регионах [10].

Работа выполнена по гранту РФФИ. № 09-05-00406-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г. Международный проект «InterMARGINS». Тихоокеанская геология. – № 5. – 2006. – С. 107-109.
2. Родников А.Г. Исследование Земли – этапы научного сотрудничества: Геофизический центр РАН // Научно-техническая информация. Серия 2. Информационные процессы и системы, ВИНИТИ. – № 3. – 2009. – С. 24-32.

3. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Research on the Earth's interior conducted by Russia after IGY: the Geotraverse Project and «InterMARGINS» // Data Science Journal. – Vol. 8. – 2009. – P. 24-34.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». – № 5. – 2005. – С. 45-58.
5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле». – Вып. 15. – № 1. – 2010. – С. 231-242.
6. Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А., Уеда С., Иседзаки Н. и Сики Ц. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. – № 12. – 1996. – С. 100-108.
7. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – Вып. 9. – № 1. – 2007. – 2007. – С. 79-89.
8. Rodnikov A.G., P.A.Stroev, Ya.B. Smirnov, B.V. Ermakov, G.I. Kirillova, G.I. Semenova, M.V. Rodkin, A.V. Muraviev, A.S. Svarichevskiy, I.A. Burikova, Yu.I. Galushkin, T.I. Frolova, L.L. Perchuk, A.G. Gainanov, V.M. Sugrobov, V.A. Rashidov, N.V. Kulichenko (Russia).
9. Uyeda S., Isezaki N., Shiki T., Aoki H., Fujimoto H., Honkura Ya., Iidaka I., Kato Ya., M. Kimura, H.Kinoshito, J. Matsuda, Misawa Ya., Nemoto K., Okada H., Parc C.H., Suyehiro K., Tamaki K., Tatsumi Ya., Yamato M. (Japan). Philippine Sea Geotraverse// International Geological-Geophysical Atlas of the Pacific Ocean. Udintsev G.B. (ed.). IOC (UNESCO), Russian Ac. Sci., FSUE MPA @Kartografija, GUNiO. – Moscow, Sankt-Petersburg, 2003. – P. 137.
10. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан // Современное состояние наук о Земле. – М.: МГУ, 2011. – С. 1571-1575.
11. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Informational Interdisciplinary Database for the Construction of the Geodynamic Models of the Active Continental Margins of the Earth // Proceedings of EUREGEO. Munich, Bavaria. – Vol. 1. – Germany, 2009. – PP. 260-262.

УДК 551.2 + 773.3

СЕЙСМОТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И СОЦИУМ

Н.В. Семенец[1], А.В. Викулин[2], М.А. Викулина[3]

[1] Научно-производственная фирма «ЭКОС», г. Москва, Россия
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[3]Московский государственный университет, г. Москва, Россия

Введение. Наша планета является живым «организмом», в котором *все* протекающие на ней процессы взаимосвязаны между собой и такая взаимосвязь и геофизически [7, 14] и социально [11, 17] обоснована.

В работах К.Г. Леви с соавторами [9, 11] на основании статистического анализа природных и социальных катастроф (без «взвешивания» их по величине) на новом качественном и количественном уровнях развиваются идеи А.Л. Чижевского [18] и В.И. Вернадского [1, 2] о взаимосвязях и эволюции биосферы, ноосферы и солнечной активности. «Констатируется факт существования тех или иных отношений в природе и социуме» и показывается, «что природная среда накапливает в себе воздействие или объем солнечной энергии до критических значений, после которых она не способна удерживать эту энергию в себе и реагирует возникновением аномальных природных явлений» [11]. Наличие тесной взаимосвязи между

природными и социальными явлениями образно демонстрируется и в работах [15, 17], в которых на материале древних цивилизаций и XVI-XX вв. «геоциклы» сопоставляются с «социоциклами».

Классификация катастроф и оценка их социальной значимости является большой проблемой, которая применительно к геофизическим явлениям всесторонне обсуждается в работах [12, 16]. В настоящей работе мы этих вопросов касаться не будем. Оценку катастроф будем осуществлять по шестибальной «логарифмической» шкале Родкина-Шебалина [13].

В работе рассмотрим наиболее в социальном плане значимые для планеты катастрофические с J = I, II геодинамические и социальные события, данными о которых мы располагаем. Техногенные, связанные с деятельностью человека, катастрофы в настоящей работе рассматривать не будем.

О группируемости катастроф во времени. Распределение представленных в составленной авторами таблице 1 чисел катастроф по величине (баллу J) и по столетиям приведено в таблице 2. Данные в столбце J = III таблицы 2, конечно, не полные для всех строк, они включают только те события, которые происходили в годы катастроф с J = I и II. И, тем не менее, данные, представленные в таблице 2, в целом отражают общую закономерность, которая присуща всем «логарифмическим» законам распределения: чем событие (звезды на небе, землетрясения и извержения вулканов на Земле) сильнее, тем оно реже встречается (происходит). В сейсмологии (вулканологии) такой закон известен как закон повторяемости землетрясений (извержений вулканов) [3]. Существование такого же, по сути, закона повторяемости и для катастроф убеждает нас в том, что все катастрофы, в совокупности, в каждой из строк таблицы 2 отражают характерное для соответствующих периодов состояние Земли, в целом.

Таблица 1

Наиболее сильные катастрофы на Земле и их классификация по шкале [13]

Год	Регион	Описание катастрофы	Балл, J
70 млн.лн	Планета	Образование современной окраины Тихого океана	(0)
40 тыс.лн	Планета	Сильнейшие взрывные климатообразующие извержения вулканов	(I)
13 тыс.лн	Планета	Всемирный потоп и/или серия гигантских наводнений	(I)
3500 лн	Средиз. море	Извержение вулкана – острова Санторин	(II)
1202	Ближ. Восток	Самое разрушительное землетрясение, 1,2 млн. погибших	II
1243	Азия – Европа	Начало монголо-татарского ига на Руси	(I)
1556	Китай	Землетрясение в Шэнси, 830 тыс. человек погибли	II
1609	Нидерланды	Первая в истории «успешно» завершенная буржуазная революция	(II)
1642	Китай	Наводнение, более 300 тыс. погибших	II
1688	Англия	Первая буржуазная революция европейского масштаба	II
1737 1737-1742	Индия Камчатка – Сев. Курилы	Землетрясение в окрестности Калькутты, погибли 300 тыс. человек Региональная природная катастрофа: серия сильнейших землетрясений и извержения 15 вулканов	II (II)
1789	Европа	14.7. Великая Французская революция	I
1805	Европа – Азия	1802-1808 гг. Эпидемия чумы и гриппа	(II)
1822	Индия	В Бангладеш 60 циклонов унесли жизни 1,6 млн. человек	II
1839	Индия	Циклоном разрушен г. Коринга, 300 тыс. погибших	II
1845	Ирландия	Великий картофельный голод, погибло около 1 млн. человек	II
1847	Россия	1847-1848. Эпидемия холеры, около 800 тыс. погибших	II
1849	Ирландия	1848-1850. Неурожай картофеля, погибло 1,8 млн. человек	II
1866	Индия	В результате голода умерло 1,5 млн. человек	II
1876	Индия Китай	Эпидемия холеры, голод, погибло 6 млн. человек Засуха, голод, умерло 13 млн. человек	II II
1877	Китай	Катастрофическая засуха, погибло 9 млн. человек	II
1887	Китай	Наводнение на р. Хуанхэ, погибли до 2,5 млн. человек	II
1898	Индия	Голод, 1 млн. человек погибших, вероятно, вследствие наводнения	II
1907	Китай	Обилие осадков, гибель урожая, умерли около 20 млн. человек	II

Год	Регион	Описание катастрофы	Балл, *J*
		«Третья пандемия» чумы, погибло 5 млн. человек	II
1911	Китай	Лето-осень, наводнения на р. Яндзы, более 300 тыс. погибших	II
1917	Россия	25.10. Революция, перевернувшая весь Мир	I
1919	Планета	1918-1920 гг. Пандемия «Испанка», умерло 50-100 млн. человек	I
1920	Китай	1920-1921 гг.Голод, погибло 500 тыс. человек	II
1921	Россия	1921-1922 гг. Украина, Поволжье, засуха, погибли 5,1 млн. человек	II
1923	Япония	Землетрясение, 170 тыс. погибло и 0,5 млн. пропало без вести	II
1931	Китай	Наводнение на р. Яндзы, погибли 3,7 млн. человек	II
1932	СССР	1932-1933 г. В результате голода погибли примерно 5 млн. человек	II
1939	Планета	Начало Второй мировая войны, 1939-1945 гг.	I
1942	Китай	Голод, погибли 3 млн. человек	II
1944	Индия	1942-1944 гг. Голод, умерло до 5 млн. человек	II
1947	Индия	Эпидемия желтой лихорадки, 75 млн. погибших	I
1957	Планета	Пандемия азиатского гриппа, погибло более 2 млн. человек	II
1966	Индия	1965-1967 гг. Засуха, голод, погибли 1,5 млн. человек	II
1970	Индия	Циклон и наводнение унесли жизни 300-500 тыс. человек	II
1976	Китай	Землетрясение, погибли 700 тыс. человек	II
1985	Африка	Засуха в Судане и Эфиопии, 1-2 млн. погибших	II
1998	Россия	Дефолт; золотовалютные резервы страны сократились на 1,7 млрд. $	II
2004	Ю-В Азия	Цунами, 320 тыс. жертв, 300 тыс. человек погибли на следующий год	II
2005	США	Ураган «Катрина», 1000 жертв, ущерб более 200 млрд. $	II

***Примечания*:** *категория J = 0 введена авторами работы; (J) – наиболее вероятное значение балла*

Данные о катастрофах средних веков, представленные в таблицах 1 и 2, явно не полные. И, тем не менее, по ним отчетливо выделяется «всплеск» геосоциальной активности планеты в XII-XIV вв., связанный с самым разрушительным землетрясением 1202 г., его планетарного масштаба форшоками и афтершоками в 844-1319 гг. и началом монголо–татарского нашествия на Русь в 1243 г., и ее минимумом в XV в., в течение которого не отмечено на планете ни одной катастрофы с *J* = I и II. В XVI-XXI вв., как видно из данных таблиц 1 и 2, число катастроф с *J* = I и II непрерывно увеличивается, достигая в XX в. числа 20. По-видимому, такая тенденция сохранится и в XXI в.

Таблица 2

Распределение чисел катастроф по величине их балла *J* по шкале [13]

Интервал времени	Балл, *J*				Всего
	0	I	II	III	
До н.э.	1	2	1	–	4
XIII-XIV вв.	–	1	1	15	17
XV в.	–	–	–	–	0
XVI в.	–	–	1	–	1
XVII в.	–	–	3	1	4
XVIII в.	–	1	2	5	8
XIX в.	–	–	12	11	23
XX в.	–	4	16	19	39
XXI в.	–	–	2	2	4
Всего:	1	8	38	50	104

Примечание: *в таблице 2 приведены данные о катастрофах с J = III, происшедших только в годы катастроф с J = I и II*

Таким образом, приведенные выше данные в таблицах 1, 2 показывают, что сильные катастрофы в последние столетия имеют тенденцию происходить все чаще и чаще. Это подтверждается данными обзорных работ [11, 17] и докладами Международного Комитета WOSCO (www.wosco.org).

Все полученные количественные данные и оценки распределений катастроф в XIX-XXI вв. приведены в таблице 3. Видно, что все катастрофы в совокупности (природные + социальные) по временным интервалам между ними распределены примерно равномерно, в то время, как только социальные и только природные катастрофы имеют тенденцию группироваться во времени. Таким образом, существует механизм, который вполне определенным способом «перемешивает» группирующиеся только природные и только социальные катастрофы в единую равномерную совокупность.

Таблица 3

Данные о параметрах распределений катастроф по временным интервалам между ними

	Интервал	**XIX – XXI вв.**	**XX в.**	**XIX в.**
Все (природные + социальные) катастрофы	*N* (*n*)	35 (34)	20 (21)	12 (13)
	T, лет	6,4	5,0	9,1
	σ, лет	5,3	3,7	6,4
	T_{max}, лет	17	13	17
	P	0,7	0,7	0,7
Только природные (ПР) катастрофы	N (*n*)	13 (12)	7 (8)	4 (4)
	T, лет	15,0	16,1	21,2
	σ, лет	12,0	10,9	11,1
	T_{max}, лет	39	39	37
	P	0,7–0,95	0,95	(?)
Только социальные (СЦ) катастрофы	*N* (*n*)	21 (20)	13 (13)	8 (8)
	T, лет	10,2	8,4	13,8
	σ, лет	10,9	8,7	13,0
	T_{max}, лет	40	32	40
	P	0,95	0,95	0,95

Примечание: *N (n) – число катастроф (временных интервалов),* σ *– среднеквадратичное отклонение,* T_{max} *– максимальная продолжительность интервала между катастрофами, P – значение вероятности, с которым распределение катастроф по временным интервалам между ними отличается от равномерного*

Обсуждение результатов. В соответствии с полученными в работе новыми данными и выполненными статистическими оценками и результатами других исследователей, в работе показано существование статистически значимой взаимосвязи между природными и социальными катастрофами. Наличие такой «тесной» взаимосвязи между геодинамическими явлениями и социальными процессами прослеживается далеко вглубь веков. Действительно, статистически обоснованная в настоящей работе на материале XIX-XXI вв. взаимосвязь такого рода достаточно отчетливо прослеживается до начала XIII в., до событий 1202-1243 гг., когда человек еще вовсе и не являлся такой уж силой, способной в современном понимании значительным образом *физически* изменить окружающий его мир.

Таким образом, полученные в настоящей работе данные подтвердили результаты других исследователей и позволили авторам впервые сформулировать количественно обоснованный вывод о том, что геодинамика и социум тесно взаимодействуют между собой [5]. Сформулированный в работе вывод не противоречит положениям В.И. Вернадского [2] о ноосфере, о значительном влиянии человека на природу, и о том, что «жизнь вообще – а человека в особенности – есть явление космическое и что разум человека – мощная космическая сила» [1]. Но наш вывод позволяет в значительной степени приуменьшить роль преобразующей научной и физической силы человека и наметить пути решения проблемы взаимо-

действия геодинамических и социальных катастроф. В основу решения проблемы взаимодействия геодинамики и социума, по-видимому, могут быть заложены представления о природных ритмах [9, 11, 17] и моментных био-физико-геодинамической движениях, присущих как самой жизни и социуму, так и геодинамическим процессам [3, 4]. Создается впечатление, что жизнь Земли, включая социум, происходит в соответствии с написанным кем-то (Богом, Дизайнером?) сценарием. Впрочем, мысль эта не нова, она высказывалась многими исследователями [6].

Воздействие геодинамических катастроф на жизнь и социум очевидно. Подтверждением тому является большое число приведенных в работе данных, включая и последнюю пока сейсмическую катастрофу, произошедшую в Японии 11 марта 2011 г. Однако статистически установленное в работе взаимодействие между геодинамикой и социумом должно «работать» в обе стороны, т.е. должно иметь место и «обратное» явление: воздействие социума на геодинамические процессы. Примеры такого рода взаимодействия в работе приведены. К их числу, в первую очередь, относятся те научные и технические открытия, которые коренным необратимым образом изменили жизнь всего человечества, в целом. Возможность постановки вопроса в такой плоскости не противоречит концепции живой Земли [7, 14] и представлениям самого общего плана. Поэтому новым моментом работы является вывод о возможности воздействия биосферы и социума на геодинамические процессы.

Таким образом, катастрофы можно считать своеобразными «квантами», с помощью которых Природа «визуализирует» взаимодействие «геодинамические процессы» ↔ «биосфера–социум», протекающее в обоих направлениях.

Ноосфера не есть что-то особенное, связанное только с деятельностью человека и/или биосферы. В свете полученных в работе данных, ноосфера даже не может являться только составляющей биосферы. Ноосфера, по сути, является пока последней фазой *единой* «биосоцио-геодинамической жизни» Земли, определяемой с момента появления жизни на планете *взаимодействием* биосферы+социума с геодинамическими процессами. Энергетические возможности социума еще весьма ограничены [12] и он, к счастью, пока не может существенным образом влиять на геодинамические процессы (хотя со временем такая ситуация может измениться). Поэтому степень физического воздействия социума на окружающий его мир в настоящее время, несмотря на кажущуюся очевидность, В.И. Вернадским [2] преувеличена. В дальнейшем еще предстоит выяснить механизм (по-видимому, имеющий вихревую моментную природу [3, 4]) воздействия биосферы-социума на геодинамические процессы и понять зачем, собственно, Природа его создала.

При когнитивном [8] подходе к проблеме, механизм взаимодействия геодинамических и социальных катастроф между собой сродни пониманию границы между физическими полями и информацией. Но это уже тема другого, не гео-социального, а, по сути, *физического* направления исследований (см., например, [10]) [3]. При разработке такой физической (геодинамической) теории взаимосвязи (взаимодействия) между геодинамикой и социумом, на наш взгляд, необходимо учесть следующее. Существование тесной корреляции между природными и социальными явлениями и солнечной активностью, известной со времен У. Гершеля, С. Швабе, У.С. Джевонса и А.Л. Чижевского, реально существует – это факт. Но это только подтверждает высказанную нами выше возможность существования моментного механизма взаимодействия между геодинамикой и социумом, так как сама активность Солнца, как звезды, в свою очередь, определяется не какими-то ее физическими параметрами, а моментной динамикой всей Солнечной системы, в первую очередь, движением планет-гигантов, в основном, Юпитера [3, с. 90-93; 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Научная мысль как планетное явление. – М.: Наука, 1991. – 271 с.

2. Вернадский В.И. Биосфера и Ноосфера. – М.: Айрис-пресс, 2009. – 576 с.
3. Викулин А.В. Мир вихревых движений. – Петропавловск-Камчатский: КГТУ, 2008. – 230 с.
4. Викулин А.В., Мелекесцев И.В. Вихри и жизнь // Ротационные процессы в геологии и физике / Под ред. Е.Е. Милановского. – М.: КомКнига, 2007. – С. 39-101.
5. Викулин А.В., Семенец Н.В. Геодинамика и социум // Современное состояние наук о Земле. Международная конференция. – М.: МГУ, 2011. – С. 346-351. http://khain2011.narod.ru
6. Гаримов З.М. Феномен жизни. – М.: УРСС, 2006. – 256 с.
7. Гольдин С.В. Физика «живой» Земли // Проблемы геофизики XXI века: В 2 кн. Кн. 1. – М.: Наука, 2003. – С. 17-36.
8. Дубов А.П. Когнитивная психофизика: Основы. – Ростов-на-Дону: Феникс, 2006. – 301 с.
9. Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в истории мировой цивилизации. – Иркутск: ИрГУ, 2009. – 863 с.
10. Кадомцев Б.Б. Динамика и информация // Успехи физических наук. – Т. 164. – № 5. – 1994. – С. 449-530.
11. Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., и др. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии: Учебное пособие для ВУЗов. Книга II. – Иркутск: ИрГУ, 2003. – 382 с.
12. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вычислительная сейсмология. – Вып. 38. – М.: ГЕОС, 2007. – 242 с.
13. Родкин М.В., Шебалин Н.В. Проблемы измерения катастроф // Изв. РАН. Серия География. – № 5. – 1993. – С. 106-116.
14. Садовский М.А. Избранные труды. – М.: Наука, 2004. – 440 с.
15. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества // Труды Геологического ин-та РАН. – Вып. 585. – М.: ОГИ, 2008. – 436 с.
16. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения // Избранные труды. – М.: Академия Горных наук, 1997. – 542 с.
17. Черкасов Р.Ф., Романовский Н.П. Ритмы природные – ритмы социальные // Геологические этюды. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 85-91.
18. Чижевский А.Л. На берегу Вселенной. Воспоминания о К.Э. Циолковском. – М.: Айрис-пресс, 2007. – 448 с.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ИНГУЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ СТРУКТУРАМИ И МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

Н.П. Семенюк, В.Г. Верховцев, В.Б. Коваль, В.Г. Швайко, Ю.В. Юськив

Институт геохимии окружающей среды Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина

На «Карте современных вертикальних движений земной коры Восточной Европы» [1] Ингульский мегаблок Украинского щита (УЩ), ограничиваемый с запада и востока соответственно Бугско-Мироновской и Криворожско-Кременчугской зонами глубинных разломов, выделяется на фоне сопредельных и других более удаленных мегаблоков УЩ весьма значительными (+ 4-8 мм/год) скоростями современных вертикальных движений (рис. 1). Они соизмеримы с таковыми северо-западного замыкания Кавказской альпийской геосинклинальной области (верховья рек Пшиш, Белая и левых притоков р. Лаба).

Своеобразие эволюции геодинамики Ингульского геоблока и автономного развития ряда крупных его структур можно проследить с раннего протерозоя и по настоящее время.

Процессы многоактной и полигенной гранитизации исходных осадочно-вулканогенных образований этого геоблока происходили на относительно более поздних этапах становления земной коры (2,2-1,9 млрд. лет) по сравнению с соседними геоблоками (Среднеприднепровским – на востоке и Росинско-Тикичским и Днестровско-Бугским – на западе). Результатом этих процессов было формирование крупных объемов гранитизированных пород, которые на современном уровне денудационного среза представлены обширными полями разноранговых купольных структур и массивов. Практически все они в гравитационном поле выражены минимумами силы тяжести и устойчивой тенденцией к воздыманиям.

В частности, становление одного из наиболее крупных массивов гранитоидов – Кировоградско-Новоукраинского, дешифрируемого на космических снимках в виде овального в плане гранито-гнейсового купола, связывается с процессами протоактивизации, которые проявились автономной гранитизацией в послеорогенный период эволюции этой части Ингульского мегаблока. По результатам комплексных исследований [2] глубинный уровень формирования петрологических разностей гранитоидного ряда в пределах указанного массива определяется в 17-18 км, что отвечает условиям нижних горизонтов амфиболитовой фации ультраметаморфизма. Возраст формирования гранитоидов Кировоградского комплекса определяется в интервале 2065-1975 млн. лет, тогда как гранитоидов Новоукраинского массива – в интервале 2025-2020 млн. лет тому назад [3].

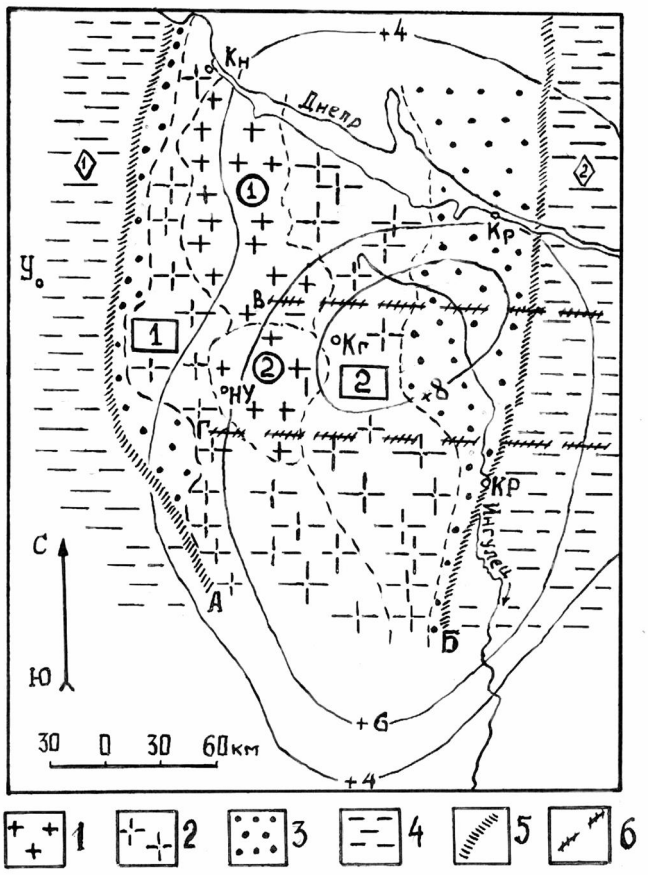


Рис. 1. Схема пространственной корреляции скоростей современных вертикальных движений земной коры с докембрийским структурным планом [6]: *1 – Центральное осевое поднятие, включающее Корсунь-Новомиргородский плутон (1 – в кружке), Кировоградско Новоукраинский гранитоидный массив (2 – в кружке); 2 – обрамления поднятия (западное 1 – в прямоугольнике, восточное 2 – в прямоугольнике); 3 – переходные парагеосинклинальные зоны; 4 – геосинклинальные зоны: Белоцерковско-Одесская (1 – в ромбе), Большого Кривого Рога (2 – в ромбе); 5 – раннепротерозойские глубинные разломы: А – Бугско-Мироновский, Б – Криворожско-Кременчугский; 6 – позднепротерозойские глубинные разломы: В – Субботско-Мошоринский; Г – Бутовско-Девладовский. Скорости современных вертикальных движений земной коры показаны изолиниями в мм/год. Названия населенных пунктов Кн. – Канев, Кр. – Кременчуг, У – Умань, НУ – Новоукраинка, Кг – Кировоград, КР – Кривой Рог*

Таким образом, учитывая указанные выше глубины формирования гранитоидов Кировоградско-Новоукраинского массива, среднюю скорость воздымания Новоукраинского купола можно оценить 0,0085 мм/год. Скорости современных вертикальных движений земной коры в этом регионе, как указывалось ранее, составляют здесь 4-7 мм/год. Естественно, что этот показатель не отображает реального хода прерывисто-импульсных воздыманий Новоукраинского купола. Об этом косвенно свидетельствует геологическая история развития смежных фанерозойских геоструктур: Днепровско-Донецкого рифтогена, Скифской плат-

формы и Причерноморской впадины, служивших в определенные геологические эпохи бассейнами аккумуляции денудированного с купола обломочного материала. В этом же контексте следует отметить проявления в районе с. Ровное (в апикальной части купола) платформенного магматизма, представленного штоком минетты и минеттового фельзита, а также эруптивной брекчией на минеттовом цементе среди кварцевых монцонитов и порфиробластовых гранитов раннепротерозойского возраста. Определения абсолютных возрастов, выполненные в КП «Кировгеология», показали, что минетте из штока ~ 830 млн. лет, минетте из дайки ~ 350 млн. лет, минеттовому фельзиту ~ 275 млн. лет.

Приведенные данные позволяют классифицировать Новоукраинский купол в качестве структуры многоэтапного развития. Сформированная в раннем протерозое, она не однократно активизировалась в рифее и фанерозое. Прослеживается четкая пространственная корреляция Ровненского поля проявления рифей-герцинской тектоно-магматической активизации Новоукраинского купола с его апикальной частью, фиксированной по результатам анализа палеоморфоизогипс погребенного рельефа поверхности кристаллического фундамента и его коры выветривания (рис. 2).

Изучение гипсометрической позиции погребенного раннепалеогенового рельефа других купольных структур меньшего масштаба и полигональных массивов гранитоидов показало общую для всех их тенденцию к слабоконтрастным воздыманиям на всем протяжении их развития в платформенном режиме.

Существенным фактором, благоприятствующим этому процессу, является напряженное состояние земной коры Ингульского мегаблока (режим сжатия), возникшее вследствие формирования в рифее-палеозое Днепровско-Донецкого авлакогена. Раскрытие этой геоструктурной области и последующее закрытие (вдоль всего ее протяжения) в значительной степени контролировалось системой трансформных разломов, многие из которых унаследовали субмеридианальные глубинные разломы раннепротерозойского (и древнее) возраста, развитых в юго-западной части Сарматского щита. Юго-западний борт Днепровско-Донецкого авлакогена в полосе, примыкающей к Ингульскому мегаблоку, в 1,5-2 раза шире аналогичных участков, расположенных северо-западнее и юго-восточнее. Напряженное состояние земной коры Ингульского мегаблока, возникшее в рифее-палеозое, слабо компенсировалось возвратными горизонтальными движениями по трансформным разломам этой части Днепровско-Донецкого авлакогена. Сочетание указанных факторов определило в итоге аномально высокие для докембрийских структур значения современных вертикальных движений земной коры Ингульского мегаблока.

Несомненно, что в этом явлении участвуют и другие факторы, которые в силу действия в недалеком прошлом ре-

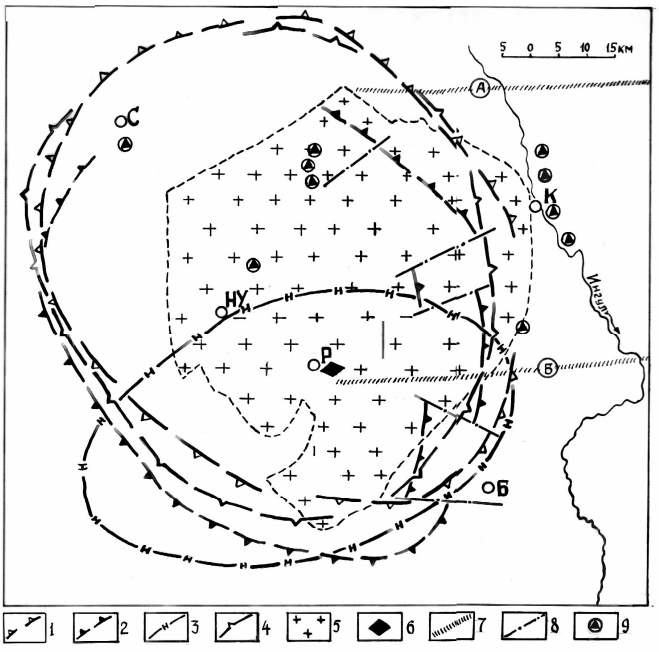


Рис. 2. Схематическая карта эволюции геодинамики Новоукраинского гранитоидного купола в кайнозое. *Контуры купола: 1 – дешифрируемые на космических снимках регионального масштаба (~ 1:1 000 000); 2 – по палеоморфоизогипсам раннепалеогенового погребенного рельефа поверхности кристаллических пород и их коры выветривания; 3 – на ранненеогеновой поверхности выравнивания; 4 – в современном рельефе; 5 – площадь преимущественного развития Новоукраинских порфиробластовых гранитов; 6 – минетта с. Ровное; 7 – глубинные субширотные разломы; А – Субботско-Мошоринский, Б – Девлатовско-Бутовский; 8 – неотектонически активные разрывные нарушения, деформирующие купольную структуру; 9 – основные промышленные месторождения западной части Украинской урановорудной провинции*

жимных ограничений не могли быть опубликованы в открытой печати. Общим у них, по-нашему мнению, является относительно высокая насыщенность Ингульского мегаблока радиоактивными элементами, обеспечивающими длительный слабый разогрев вмещающих пород в процессе распада.

Таким образом, учитывая время формирования эндогенных месторождений натрий-урановой формации (1,9-1,8 млн. лет) [4], которые образуют основные запасы радиоактивного сырья в Украине, исчисляемые миллионами тонн, их концентрацию в пределах Кировоградско-Новоукраинского массива гранитоидов и Криворожско-Кременчугской синклинорной структуры, ограниченных с севера Субботско-Мошоринской и с юга – Девладовско-Бутовской субширотными зонами [5], можно констатировать участие фактора радиогенного разогрева верхних горизонтов земной коры в создании изученной аномалии скоростей современных вертикальных движений в пределах Ингульского мегаблока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000 / Под. ред. Ю.А. Мещерякова. – М.: ГУГК, 1973.
2. Эндогенное оруденение древних щитов / Отв. ред. В.И. Казанский. – М.: Наука, 1978. – 187 с.
3. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока // Геохимия и рудообразование. – Вып. 21. – 1995. – С. 74-88.
4. Белевцев Я.Н, Коваль В.Б., Бокартиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – Киев: Наукова думка, 1995. – 394 с.
5. Гречишников Н.П. Структурно-формационные зоны центрального района Украинского щита (УЩ) и особенности их формирования // Препринт ИГФМ. – № 83. – Киев, 1983. – 42 с.
6. Каляєв Г.І., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. и др. Тектоніка Українського щита. – Киев: Наукова думка, 1972. – 300 с.

УДК 550.349.4 (925.15:571.53+571.54)

АРШАНСКАЯ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКОГО СБРОСА (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

О.П. Смекалин, А.А. Щетников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Тункинская рифтовая долина простирается на 200 км от западного окончания Байкала в субширотном направлении и входит в состав юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Ее образует цепь из шести разновеликих кайнозойских впадин, разделённых выступами кристаллического фундамента.

Обширный фактический материал, полученный за многие десятилетия всестороннего изучения Тункинского рифта, свидетельствует о сложном взаимодействии рифтообразования с процессами сводового и горстового орогенеза. Рифтовые впадины развиваются на фоне общего поднятия территории, расположенной к югу от Сибирской платформы, включая её южное обрамление (абсолютным опусканием фундамента характеризуется лишь собственно Тункинская впадина). Во внутренних структурах рифта фиксируются молодые инверсионные воздымания. В основном инверсионным преобразованиям подвержены дистальные части осадочных бассейнов, прилегающие к межвпадинным перемычкам и к подножию активно растущего сводового поднятия хребта Хамар-Дабан, который обрамляет Тункинский рифт с

юга. Всего к настоящему времени из сферы осадконакопления выведено до 40 % общей площади тункинских впадин [1].

Северные борта впадин контролируются зоной Тункинского сброса, на восточном фланге которого (в пределах Торской впадины и Еловской перемычки) палеосейсмическими исследованиями выявлены сейсмогенные деформации в виде обратных уступов, формирование которых происходило в результате неоднократных взбросо-сдвигов. Наличие сжимающих напряжений подтверждается сейсмологическими данными. Субгоризонтальные оси сжатия и оси растяжения нормальные к поверхности земной сферы свойственны для фокальных механизмов некоторых землетрясений с M > 4 (рис. 1). Косвенно о сдвиговых деформациях по Тункинскому сбросу свидетельствуют системы трещин в породах кристаллического фундамента и, в некоторых случаях, изгибы русел рек, а наличие пологих линейных складок северо-восточной ориентации в осадочном наполнении впадин [2] могут говорить и о возможных сжимающих напряжениях. Однако, наиболее полно деформации сдвига проявляются по зоне Главного Саянского разлома – структурной границе южной оконечности Сибирской платформы [3].

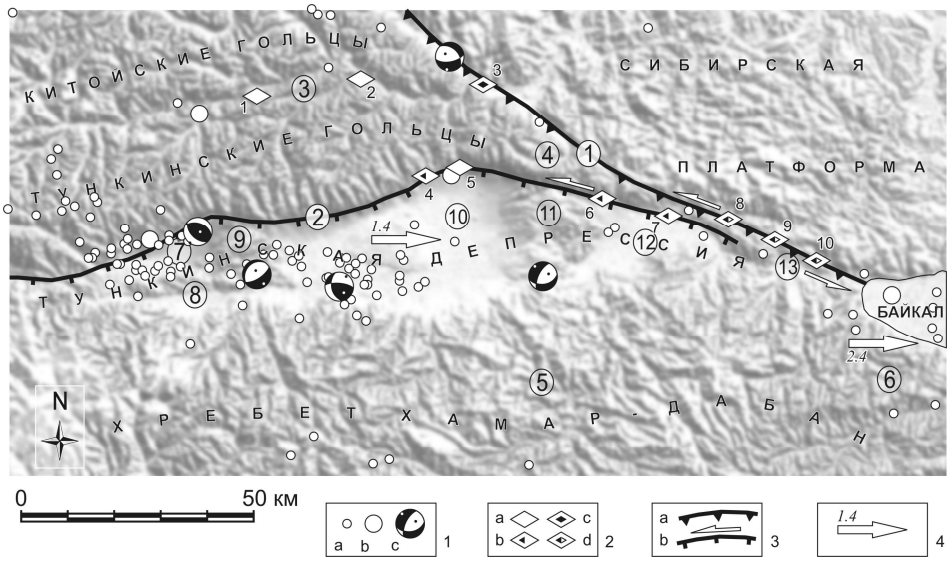


Рис. 1. Схема сейсмичности и основных структурных элементов Юго-Западного Прибайкалья. *Условные обозначения: 1 – современная сейсмичность (1950-2008 гг.), a) – эпицентры землетрясений с 3 < M < 5, b) – эпицентры землетрясений с M > 5, c) – фокальные механизмы (закрашены области волн сжатия, главные оси напряжений растяжения и сжатия обозначены белыми и чёрными точками соответственно, проекции выполнены для нижней полусферы [7]); 2 – палеосейсмогенные структуры следующих генетических типов, a) – сброс, b) – левый сбросо-сдвиг, c) – взброс, d) – левый взбросо-сдвиг; 3 – главные разломы, a) – взбросы, b) – сбросы, штрихи и треугольники располагаются со стороны висячего крыла, стрелками показаны направления горизонтальной компоненты смещения; 4 – направления векторов скоростей горизонтальных движений по данным измерений методом JPS-геодезии за период с 1994 по 2002 г. с указанием скорости смещения в мм/год относительно пункта наблюдений, расположенного в г. Иркутске [8]. Цифрами на схеме показаны эпицентры палеоземлетрясений в пределах следующих сейсмогенных структур: 1 – Китойской, 2 – Шумакской, 3 – Китой-Кинской, 4, 5 – Аршанской, 6, 7 – Торской, 8-10 – Восточно-Саянской. Цифрами в кружках обозначены основные структурные элементы Юго-Западного Прибайкалья: 1 – Главный Саянский разлом, 2 – Тункинский разлом, 3 – Ильчирский синклинорий (PR-PZ), 4 – Дербинская глыба (AR), 5 – Хамар-Дабанская глыба (PR), 6 – Слюдянская глыба (AR). Элементы строения Тункинской депрессии: 7 – Хойтогольская впадина, 8 – Туранская впадина, 9 – Ниловский отрог (междувпадинная перемычка), 10 – Тункинская впадина, 11 – Еловский отрог, 12 – Торская впадина, 13 – Быстринская впадина*

Среди впадин Тункинского рифта центральное место занимает собственно Тункинская впадина, северный борт которой осложнён дислокациями Аршанской палеосейсмогенной структуры. Первые описания структуры приводятся в работах [4, 5]. В них сбросовые уступы и рвы, рассматриваются, как признаки, указывающие на сейсмогенность дислокаций.

На основании геолого-морфологических исследований дислокации сделан вывод о том, что генетически она является «сбросом с опущенным впадинным крылом, наследующим основную плоскость смещения Тункинского рифтогенного разлома».

Первые результаты датирования палеособытий Аршанской структуры были получены в начале 90-х годов прошлого столетия Д. Мак-Кэлпиным с коллегами [6]. Надо отметить, что тренчинговыми исследованиями тогда была охвачена лишь центральная часть структуры в пределах террасированных отложений конуса выноса реки Кынгарга. Нами дополнительно пройдено три горные выработки на различных удалениях к западу от р. Кынгарга. Во вскрытых деформациях получены подтверждения палеособытиям, выделенным ранее, а также получена интервальная оценка для неизвестного палеособытия, локализованного на западном фланге Аршанской структуры.

Выделение нового палеособытия на западном фланге Аршанской структуры, а также сужение возрастного интервала для последнего палеоземлетрясения, вносят значительные изменения в ранее сделанную оценку повторяемости разрывообразующих землетрясений. За последние почти 13 тысяч лет здесь насчитывается как минимум четыре палеособытия. В то же время, интервал между двумя последними событиями имеет продолжительность от 2500 до 4270 лет. Для трёх последних событий повторяемость оценивается в границах 2780-3440 лет. По сравнению со значением периода повторяемости, предложенного в статье [6] (2976-6843 лет) наша максимальная оценка ровно в два раза ниже.

В связи с выявлением в последнее время сейсмологическими и геодезическими методами в Тункинском рифте признаков деформаций сжатия и установлением наличия сейсмогенных взбросов в зоне Тункинского разлома интересен фрагмент Аршанской сейсмодислокации, расположенный в междуречье Бухоты и Бугатая. Здесь на стыке фрагментов сброса широтного и северо-восточного простираний наблюдается структура компенсационного типа в виде обратного уступа и узкого бессточного рва, заключённого между этим уступом и склоном хребта. Нами с целью определения возраста и механизма образования этот элемент сейсмодислокации был вскрыт канавой в крест его простирания (рис. 2). Ров имеет протяжённость около 350 метров и глубину до 5 метров, он простирается параллельно склону с подъёмом по высоте в западном направлении. Морфологические особенности данной структуры несут в себе признаки взбросового генезиса. Формирование структуры в результате экзогенных процессов исключается.

Пройденная нами канава имеет длину 9 м и глубину до 2.5 м. В канаве задокументирована западная стенка (рис. 3). Радиоуглеродный возраст вскрытых во рву осадков свидетельствуют о том, что днище рва уже на протяжении более шести тысячи лет является ареной накопления песчано-суглинистой слоистой толщи в условиях бессточной отрицательной формы рельефа шириной в первые метры, а длиной в первые десятки метров. Высота дамбы, подпруживающей сток с восточного конца рва, составляет около полуметра. Общая мощность стратифицированной толщи достигает 0.6-0.7 метра. Она сложена переслаиванием супесчано-суглинистых и песчано-дресвяных слоев и прослоев с преобладанием супесчано-суглинистых и суглинистых слоев. Последние имеют тёмно-бурую и чёрную окраску. Отложения характеризуются большим содержанием гумуса и древесных углей. Стратифициро-



Рис. 2. Канава, пройденная через ров и гребень обратного уступа на южном склоне Тункинских Гольцов

ванная толща отражает условия осадконакопления в сейсмически спокойный период. Во время палеоземлетрясений происходило поднятие подгорного крыла разлома, и на днище рва обрушались нависающие козырьковые части взброса с образованием коллювиальных клиньев, представленных навалами из щебня, дресвы и песка из состава, как делювиального покрытия, так и выветрелых коренных пород.

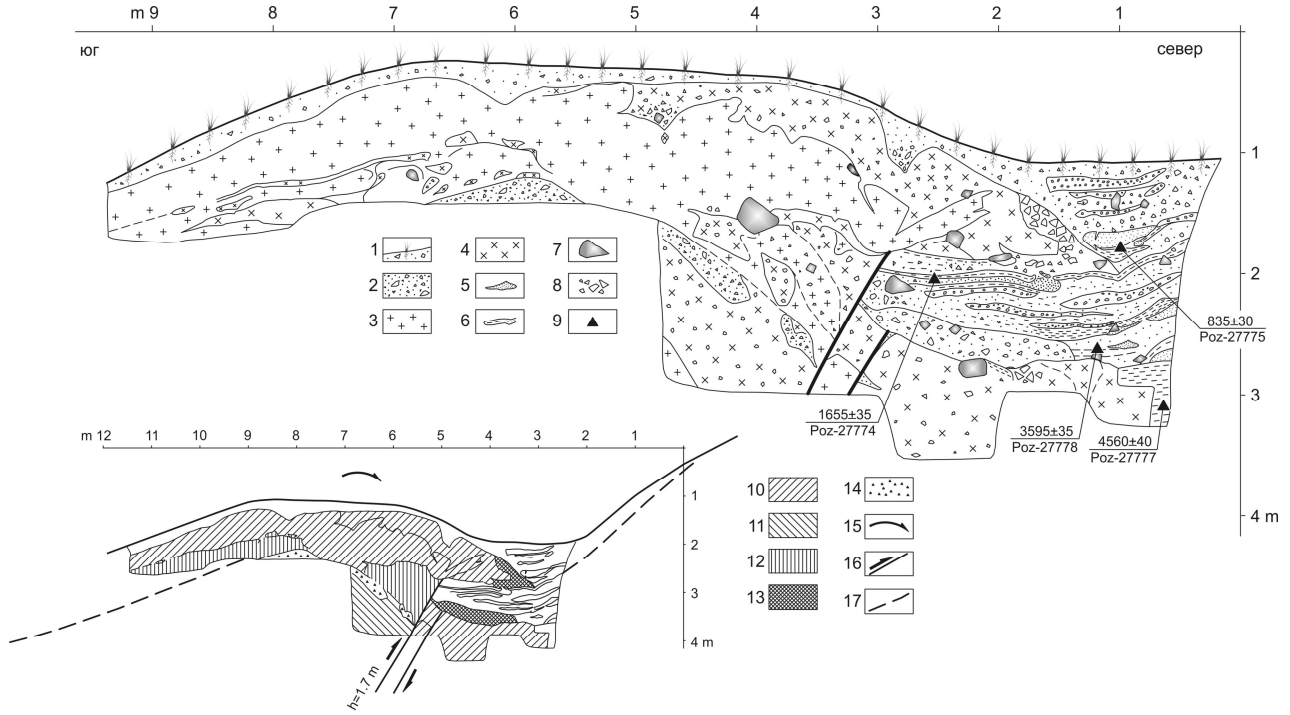


Рис. 3. Разрез западной стенки канавы А-8. *Условные обозначения: 1 – современный почвенно-растительный слой (песок коричневато-бурый с дресвой и щебнем); 2 – смесь песка, щебня, дресвы; 3 – суглинок светлый от жёлто-рыжего до зеленовато-жёлтого с включениями мелкого щебня и дресвы тех же цветов; 4 – суглинисто-щебнистая масса чёрная, часто с синеватым отливом, щебень карбонатных пород преимущественно среднего размера; 5 – песок крупно и грубозернистый, песчаные слои и линзы; 6 – суглинистые и глинистые слои; 7 – отдельные крупные щебни и небольшие глыбы; 8 – скопления щебня; 9 – места отбора проб углей на радиоуглеродный анализ; 10 – слои надвинутые в результате формирования складки; 11 – слои смятые в складку без горизонтального смещения; 12 – переходная зона; 13 – отложения коллювиальных клиньев; 14 – промытые поверхностные наносы (песок, дресва, щебень); 15 – направление надвигания поверхностных слоёв при складкообразовании; 16 – плоскости взброса; 17 – реконструкция дневной поверхности на момент предшествующий последнему палеособытию*

В разрезе канавы выделены отложения двух коллювиальных клиньев. Нижний коллювиальный клин лежит в основании толщи на выветрелых коренных породах, которые по вертикальному разрыву контактируют с глинами, насыщенными кусочками древесных углей. Деформации, перекрытые нижним коллювиальным клином и вышележащей осадочной толщей, имеют сдвиговую природу.

Верхний коллювиальный клин делит слоистую толщу приблизительно на равные по мощности части. Смесь дресвы и щебня, слагающая данный клин, словно бульдозерной лопатой, сдвинут вправо латеральным перемещением слоев поднятого подгорного крыла.

Центральную и левую части разреза канавы представляет антиклинальная складка слоев с параллельными дневной поверхности границами раздела. Слои представлены выветрелыми дезинтегрированными породами первоначально гранитного и карбонатного составов. Граница между слоями отчётливая, хотя и вскрыта лишь на непротяжённых участках в районе обратного уступа и у забоя канавы. Последовательность залегания этих двух слоев по вертикали в разрезе повторяется дважды. При этом оба раза «гранитный» слой перекрывает-

ся слоем «сланцев». Вдоль основной границы раздела сдвоенного разреза протягиваются прослои, линзы и небольшие включения отмытой дресвы и грубозернистого песка, накопление которого, судя по всему, происходило на дневной поверхности, на кровле «сланцевого» слоя. К этой же границе тяготеют участки переслаивания и вклинивания маломощных слоев на левом фланге разреза, а в области обратного уступа – зона переслаивания фрагментов этих слоев, оформившаяся вероятно торошением при латеральном смещении верхней пачки слоев. Эта зона отсечена от расположенных справа отложений крутопадающим взбросом со сдвиговой составляющей.

Срез плоскости сместителя в стенке канавы оформлен в виде упорядоченно залегающего щебня по двум линейным полосам шириной до 15 см каждая. Сместитель хорошо прослеживается, как в западной, так и в восточной стенках канавы, что позволило определить его основные характеристики: азимут простирания 260°, угол падения 62° в сторону впадины. Характер деформаций, вскрытых канавой, свидетельствует о неоднократных импульсных подвижках, связанных с подъёмом подгорного крыла разлома и формированием антиклинальной складки.

В зачистке отобраны и датированы радиоуглеродным методом четыре пробы. Возраст проб POZ-27778 и 27777 определяют соответственно верхнюю и нижнюю границы временного интервала формирования нижнего коллювиального клина, также как датировки проб POZ-27775 и 27774 – интервала формирования верхнего коллювиального клина и связанного с ним последнего палеоземлетрясения. Взбросовые деформации, вскрытые канавой, имеют амплитуды разовой подвижки приблизительно 1,7 м, а суммарное смещение, устанавливаемое по морфологии уступа, составляет около 4,6 м.

В результате проведённых исследований получены параметры для деформаций двух палеособытий, одно из которых установлено для Аршанской структуры впервые. Формирование взбросового гребня происходило во время, как минимум, трёх сейсмогенных подвижек. Исходя из оценки повторного периода для деформаций, вскрытых канавой, а также изученных ранее [6-8], можно предполагать, что третье по счёту событие, с которого начался рост обратного уступа на склоне в междуречье Бухоты и Бугатая, и второе событие, в отложениях р. Кынгарги, одновозрастны. То есть деформации, о которых идёт речь, возникли при одном палеоземлетрясении с возрастом 5985-4973 ВС. В таком случае, и исходя также из того, что взбросы являются следствием левосторонних сдвигов на западном фланге структуры, то логично предположить, что восьмиметровые сдвиговые смещения борта в левом борту р. Бугатая имеют возраст около 7-8 тысяч лет. А так как нами нигде больше в пределах Аршанской структуры не обнаружены деформации сдвигов или взбросов голоценового возраста, то мы считаем изученный нами взбросовый гребень явлением уникальным для Аршанской структуры, а связанные с ним сдвиговые перемещения – «вспышкой сдвиговой активности» на фоне продолжительных процессов сбрососообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Совета по грантам президента РФ (МК - 2557.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Щетников А.А. Проявление гобийского механизма горообразования в Байкальской рифтовой зоне (на примере Тункинского рифта) // География и природные ресурсы. – № 3. – 2008. – С. 31-35.
2. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 257 с.
3. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. – Т. 40. – № 6. – 1999. – С. 936-947.

4. Солоненко В.П., Хромовских В.С., Жилкин В.М., Голенецкий С.И., Курушин Р.А. Некоторые сейсмотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях // Изучение сейсмической опасности. – Ташкент: ФАН, 1971. – С. 84-118.
5. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Отв. ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск, 1975. – 134 с.
6. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia //Tectonics. – 1995. – Vol. 14. – №. 3. – P. 594-605.
7. Аржанникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. – Т. 48. – № 4. – 2007. – С. 391-400.
8. Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнёв А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. Подход к оценке опасности Сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. – Т. 45. – № 11. – 2004. – С. 1369-1376.

УДК 551.248 (571.56)

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА ЧЕРСКОГО

В.Н. Смирнов

Учреждение РАН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия

Сейсмический пояс Черского трассируется широкой полосой эпицентров землетрясений, которая простирается от моря Лаптевых до Охотского. Считается, что он является следствием внедрения на континент процесса спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля и маркирует границу между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами, пространственное положение которой в пределах пояса трактуется неоднозначно [1, 2]. Сейсмический пояс Черского наложен на разнородные и разновозрастные тектонические структуры, которые сформировались на континентальной коре и в зонах ее выклинивания, на различных комплексах активных окраин, краевых морей и островных дуг [3]. Наиболее сложной в тектоническом отношении является территория юго-восточной части сейсмического пояса, в связи с тем, что здесь находятся в тесном пространственном и временном сопряжении разнородные позднемезозойские орогенические сооружения: Яно-Колымская и Удско-Мургальская складчатые системы, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, которые пронизаны большим количеством гранитодных интрузий коллизионного, субдукционного и внутриплитного классов [3]. Вдоль побережья Охотского моря на указанные позднемезозойские тектонические структуры наложена Охотско-Гижигинская окраинно-континентальная рифтовая система эоцен-миоценового возраста [4].

В плиоцен-четвертичное время сформировался неотектонический структурный план, который большей частью унаследован от предшествовавших позднемезозойских и кайнозойских этапов орогенеза. Многими исследователями в отдельных районах отмечается активизация тектонических движений в среднечетвертичное время. К этому же времени относится оживление рифтогенного процесса в Момском рифте, сопровождавшееся базальтовым вулканизмом [1].

Главными элементами неотектонической структуры в юго-восточной части сейсмического пояса Черского являются крупные разломы различной ориентировки протяженностью в десятки и сотни километров. Многие из них обладают геологическими, геоморфологическими и сейсмологическими признаками активности. По отношению к структурам позднемезозойского и кайнозойского тектонического основания они интерпретируются как унаследованные и новообразованные [5].

Активные разломы группируются в несколько геокинематических систем, которые большей частью соответствуют структурному плану предшествовавших позднемезозойских и кайнозойских орогенических зон.

Черская система разломов обнаруживает полную согласованность со структурным планом Иньяли-Дебинской зоны линейной складчатости. Она включает в себя протяженные (до 700 км) разломы северо-западного простирания: Чай-Юрьинский, Улахан, Умарский, Дарпир и другие, которые в целом образуют левосдиговую геокинематическую систему шириной 100-120 км. Разлом Улахан, ограничивающий указанную систему с востока, играет первостепенную роль как в структуре Момской рифтовой области, так и всего юго-восточного фланга сеймического пояса Черского. С ним связывается граница между Северо-Американской литосферной плитой с одной стороны и Евразийской и Охотоморской плитами – с другой [2]. Во многих местах он имеет признаки левосдвиговых смещений в четвертичное время. По имеющимся данным, этот разлом унаследовал указанный характер движений с позднего мезозоя: в послеюрское время по нему произошел левосторонний сдвиг амплитудой до 40-45 км [6]. К разлому Улахан приурочено несколько очагов сильных землетрясений магнитудой до M = 5,4 [7]. Кроме того, в зоне разлома выявлены многочисленные тектонические и гравитационные палеосейсмодислокации: сбросы, зияющие тектонические трещины, тектонические клинья, обвалы, а также крупная обвальная плотина объемом до 300 млн. куб. м. Для некоторых палеосейсмодислокаций по данным радиоуглеродного анализа установлено время их возникновения в интервале 690-440 лет [7].

Чай-Юрьинский разлом ограничивает Черскую систему с запада. Он наследует систему позднемезозойских надвигов с падением плоскости сместителя на северо-восток, по которой структуры Иньяли-Дебинской зоны линейной складчатости надвинуты на Аян-Юряхскую зону [3]. В Чай-Юрьинском разломе, кинематика которого определяется как левосдиговая, установлены четвертичные взбросы и надвиги амплитудой от 6,5 до 140 м. Северо-восточное крыло разлома, сложенное юрскими песчано-глинистыми сланцами и верхнемеловыми конгломератами, надвинуто на нижнечетвертичные отложения. В нижнеплейстоценовых отложениях также установлены малоамплитудные взбросы с азимутом падения 30°, углом падения 55° [8]. Таким образом, в четвертичное время по разлому фиксируются поперечные к нему напряжения сжатия. К Чай-Юрьинскому разлому приурочены многие очаги землетрясений, в том числе сильнейшее из зарегистрированных в этом регионе Артыкское (Оймяконское) землетрясение 18 мая 1971 г. магнитудой 7,1, которое сопровождалось сейсмогравитационными дислокациями [7].

Заключенные между разломами Улахан и Чай-Юрьинским внутренние разломы Черской системы имеют параллельное или диагональное простирание по отношению к пограничным. Они представляют собой сдвиги и сбросо-сдвиги, часто смыкающиеся под острыми углами и контролирующие размещение неогеновых и четвертичных межгорных впадин. Обращает на себя внимание тот факт, что внутренние разломы Черской системы, в том числе и самые крупные из них – Дарпир и Умарский, не обнаруживают повышенной сейсмической активности за период инструментальных наблюдений, хотя с ними связаны многобразные проявления четвертичных движений. Можно полагать, что сейсмическое затишье в этих структурах временное, связанное с подготовкой землетрясений.

Охотская система разломов расположена в западной части территории. С запада она ограничена Кетандинским разломом, а с востока – Ульбейским, которые представляют собой возрожденные тектонические швы Охотского массива [9]. Между этими разломами в полосе шириной около 120 км распространены диагональные по отношению к пограничным разрывы северо-восточного и северо-западного простираний. С ними связано большое число небольших межгорных впадин, конфигурация которых указывает на правостороннюю кинематику Охотской системы разломов [2]. В отличие от Черской системы, здесь отсутствуют межгорные впадины древнее четвертичного возраста. Сейсмичность этой зоны изучена слабо. За период инструментальных наблюдений сильных землетрясений здесь не зарегистрировано.

Тауйско-Тайгоносская система объединяет разломы широтной и северо-восточной ориентировки, в связи с которыми формировались эоценовые и миоценовые рифтогенные впадины. Среди широтных разломов крупнейшим является Челомджа-Ямский, вдоль которого в кайнозое происходили контрастные тектонические движения с амплитудами более 2000 м. К нему приурочены землетрясения магниудой до M = 4,5. Геморфологические данные и механизм очага Ланкучанского землетрясения указывают на левосдвиговую кинематику этого разлома [10]. В восточной части Тауйско-Тайгоноской системы выделяется еще слабо изученный Гижигинский широтный разлом протяженностью до 150 км, который ограничивает с севера одноименную впадину.

Среди активных разломов северо-восточного простирания в Тауйско-Тайгоносской системе наиболее крупным является Ланково-Омолонский, протягивающийся вдоль Охотско-Колымского водораздела от Тауйской губы до верхнего течения р. Омолон [11]. Он представляет собой унаследованную с миоцена систему протяженых и глубоких правосторонних сбросо-сдвигов. В среднем миоцене вдоль него возник ряд рифтогенных впадин (Верхне-Купкинская, Няркинская, Верхне-Сугойская и др.) и произошли внедрения щелочных базанитов [12]. На юго-западном фланге Ланково-Омолонского разлома расположен очаг 8-9-балльного Ямского землетрясения 1851 г., имевшего магнитуду M = 6,5 [7]. Кроме того, в зоне разлома установлены комплексы палеосейсмодислокаций, представленных многочисленными сейсмообвалами, сейсморазрывами, сейсмотектоническими блоками с амплитудой смещения до 3 м [5]. Таким образом, значение Ланково-Омолонского разлома для понимания геодинамики юго-восточной части сейсмического пояса Черского очень велико.

Активными разломами Тауйско-Тайгоносской системы широтного и северо-восточного простирания образована береговая линия Охотского моря. Об их современной активности свидетельствует развитие скальных оползней и тектонических отторженцев в береговой зоне, а также соотношения разломов с верхнеплейстоценовой морфоскульптурой побережья.

Иня-Ямская система широтных разломов, расположенная от 100 до 200 км к северу от берега Охотского моря. Она состоит из кулисно-расположенных разрывов протяженностью в десятки километров и простирается с запада на восток от р. Ини до среднего течения р. Ямы на расстояние около 400 км [5]. В ней присутствует большое число оперяющих разломов северо-восточного простирания и небольших приразломных впадин, заполненных четвертичными отложениями, конфигурация которых указывает на левостороннесдвиговую кинематику Иня-Ямской системы. По соотношениям с геологическими структурами эта зона разломов является явно наложенной, новообразованной, а судя по ее геоморфологической позиции и выраженности в рельефе земной поверхности, она, скорее всего, сформировалась в течение четвертичного периода. Сейсмичность Иня-Ямской системы изучена слабо, за время инструментальных наблюдений сильных землетрясений в связи с нею не установлено.

Таким образом, важнейшими характеристиками сейсмотектоники юго-восточной части сейсмического пояса Черского являются: 1) сложное тектоническое строение, обуслов-

ленное сопряжением разнородных позднемезозойских и кайнозойских орогенических структур; 2) высокая степень унаследованности неотектонического структурного плана; 3) новейшая активизация нескольких геокинематических систем разломов, большей частью унаследованных от предшествовавших этапов орогенеза; с их пространственным расположением связано резкое расширение площади сейсмического пояса Черского на его юго-западном фланге. 4) наибольшим сейсмическим потенциалом обладают дискордантно ориентированные Черская система северо-западного простирания и Тауйско-Тайгоносская, имеющая в целом северо-восточное простирание.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. – № 12. – 1996. – С. 5-36.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника северо-восточной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. – 140 с.
3. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5 000 000). – М.: ИЛ РАН, 1992. – 54 с.
4. Смирнов В.Н. Кайнозойские структуры Северного Приохотья // Чтения памяти академика К.В. Симакова: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. – С. 93-94.
5. Смирнов В.Н. Северо-Восток Евразии // Новейшая тектоника, современная геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. – М.: ОИФЗ РАН, 2000. – С. 120-135.
6. Мальков Б.И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез: Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1971. – С. 43-50.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
8. Беккер А.Г., Попов М.В., Полеванов В.П. Отражение неотектоники в строении рыхлых отложений Малык – Сиенской впадины. – № 12. – Колыма, 1977. – С. 45-46.
9. Смирнов В.Н., Левашова С.В. Особенности морфоструктуры и неотектоники Приохотья по данным дешифрирования космических снимков // Четвертичный период Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. – С. 96-109.
10. Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Алешина Е.И., Смирнов В.Н. Ланкучанское землетрясение 26 декабря 2009 г. (Магаданская обл.) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 81-85.
11. Смирнов В.Н. Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – С. 135-147.
12. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С 155-174.

УДК 550.432, 622.5

МИКРОСЕЙСМОТЕКТОНИКА, РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ РАЗВИТИЯ

В.Г. Спунгин

Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Исследования микросейсмичности, пространственно-временого распределения и амплитудно-частотных характеристик естественных микросейсмических событий (МС), выполняемые автором около 15 лет с сотрудниками ИДГ РАН, ИГЕМ РАН и ИГ КНЦ РАН, позволяют сформулировать представления о ***микросейсмотектонике*** – как относительно новом научном направлении, и методе изучения тектонической структуры и современной активности геологической среды.

В значительной части это направление наследует представления и модели среды, сформулированные академиком М.А. Садовским и др., 1984 г., 1986 г., о сейсмичности в блоковой среде и автомодельности геодинамических процессов; Л.Н. Рыкуновым и др., 1986 г., 1996 г., об иерархическом характере сейсмической эмиссии и сейсмологии микромасштаба, Н.В. Шебалиным и др., 1991 г. о рассеянной и сосредоточенной сейсмичности, модели упругой отдачи H.F. Reid, 1911 г., а также многих других геофизиков, сейсмологов и тектонистов, развивающих данные научные представления.

В определенной степени микросейсмотектонику можно рассматривать как раздел сейсмотектоники на нижних масштабном и энергетическом уровнях. Вместе с тем она обладает своими объектами исследований (локальные структуры и участки среды верхней части геологического разреза), методами наблюдений (мобильные локальные сети, ограниченные по времени, относительно краткие, периоды наблюдений) и кругом решаемых задач (текущая геодинамическая активность локальных разрывных и блоковых структур). Это позволяет выделить микросейсмотектонику в виде самостоятельного научного направления.

Современные средства наблюдения без особых усилий позволяют регистрировать МС с энергетическим классом от –2. В рамках региональной сейсмологии и сейсмотектоники сейсмические события такого (фонового) уровня относят к тектоническому крипу (creep), подразумевающему медленную, равномерную, пластическую деформацию среды. Однако горные породы земной коры не являются пластичными, а характеризуются дискретной структурой и блоковым строением на всех масштабных уровнях, вплоть до минеральных зерен. Поэтому крип в полном смысле этого слова в реальной геологической среде невозможен, и при ближайшем рассмотрении представляет собой цепь последовательных блоковых микро подвижек, разнесенных во времени и сопровождающихся излучением сейсмической энергии в виде МС, которые регистрируются локальными сейсмическими сетями. Нижний энергетический порог их регистрации определяется чувствительностью сейсмических каналов и расстоянием от очага МС до пунктов сейсмических наблюдений. Энергетический диапазон МС, исследуемых в рамках микросейсмотектоники, располагается между микроземлетрясениями, регистрируемыми региональными сейсмическими сетями, и микротресками акустической эмиссии.

Автором исследуются пространственно-временное распределение и амплитудно-частотные характеристики МС преимущественно от –2 до 1 энергетических классов. Наблюдения, выполненные в зонах активных разрывных нарушений юго-востока Фенноскандии, Воронежского кристаллического массива, Кряжа Карпинского, Московской синеклизы показали, что статистически значимое количество естественных МС этих классов на локальных участках этих регионов может быть зарегистрировано в течение суточного цикла наблюдений. По имеющимся данным, диапазон изменений среднесуточной эмиссии естественных

МС между разными участками, расположенными в пределах Восточно-Европейской платформы, составляет около двух порядков [1].

Режим микросейсмической эмиссии в целом подобен режиму более сильных сейсмических событий. Отмечаются периоды высокой активности и периоды затишья. Длительность этих периодов и количество МС, излучаемых средой в течение одного периода, различны и зависят, очевидно, от региональной геодинамической обстановки и локальных свойств блоковой геологической среды на участках наблюдений. В условиях юго-восточной части Фенноскандии, где на поверхность земной коры выходят древние кристаллические породы, эмиссия МС в отдельные периоды может достигать 10-30 событий в час. Длительность периодов излучения МС на участках, характеризующихся повышенной современной активностью составляет от 1 до 6, иногда до 10 часов, затишья до 6-10 часов. Минимальные перерывы между излучениями событий (–1-0) энергетических классов, могут составлять несколько секунд, иногда наблюдаются серии из нескольких сигналов в течение 10-20 с.

Установлено значительное разнообразие амплитудно-частотных характеристик МС, рис. 1, и их зависимость не только от блокового строения и состава горных пород, но и от особенностей современной геодинамической ситуации в зонах разрывных нарушений, условий растяжения и сжатия на границах блоковых структур [2].

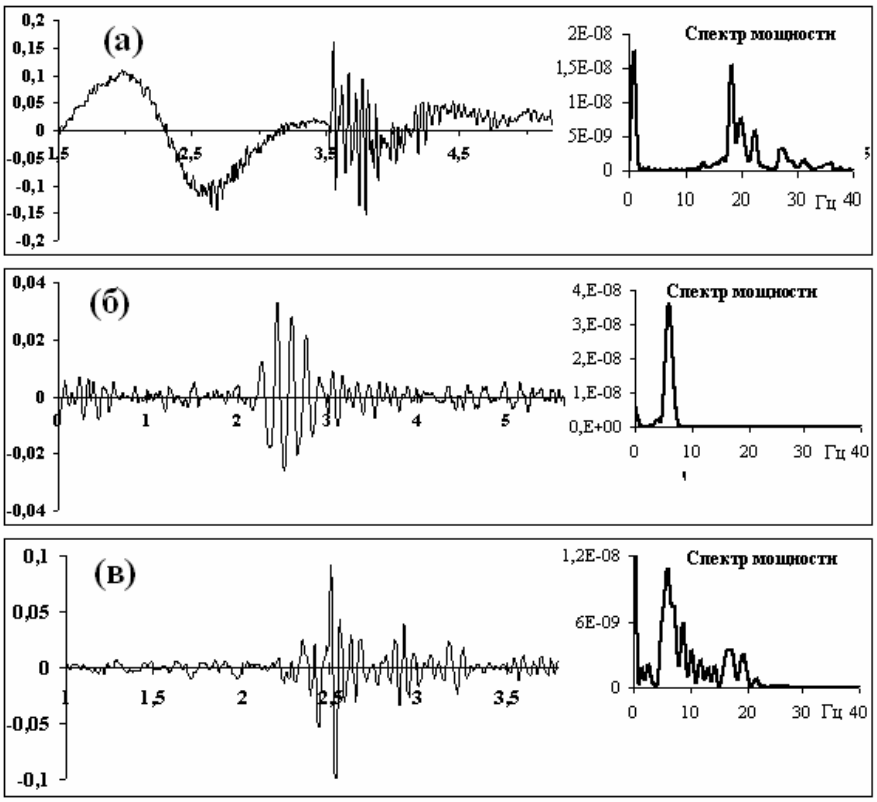


Рис. 1. Сейсмограммы вертикальной составляющей и спектры плотности мощности микросейсмических событий, зарегистрированных на участках Фенноскандии, по оси абсцисс время (с), по оси ординат скорость колебаний (мкм/с)

Пространственное распределение МС четко маркирует зоны локальных разрывных тектонических нарушений – крупных трещин и мелких разломов, активных на современном этапе. В среднем, эмиссия МС в зоне активного разрывного нарушения и краевых частях структурно-тектонических блоков, разделяемых этим нарушением, примерно на порядок больше по сравнению с количеством МС, излучаемых в пределах центральных частей этих блоков [1].

Отмечается корреляция интенсивности эмиссии МС с экзогенными факторами: с короткопериодными (О1-К2) и длиннопериодными (MSF, MF) гармониками лунно-солнечных приливов [1, 2], а также с атмосферным давлением [3]. При этом проявление этих корреля-

ционных связей на разных участках неодинаково. На одних отмечается высокий уровень корреляции с короткопериодными гармониками приливов, на других – с длиннопериодными гармониками или атмосферным давлением. Имеются основания полагать, что степень воздействия экзогенных факторов может существенным образом зависеть от ориентировки главных осей экзогенных воздействий относительно региональных тектонических напряжений и ориентации элементов залегания основных разрывных нарушений, или блоковых границ, на конкретных участках геологической среды.

Не исключая того, что какая-то часть микросейсмических событий может быть вызвана преимущественным действием экзогенных факторов, например, лунно-солнечных приливных возмущений или резкими изменениями атмосферного давления, автор полагает, что основным фактором, определяющим интенсивность микросейсмической эмиссии, являются эндогенные тектонические процессы, а роль экзогенных является преимущественно инициирующей, определяющей временное распределение МС.

Основными задачами дальнейшего развития микросейсмотектоники как направления исследований представляются следующие:

1. Использование микросейсмических наблюдений в прикладных целях при решении задач инженерной геологии. В частности, при выделении наиболее активных разрывных нарушений на локальных участках платформенных территорий и оценке их современной (текущей) геодинамической активности.

2. Определение условий влияния и механизма экзогенных воздействий на локальную микросейсмичность. Оценка роли и условий проявления конкретных экзогенных факторов на интенсивность микросейсмической эмиссии, а также исследование соотношения эндогенных и экзогенных факторов в природе естественных микросейсмических событий. К числу экзогенных факторов, представляющих наибольший интерес в этом плане, могут быть отнесены отдельные гармоники, высота и энергия лунно-солнечных приливов, атмосферное давление, уровень сейсмического шума и некоторые др.

3. Определение связей амплитудно-частотных характеристик микросейсмических событий, излучаемых в зонах локальных разрывных нарушений и краевых участках структурно-тектонических блоков, с локальными геодинамическими ситуациями в этих зонах, в частности с условиями сдвига, сжатия и растяжения.

Автор весьма признателен профессору Ю.К. Щукину за научную поддержку выполненных исследований.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект 11-05-00702-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Спунгин В.Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 2. Микросейсмичность / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2007. – С. 81-90.
2. Спунгин В.Г., Бурчик В.Н. Микросейсмичность локальных участков и зон разрывных нарушений Фенноскандии / Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. Сборник научных статей ИДГ РАН. – М.: Геос, 2006. – С. 82-92.
3. Спунгин В.Г., Макаров В.И., Бурчик В.Н., Сыстра Ю.Й. Микросейсмичность участка Заонежский (Карелия), ее связи с экзогенными факторами и особенностями геологического строения // Геоэкология. – № 1. – 2011. – С. 49-57.
4. Макаров В.И. О региональных особенностях новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. – Спец. вып. 13. – Саратов, 1996. – С. 53-60.

УДК 550.34.094, 550.34.013.2

РАЗДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА СОСТАВЛЯЮЩИЕ РАЗЛИЧНОЙ ПРИРОДЫ

В.М. Тимичева, В.Н. Морозов

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Полученные экспериментальные данные при исследовании акустической эмиссии, возникающей при землетрясениях, указывают на импульсный характер эмиссии, а так же, на то, что это излучение, прежде чем попасть в приемник наблюдателя, проходит и усиливается при прохождении волноводов-резонаторов. Как известно полоса частот при импульсном излучении определяется из соотношения: $\Delta f \cong \frac{1}{T}$, где T – время, определяющее прямоугольный импульс [1]. При $T = 0{,}003$ с получим $\Delta f = 333$ Гц, при $T = 0{,}03$ с – $\Delta f = 33{,}3$ Гц. При землетрясении возникающее акустическое излучение импульсного характера, проходя через волноводы-резонаторы различных размеров будет усиливаться за счет резонансных эффектов. Так для волновода с характерной толщиной a, основная частота соответствующая первой гармоники определяется соотношением: $f_1 = \frac{c_3}{a \cdot 2}$, где c_3 – скорость продольных акустических колебаний [2]. При значениях, a = 1; 10; 25; 100; 200; 500м и c_3 = 3000 м/с, получим f_1 = 1500; 150; 60; 15; 7,5; 3 Гц.

Волноводный характер распространения импульса акустической эмиссии определяется на основе уравнения для волновода, заполненного жидкостью:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} - \frac{1}{c_3^2}\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = 0 \ , \tag{1}$$

где p – возмущение давления, x, z – вертикальная и горизонтальная декартовы координаты.

Аналогичное уравнение можно записать и для случая твердого волновода, где возмущение давления p заменяется на вектора $\vec{u}_e$ и $\vec{u}_t$ – продольные и поперечные деформации; а c_3 заменяется на скорость распространения продольных и поперечных колебаний c_e, c_t [2].

Для волновода с жесткими горизонтальными стенками решение уравнения (1) имеет вид [2]:

$$p(x,z,t) = p_n(z,t)\sin\frac{\pi n x}{a}, \ n = 1,2... \tag{2}$$

Подставляя (2) в уравнение (1) получим уравнение для определения функции $p_n(z, t)$:

$$\frac{\partial^2 p_n}{\partial z^2} - \frac{1}{c_3^2}\frac{\partial^2 p_n}{\partial t^2} - \left(\frac{\pi n}{a}\right)^2 p_n = 0 \tag{3}$$

Пусть при $z = 0$, $p_n(t, z = 0)$ представляется прямоугольным импульсом:

$$p_n(t, z = 0) = \begin{cases} p_0, & t \in [O,T] \\ O & t \notin [O,T] \end{cases}. \tag{4}$$

Для решения уравнения (3) при граничном условии (4) применим преобразование Фурье:

$$p_n(t,z)=\int_{-\infty}^{+\infty} p_n(z,w)e^{-iwt}\alpha w;$$
$$p_n(z,w)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} p_n(t,z)e^{iwt}\alpha t. \qquad (5)$$

Используя (5), получим уравнение для спектра $p_n(z, w)$:

$$\frac{d^2 p_n(z,w)}{dz^2}+\left[\frac{w^2}{c_3^2}-\left(\frac{\pi n}{a}\right)^2\right]p_n(z,w)=0, \qquad (6)$$

а импульс (4) преобразуется к виду:

$$p_n(t, z=0) = p_0 T\,\frac{\sin wT/2}{wT/2}e^{-iw\frac{T}{2}}. \qquad (7)$$

Решение уравнения (6) при граничном условии (7) представляется в виде:

$$p_n(z,w) = I_0\,\frac{\sin wT/2}{wT/2}e^{-iw\frac{T}{2}}e^{+i\sqrt{\frac{w^2}{c_3^2}-\left(\frac{\pi n}{a}\right)^2}\,z}, \qquad (8)$$

где: $I_0 = p_0 T$.

Вводя вместо круговой частоты w циклическую частоту f: $w=2\pi f$, получим:

$$p_n(z,w)=I_0\frac{\sin\pi fT}{\pi fT}e^{-i\pi fT}\cdot e^{iz\sqrt{\frac{4\pi^2 f^2}{c_3^2}-\left(\frac{\pi n}{a}\right)^2}}. \qquad (9)$$

Как следует из (9) при $f < f_* = \frac{c_3}{2a}n$ излучение, распространяющееся в волноводе, поглощается. При c_3 = 3000 м/с, n = 1 и a = 1; 10; 25; 100; 200; 500 м; f_* = 1500; 150; 60; 15; 7.5; 3 Гц. Иначе говоря, длинноволновое излучение не замечает волноводов с меньшими размерами. Отметим, что коротковолновое акустическое излучение может возбуждать длинноволновое. Это можно показать, следуя Лайтхиллу [3], если в первую часть уравнения добавить в неполную силу $f(x,z)e^{-iw_0 t}$, где w_0 – частота внешнего воздействия.

Разложим $f(x, z)$ по собственным функциям волновода

$$f(x,z)=\sum_{n=0}^{\infty} f_n(z)\sin\frac{\pi n x}{a}, \qquad (10)$$

а затем

$$f_n(z)=\int_{-\infty}^{+\infty} F_n(k)e^{-ikx}ak \qquad (11)$$

получим для возмущения давления p выражение:

$$p=-\pi i\sum_{n=0}^{\infty}\sin\frac{\pi n}{a}x\,\frac{F\left[\frac{\left(w_0^2-w_n^2\right)^{1/2}}{c_3}\right]}{c_3^{-1}\left(w_0^2-w_n^2\right)}\exp\left\{-i\left[wt-\frac{\left(w_0^2-w_n^2\right)^{1/2}}{c_3}x\right]\right\}. \qquad (12)$$

Из полученного результата следует, что для генерации волн с собственными частотами волновода-резонатора w_n, на него необходимо воздействовать источником с частотой $w_0 > w_n$. Для частот с $w_0 < w_n$, генерация излучения будет сосредоточена около источника, т.е.

колебания с такими частотами в волноводе распространяться не будет. Предполагается, что источник находится в самом волноводе.

Характерной особенностью распространения импульса акустической эмиссии в волноводе является его расплывание. Действительно как следует из выражения (9) групповая скорость для каждой частоты определяется выражением:

$$V_{\text{гр}} = c_3\sqrt{1-\frac{f_*^2}{f^2}}, \quad f_* = \frac{c_3}{a}n. \tag{13}$$

Для частот $f > f_*$ $V_{\text{гр}} \approx c_3$, для частот $f > f_*$ $V_{\text{гр}} < c_3$.

Если в волноводе распространяется широкополосное излучение, то волновод произведет спектральный анализ волн: вперед уйдут частоты, соответствующие большей групповой скорости, затем побегут составляющие с меньшей групповой скоростью и т.д. вплоть до минимальной групповой скорости, с которой данная волна может распространяться в волноводе. В результате получится затягивание сигнала по пространству и по времени [2] и в случае приема сигнала в точке, отстоящей на большом расстоянии от места землетрясения, вместо короткого импульса будет наблюдаться длинный осциллирующий сигнал.

Расчет эволюции короткого импульса при распространении в волноводе можно производить на основе следующего выражения:

$$p_n(z,t) = 2I_0\int_{f_*}^{\infty}\cos\left[2\pi f\left(t-\frac{T}{2}\right)-\frac{2\pi f}{c_3}\sqrt{1-\frac{f_*^2}{f}z}\right]\frac{\sin\pi fT}{\pi fT}dT\,. \tag{14}$$

Выражение (14) получено с использованием спектра (9) и первого из выражений (5). Предварительные расчеты по формуле (14) при z = 3 км и 30 км и T = 0,003 с, подтверждают высказывание выше качественные соображения, т.е. растягивание импульса в пространстве и во времени.

Отметим, что в случае волновода конечной длины выходящее резонансное излучение будет также распространяться со скоростью c_3 как и излучение частот $f \gg f_*$ и, если затем пропустить коротковолновое излучение через меньший по размеру сечения, то скорость этого излучения замедлится и длинноволновое излучение догонит его и, возможно, восстановление первоначального импульса. Отсюда следует, что на удаленных от землетрясения пунктах можно увидеть «исходный» (очень похожий) импульс.

Можно также рассмотреть рассеяние импульсного излучения на сферических неоднородностях с пониженной и повышенной плотностью среды.

Рассмотрим рассеяние плоской звуковой волны твердым шаром, радиус R которого мал по сравнению с длиной волны. Расчеты, проведенные в монографии Ландау и Лифшица (1988) дают для плоской звуковой волны, имеющую скорость $v = a\cos\omega t$, следующее выражение для дифференциального сечения рассеяния:

$$d\sigma = \frac{\omega^4 R^6}{9c^4}\left(1-\frac{3\cos\theta}{2}\right)^2 d\Omega\ , \tag{15}$$

где θ – угол между направлением падающей волны и направлением рассеяния, $d\Omega = 4\pi\sin\theta d\theta d\varphi$ – элемент телесного угла. Из выражения (15) следует, что интенсивность рассеяния максимальна в направлении $\theta = \pi$, противоположном направлению падения. Полное сечение рассеяния равно:

$$\sigma = \int d\sigma = \frac{7\pi}{9}\left(\frac{R^3\omega^2}{c^2}\right)^2\,. \tag{16}$$

При рассмотрении данной задачи предполагалось, что плотность ρ_0 шара велика по сравнению с плотностью ρ среды (жидкой или газовой). В случае если эти плотности сравнимы, то для дифференциального сечения рассеяния получим выражение:

$$d\sigma = \frac{\omega^4 R^6}{9c^4}\{(1-\frac{c^2\rho}{c_0^2\rho_0}) - 3\cos\theta\frac{\rho_0-\rho}{2\rho_0+\rho}\}^2 d\Omega. \qquad (17)$$

Из выражения (17) следует выражение (15) при $\rho \gg \rho_0$. В другом случае, излучение будет просто проходить через сферическую неоднородность, хотя при определенных условиях возможен захват излучения этой неоднородностью и усиление его на резонансных частотах, соответствующих данной сферической области [5].

Рассматривая спектры акустической эмиссии над очагом готовящегося землетрясения можно сделать заключение о наличии различных источников излучения упругой энергии. По-видимому, это обусловлено неоднородным строением очаговой системы, различным положением источников как относительно гипоцентра, так и по глубине и др. В этом случае, во внешнем относительно очага геологическом пространстве, будут наблюдаться упругие колебания, отличающиеся по частоте и по фазе.

Наблюдаемая акустическая эмиссия состоит из суммы длиннопериодных и короткопериодных сигналов. По сумме сигналов можно выделить огибающую и импульсы.

Если предположить, что короткопериодные сигналы имеют нулевое среднее, то разделение может быть выполнено путем частотной фильтрации наблюденной акустической эмиссии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Скучик Е. Основы акустики. – Т. 1. – М.: Мир. 1976.
2. Исакевич М.А. Общая акустика. – М.: Наука, 1973. – 495 с.
3. Лайтхилл Д. Волны в жидкостях. – М.: Мир, 1981. – 598 с.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. .Гидродинамика. – Том VI. – М.: Наука, 1988. – 733 с.
5. Бурдакова Е.В., Глинская Н.В., Морозов В.Н., Паламарчук В.К., Прялукина Л.А. Роль природных резонаторов в прогнозе землетрясений // Известия Вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – № 2. – 2009. – С. 49- 51.

УДК 550.34.094

ОБНАРУЖЕНИЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ИМПУЛЬСАМ И ЭНЕРГИИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

В.М. Тимичева

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия

Постановка задачи

На основе теоретических, лабораторных и экспериментальных данных сделан вывод о том, что импульсы акустической эмиссии приурочены к очагам повышенных напряжений, которые обычно приурочены к «живущим разломам», и проявляются при воздействии на них внешних и/или внутренних источников, или при разрушении области будущего разрыва в

результате длительного воздействия напряжений и других агентов, к примеру, в виде различной силы микроземлетрясений. Энергия микроземлетрясений зависит от накопленной энергии упругой деформации тела разлома и вмещающих пород. В упругой напряженной среде разлома сила микроземлетрясения зависит также от размера трещины, величина которой очень быстро растет до определенного размера и воспринимается наблюдателем как мгновенно образовавшийся очаг. Такой очаг может продолжить испускать импульсы акустической эмиссии.

Источником акустической эмиссии является область пород, в которой происходит трещинообразование и разрушение некоторого объёма пород: это разрыв (разлом), выбросы породы (горные удары, стреляние пород и др.).

С момента трещинообразования и до разрушения происходит увеличение числа, интенсивности и периода упругих импульсов. Перед разрушением и/или перед образованием магистральных трещин на базе микротрещин наступает «затишье».

Таким образом, импульсы акустической эмиссии могут служить характеристикой исследуемых объёмов горных пород.

Исходные данные

1 ноября 2005 г. – 18:04, расстояние до обсерватории: 231 км, магнитуда: 1,9.

Наблюдаются ярко выраженные предвестники на частотах выше 40 Гц. Продолжительность предвестников колеблется в диапазоне 30 с – 1 мин, что, по-видимому, связано с большой удалённостью очага землетрясения от обсерватории.

2 ноября 2005 г. – 20:11, расстояние до обсерватории: 138,5 км, магнитуда: 2,6.

Предвестники землетрясений проявляются уже на низких частотах (8-20 Гц). Судя по графикам энергии акустической эмиссии, накопление аномальной энергии перед землетрясением происходило более чем за 2 часа до начала землетрясения.

Аномальная энергия – это приток (и/или её сохранение) энергии к очагу перед землетрясением.

3 ноября 2005 г. – 12:38-20:13, расстояние до обсерватории: 7 км, магнитуда: 0-0,5.

Накопление энергии началось сразу после активации предыдущего землетрясения. Период накопления ~ 16 ч.

3 ноября 2005 г. – 14:23, расстояние до обсерватории: 270 км, магнитуда: 3,0.

Период накопления ~ 2 ч.

3 ноября 2005 г. – 21:04, расстояние до обсерватории: 49 км, магнитуда: 1,4.

Период накопления ~ 5 ч.

3 ноября 2005 г. – 23:51, расстояние до обсерватории: 44,8 км, магнитуда: 1,5.

Период накопления ~ 5 ч.

Период накопления энергии будет складываться из двух интервалов: период накопления предыдущего землетрясения + период накопления после землетрясения. Это вызвано тем, что энергия от предыдущего землетрясения, по-видимому, не была до конца израсходована, и произошло суммирование энергий, что вызвало более мощное землетрясение.

4 ноября 2005 г. – 14: 10, расстояние до обсерватории: 20 км, магнитуда: 0,5.

Период накопления: 7-7,5 ч.

Анализ импульсов акустической эмиссии

Анализ проводился для «сильных» и «слабых» землетрясений.

Задача:

Необходимо выяснить зависимость между интенсивностью предвестников опасных геологических процессов и удаленностью места наблюдения от очага землетрясения.

Решение:

Выделим две группы землетрясений:

– «средние» землетрясения ($M \geq 1,5$);

– «слабые» землетрясения/микроземлетрясения ($M \leq 1,5$).

Между этими двумя группами можно выявить закономерность: чем мощнее землетрясение, тем дальше очаг от обсерватории (расстояние до очага $R \sim (138{,}5 \div 270)$ км), и наоборот, чем слабее землетрясение, тем ближе его очаг ($R \sim (6 \div 49)$ км), т.е. в данном районе обсерватория регистрирует слабые землетрясения на расстояниях не более 50 км.

Используем информацию по импульсам акустической эмиссии.

Так как нам важна задача прогноза землетрясений, нас интересуют предвестники землетрясений, пришедшие, к примеру, за 2 часа до момента события.

Метод наложения

В каждой группе землетрясений построим обобщённый график зависимости импульсов АЭ от времени прогноза. За нулевую координату для каждого землетрясения примем момент землетрясения. По каждому землетрясению имеем информацию за 2 часа до землетрясения и спустя 1 час после землетрясения в связи с тем, что в природе существуют «медленные» волны, которые так же являются предвестниками землетрясения [1].

В результате получены обобщенные графики импульсов и энергии микроземлетрясений для «средних» и «слабых» землетрясений (рис. 1, 2).

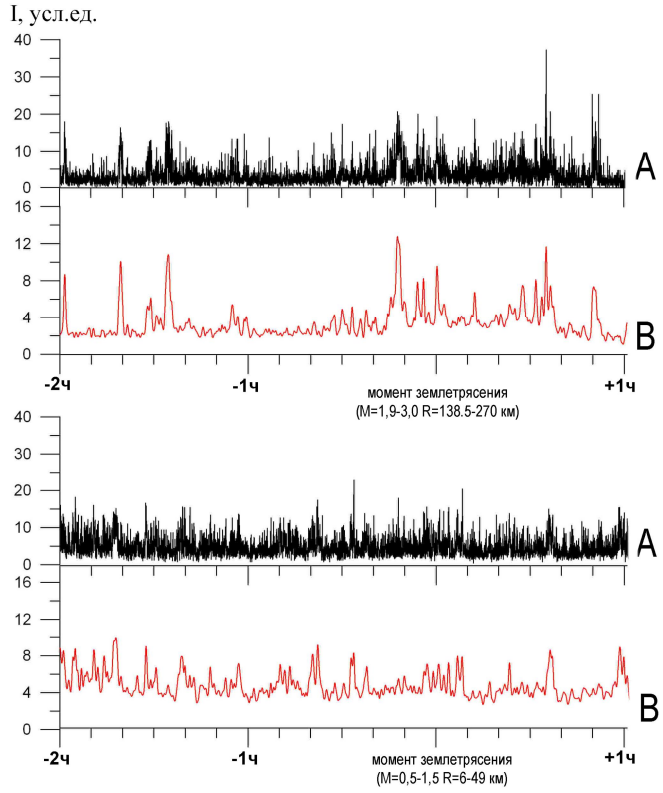


Рис. 1. Сложение импульсов за 2 часа до события и спустя 1 час после события (5 слабых и 3 средних землетрясений): *A – исходные суммы, B – осредненные суммы*

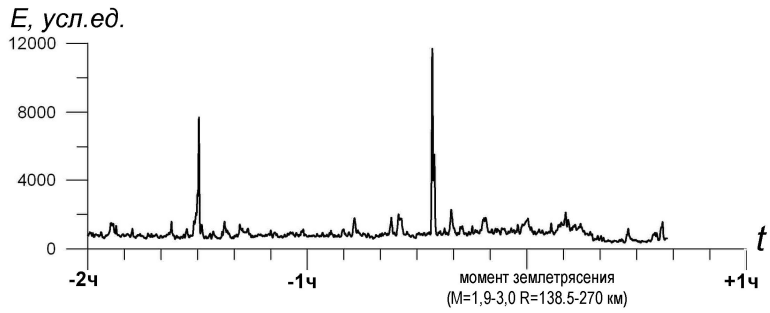


Рис. 2. График изменения осредненной энергии АЭ по трем «средним» землетрясениям в зависимости от времени до (за 2 часа) и спустя 1 час после события

Метод осреднения

По имеющимся данным можно построить график зависимости суммы импульсов землетрясений каждой из групп от времени. Эту задачу выполним предварительно осреднив данные по каждому землетрясению.

Получили графики для «средних» и «слабых» землетрясений.

На рис. 3 приведены графики энергии низких и высоких частот, и соответствующие импульсы, полученные по измерениям акустической эмиссии на двух разнесенных станциях. Как следует из рисунка, микроземлетрясения, обнаруженные на низких частотах (максимальная энергия), одинаково выделяются на обеих станциях типа «ГНОМ». Поэтому это реальные события, не имеющие отношение к техногенным факторам. По импульсам наблюдается некоторое отличие, которое, по-видимому, обусловлено условиями заземления акустических датчиков. В то же время, наблюдаемое сходство частых малоамплитудных импульсов свидетельствует об одном и том же источнике (разрыве), движение бортов которого без зацепок создает подобные аномалии. Поэтому по импульсам акустической эмиссии можно оценить характер движения в зоне разлома.

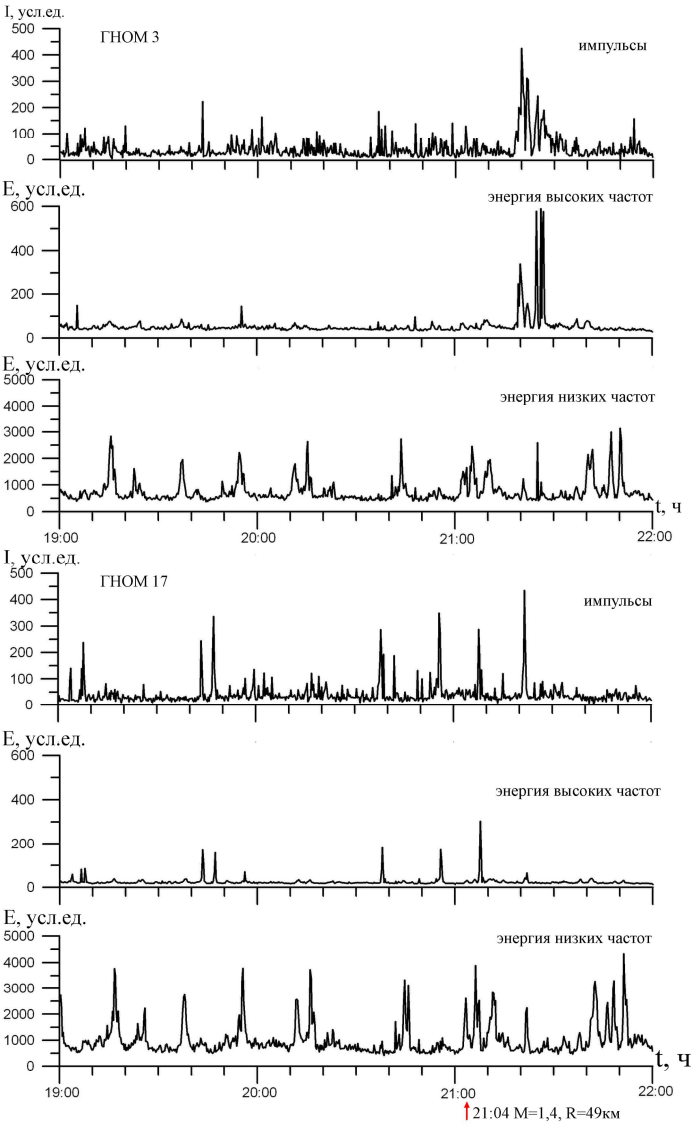


Рис. 3. Графики импульсов и энергии акустической эмиссии. 3 ноября 2005 г., Чунцин

ЛИТЕРАТУРА

1. Паламарчук В.К., Глинская Н.В. Способ краткосрочного прогноза удалённых землетрясений по медленным акустическим волнам // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. – Т. 1. – Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2007. – С. 269.

УДК 550.34.094

КОНЦЕНТРАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

А.И. Трегуб[1], И. Т. Ежова[2]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия;
[2]Лаборатория сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива Геофизической службы Российской академии наук (ЛСМ ВКМ ГС РАН), г. Воронеж, Россия

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) является одним из крупнейших элементов в строении фундамента древней Восточно-Европейской платформы. Он обладает сложной внутренней структурой, обусловленной сочленением крупных блоков, отличающихся возрастом консолидации коры, особенностями строения ее разреза, значениями мощности, спецификой проявления деформаций и магматизма [1, 2]. С границами блоков совпадают зоны крупных разломов, образование которых тесно связано с историей формирования фундамента платформы. К наиболее важным генерациям разломов относятся позднеархейская (протоплатформенная), раннепротерозойская, отвечающая главной фазе кратонизации. Обособление ВКМ в позднем протерозое на авлакогенной стадии развития древней платформы привело к формированию позднепротерозойской генерации зон разломов [3]. Активизация этих генераций на плитной стадии развития платформы во многом определила становление разновозрастных структурно-вещественных комплексов осадочного чехла, в том числе неотектонического, а также особенности современной тектоники региона [4].

Современное напряженное состояние литосферы Восточно-Европейской платформы имеет сдвиговый характер с преобладающим горизонтальным сжатием в меридиональном и близком к меридиональному направлениях [5, 6]. Оно обусловлено, с одной стороны, коллизионным взаимодействием Евразийской литосферной плиты с Аравийской [7], где зафиксированные на их границе скорости сближения составляют от 28 до 38 мм/год в направлении, близком к меридиональному [8]. С другой стороны, на северном ограничении действует сила отталкивания от хребта Гаккеля, где скорость спрединга океанического дна составляет около 17 мм/год [8]. Горизонтальное сжатие в меридиональном направлении развивается на фоне общего перемещения литосферы на восток со скоростью около 30 мм/год, установленной за четыре года измерений в Институте исследования Земли в Потсдаме по перемещению геодезических пунктов [8]. Помимо этого, фонового поля напряжений, отмечаются локальные участки с иными параметрами [9].

Помимо данных о горизонтальных движениях на основе различных методов на Восточно-Европейской платформе установлены скорости и направление современных вертикальных движений, которые изменяются в интервале от –8 (Московская синеклиза) до +10 мм/год (Украинский щит). Такое неоднородное поле скоростей еще раз подчеркивает неоднородность литосферы по латерали [2].

В результате регулярных сейсмических наблюдений, проведенных на территории ВКМ в продолжение последних лет с помощью сети широкополосных цифровых сейсмических станций, зафиксировано значительное количество землетрясений, от второго энергетического класса и выше [10-12]. Их гипоцентры не выходят за пределы верхней коры, располагаясь преимущественно в интервалах глубин 5-10 км [2, 13]. Распределение по площади эпицентров землетрясений неравномерное и образует сгущения, максимальное из которых отмечается в северной части Павловско-Мамонского неотектонического прогиба, на сочленении крупных новейших структур Острогожского, Калачского поднятий и Окско-Донской депрессии (рис. 1). Центр сгущения располагается примерно в 60 км к северо-западу от г. Павловска и совмещается с областью повышенной раздробленности фундамента разломными зонами различных направлений. Наиболее крупными из них являются Лосевско-

Мамонская зона, совмещающаяся с приосевой частью Павловско-Мамонского неотектонического прогиба, зона Репьевка-Лиски [14] и параллельные ей разломы субширотной ориентировки. В региональном поле современных тектонических напряжений зоны широтной ориентировки должны развиваться в динамических условиях сжатия, меридиональной ориентировки – в условиях растяжения, а северо-восточной и северо-западной – в условиях транспрессии и транстенсии. Фундамент сочленяющихся блоков в области повышенной сейсмичности характеризуется значительными отличиями геологического строения. В пределах Окско-Донской депрессии преимущественно распространена воронцовская серии нижнего протерозоя с телами ультраосновных пород. В аномалиях гравитационного поля она выделяется как «тяжелый блок» земной коры, граничащий с «легкими блоками», фундамент которых образован в основном архейскими метаморфическими породами [15]. На уровне верхней мантии (глубины до 100-150 км) область повышенной сейсмичности примерно совмещается с южной границей неоднородности центральной и юго-западной части Восточно-Европейской платформы [2]. Учитывая особенности геодинамики латерально неоднородной литосферы на фоне нестационарного движения Евразийской литосферной плиты [16], в современном региональном поле тектонических напряжений зоны разломов меридиональной ориентировки на границах Окско-Донской депрессии, помимо растяжения в широтном направлении, должны дополняться условиями простого сдвига. Для зоны разломов по оси Павловско-Мамонского неотектонического прогиба в его северном фрагменте условия транстенсии с право-сдвиговой кинематикой могут усиливаться при нарастающем давлении «тяжелого» блока – Окско-Донской депрессии. При этом должны возрастать по величине нормальные напряжения субмеридионального сжатия на субширотных участках границ Окско-Донского и Среднерусского блоков (за счет сложения региональной и локальной составляющих). Эти участки, таким образом, становятся концентраторами тектонических напряжений. Релаксация напряжений в концентраторах реализуется сейсмическими событиями в транстенсионных зонах сколов, в которых действуют тангенциальные напряжения.

Помимо описанного участка повышенной сейсмичности, в пределах характеризуемой территории отмечаются и другие со значительно меньшей частотой землетрясений (рис. 1), но все они также приурочены к концентраторам напряжений, обусловленных сложением региональной и локальной составляющих.

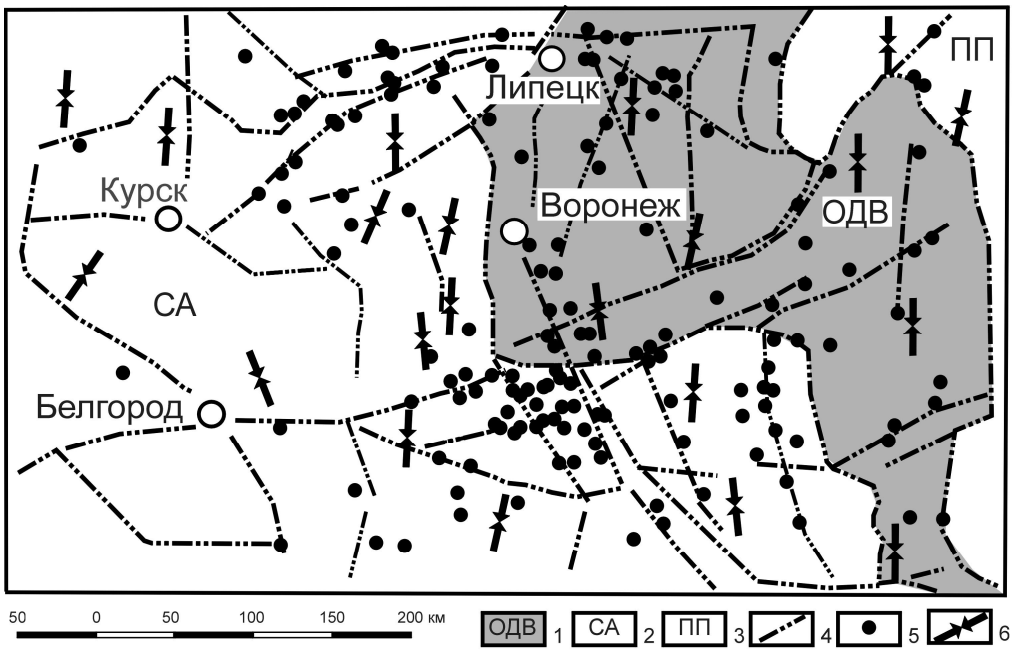


Рис. 1. Соотношение сейсмичности с полем тектонических напряжений. *1 – Окско-Донская депрессия; 2 – Средне-Русская антеклиза; 3 – Приволжское поднятие; 4 – зоны разломов в фундаменте, активные на неотектоническом этапе; 5 – эпицентры землетрясений; 6 – ориентировка оси регионального сжатия*

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н.М. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев и др. // Геотектоника. – № 3. – 1997. – С. 21-30.
2. Юдахин Ф.Н. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф.Н. Юдахин, Ю.К. Щукин, В.И. Макаров – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 299 с.
3. Трегуб А.И. Разрывные нарушения в фундаменте и осадочном чехле территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / А.И. Трегуб // Вестник Воронежского ун-та. Серия Геология. – № 5(10). – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2000. – С. 7-15.
4. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. / А.И. Трегуб // Тр. НИИ геологии ВГУ. – Вып. 9. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. – 220 с.
5. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа / П.Н. Николаев. – М.; Недра, 1992. – 295 с.
6. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы / Л.А. Сим // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. – М.: Наука, 2000. – С. 326-348.
7. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / М.Л. Копп. – М.: Наука, 2004. – 340 с.
8. Лобковский Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
9. Трегуб А.И. Неотектоническая структура и поля напряжений территории Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского гос. ун-та. Серия Геология. – № 11. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. – С. 32-44.
10. Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И. Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского гос. ун-та. Серия Геология. – № 1. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2010. – С. 233-243.
11. Надежка Л.И. Каталог землетрясений ВКМ / Л.И. Надежка, С.П. Пивоваров, И.Н. Сафронич // Землетрясения Северной Евразии в 1997-2000, 2002-2004 г. (CD). – Обнинск, 2003-2006, 2008-2010.
12. Надежка Л.И. Каталог землетрясений. Восточно-Европейская платформа / Л.И. Надежка, С.П. Пивоваров // Землетрясения Росси в 2003-2008 г. (CD). – Обнинск, 2006-2010.
13. Надежка Л.И. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, А.И. Дубянский, А.П. Тарков и др. // Литосфера центральной и восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев. 1989. – С. 121-135.
14. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы / Г.И. Раскатов. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1969. – 164 с.
15. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным / А.П. Тарков. – М.: Недра, 1974. – 172 с.
16. Трегуб А.И. Геодинамическая модель формирования осадочного чехла Восточно-Европейской платформы / А.И Трегуб, В.М. Ненахов, В.И. Сиротин // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. – Т. 2. – М., 1998. – С. 225-227.

УДК 550.348.436;550.349

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВЫДЕЛЕНИЕ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

Г.Е. Тукешова

Институт Сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

При исследованиях вариаций уровня подземных вод (УПВ) с ежечасовым опросом отмечается связь зависимости УПВ от $P_{атм}$ с некоторым временным сдвигом τ. Например, для временного хода часовых значений УПВ и $P_{атм}$ на ст. Сарыжаз и Богуты отмечается запаздывание вариации УПВ от хода $P_{атм}$ на 6 часов. Характерно, что эти два параметра во времени идут, согласовано, противофазно.

В исследованиях высокочастотных вариаций наибольший интерес, представляет регистрация УПВ в глубоких скважинах. При ежечасовом опросе удается зафиксировать аномальные вариации, связанные с сейсмическими процессами, и приливные колебания [1]. Для изучения тонкой структуры таких рядов подготовлены данные по ГГД станциям Казачка за 2004 г., Тургень за 2004, 2006-2008 гг., а также по станциям Сарыжаз и Горельник 2005 г.

В часовых вариациях ст. Казачка мы четко видим, что ход УПВ, прежде всего, отражают приливные колебания Луны и Солнца. Четко отмечены 12 и 24 часовые волны, отмечаются эффекты новолуния и полнолуния (рис. 1). Вторая важная информация при высокочастотных измерениях – это убедительное доказательство того, что ход УПВ и $P_{атм}$ представлен единым механизмом формирования временного хода УПВ с некоторым сдвигом по фазе – τ (рис. 1, В-Г). Естественно, предположить, что на таком уровне нарушении коррелируемости приливного хода УПВ с теоретическими приливами для данной точки наблюдения [2]. Такое предположение подтверждается на примере ряда землетрясений 2007 г.

Естественно ожидать, что гидрогеодинамические параметры подвержены влиянию изменения напряженно-деформированного состояния горных пород. В связи с этим было интересно исследовать временные ряды $H_{ур}$, Q и $T_{воды}$ в периоды подготовки и возникновения сильных землетрясений, в качестве которого было выбрано Текелийское землетрясение энергетического класса K = 14,3, произошедшее 13 июня 2009 года. Исследовались в связи с этим ГГД параметры подземных вод на станциях, наиболее близко расположенных относительно эпицентра данного землетрясения. Было обнаружено во временных рядах ГГД параметров наличие явных нарушений обычного хода накануне Текелийского землетрясения [3]. Некоторые характеристики станций и параметры, которые были подвержены влиянию процессов подготовки землетрясения, приведены в таблице 1.

1. Станция Джаркент-Арасан.

Для этой станции отмечено резкое возрастание дебита, которое началось за 1 сутки до землетрясения (рис. 2). Причем повышенное значение дебита (Q) сохранялось до конца июня. В то же время температура воды здесь начала уменьшаться с 9-го июня и 23 июня достигла минимума, после чего начала возрастать.

2. Станция Богуты.

Для этой станции изучались временные ряды часовых значений дебита и температуры воды. Временной ход ГГД параметров в июне имеет знакопеременный характер. Интересно отметить, что максимальное значение обоих параметров накануне землетрясения приходится на одно и то же число, а именно на 3 июня. Затем значения параметров уменьшаются, достигая минимума 6 июня для $H_{ур}$ и 8 июня для $T_{воды}$, после чего оба параметра возрастают. Максимального значения $H_{ур}$ и $T_{воды}$ достигают 18 июня (рис. 3).

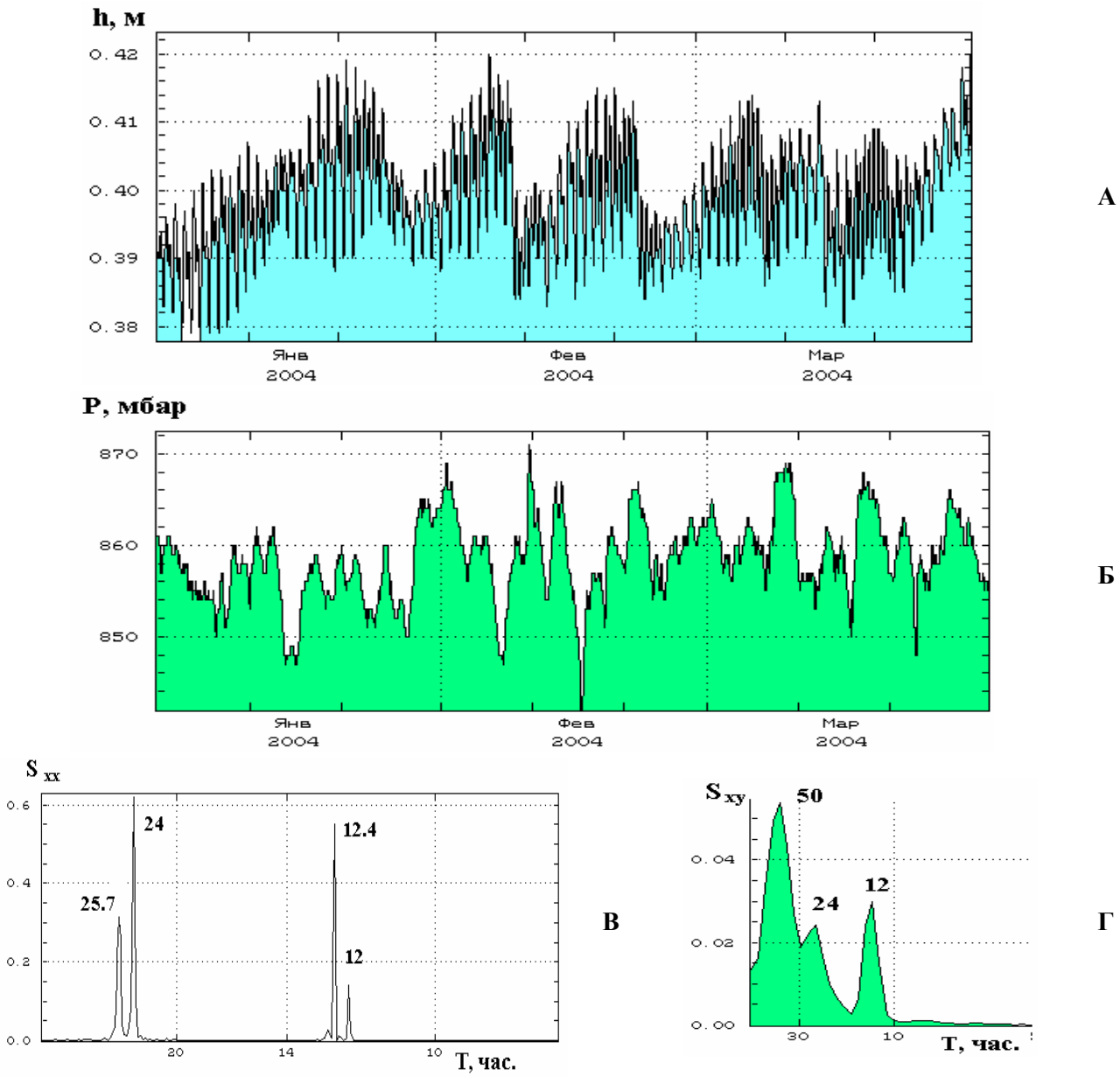


Рис. 1. Графики часовых значений (фрагмент) УПВ (А) и температуры воздуха (Б) на посту «Казачка» и их спектральный состав: амплитудные спектры часовых значений УПВ (В) и $P_{атм}$ (Г)

Таблица 1

Станции	Эпицентральное расстояние *R*, км	Изменившиеся ГГД параметры
Джаркент-Арасан	80	*Q*
Богуты	125	$H_{ур}$, $T_{воды}$
Сарыжаз	200	$H_{ур}$, $T_{воды}$

3. Станция Сарыжаз.

Для этой станции отмечены возрастания $T_{воды}$ и дебита (*Q*) с 3 июня, которые продолжались практически до конца месяца (рис. 4).

Таким образом, для данного землетрясения ГГД параметры близлежащих станций заметно реагировали на процессы его подготовки.

Предполагается продолжить исследования в данном направлении, привлекая данные, сопутствующие другим землетрясениям и в первую очередь Текелийскому (1993).

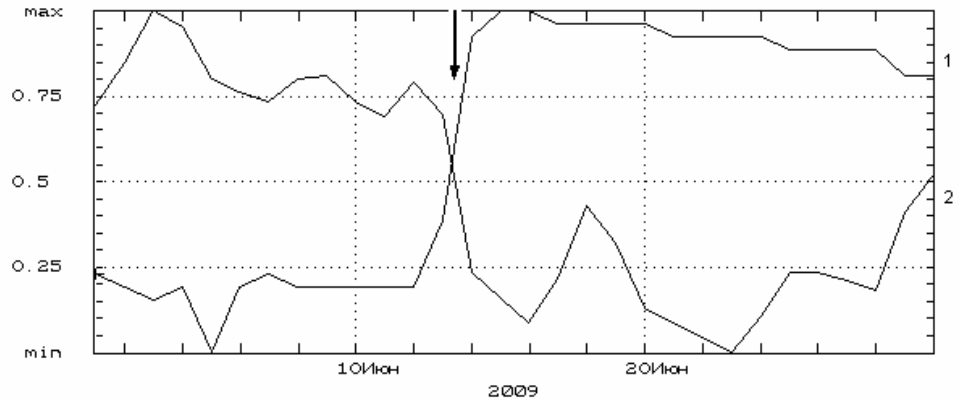


Рис. 2. Временные ряды суточных значений дебита (1) и температуры воды (2) для станции Джаркент-Арасан. Стрелкой обозначен момент Текелийского землетрясения

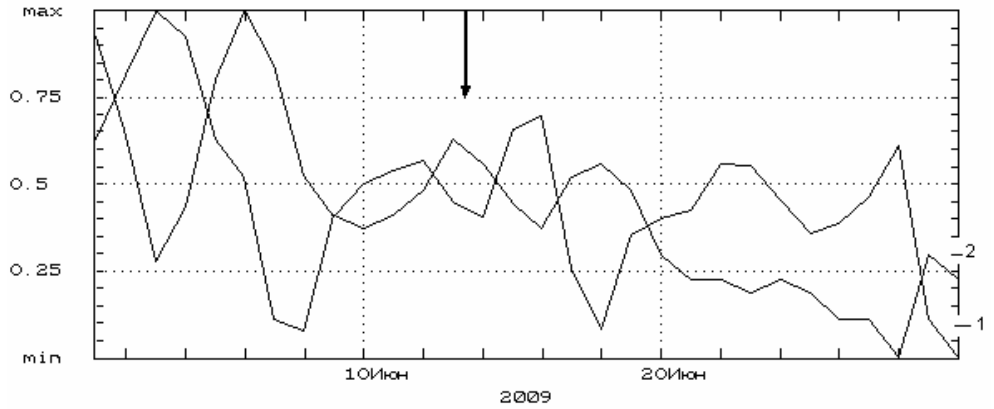


Рис. 3. Временные ряды суточных значений уровня подземных вод (1) и температуры воды для станции Богуты

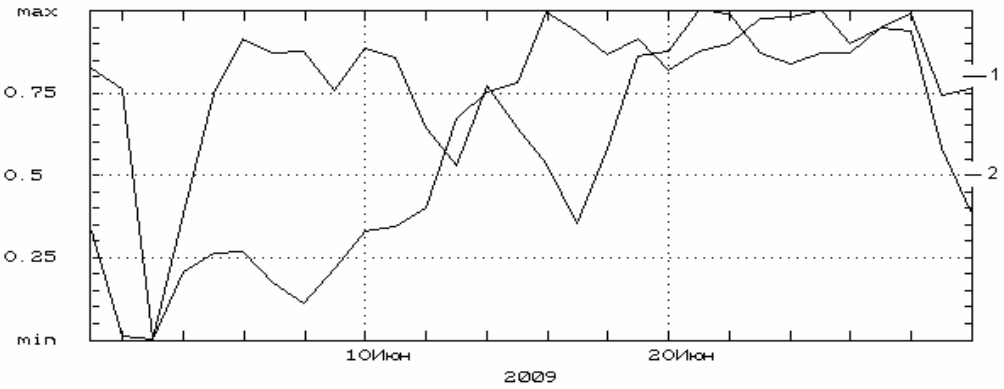


Рис. 4. Временные ряды суточных значений уровня подземных вод (1) и температуры воды (2) для станции Сарыжас

Выводы

Для выделения возможных предвестников землетрясений желательно производить замеры параметров подземных вод с дискретностью 1 час или даже чаще;

Высокочастотные гармоники временных рядов параметров подземных вод с периодами от 12 часов и менее являются чувствительным параметром, отзывающимся на процессы подготовки землетрясений;

При исследовании предвестниковых аномалий в параметрах подземных вод на станциях АПП отмечается мозаичность их проявления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тань-Шаня). – Алматы: Эверо, 2002. – 352 с.
2. Абдуллаев А.У. Теоретические основы методов прогноза и оценки грозящей сейсмической опасности по вариациям флюидного режима земной коры // Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений. – Алматы: Эверо, 2002. – 200 с.
3. Абдуллаев А.У. Теоретические основы развития динамической гидрогеохимии // Подземные воды – стратегический ресурс устойчивого развития Казахстана. – Алматы, 2008. – 164 с.

УДК 551.1/4

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ПЛОТНОСТНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

В.В. Удоратин, Н.Н. Носкова, Н.В. Конанова

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, г. Сыктывкар, Россия

Тимано-Североуральский регион северо-востока европейской части России относится к числу асейсмичных, однако по результатам инструментальных наблюдений и на основании исторических данных был зафиксирован ряд землетрясений с магнитудами до 4. Поэтому одной из важнейших проблем региональной геофизики в Республике Коми является создание достоверной геолого-геофизической основы для уточнения модели строения земной коры и верхней мантии территории в связи с постановкой задач по оценке ее сейсмичности. На одном из этапов их решения нами были построены схемы плотностных неоднородностей верхней, средней и нижней коры, а на их основе уточнены схемы блокового строения территории северо-восточной части Русской плиты, Тимана.

Нами проведено сопоставление данных гравиметрического зондирования на разных глубинных уровнях-срезах земной коры Тимано-Североуральского региона, отражающих строение гранулито-гнейсового и гранулито-метабазитового структурно-вещественных комплексов консолидированной земной коры исследуемого региона с эпицентрами известных землетрясений [1].

Выяснилось, что указанные эпицентры землетрясений распределены не хаотично, а весьма упорядоченно, располагаясь в пределах плотных блоков горных пород нижней коры ближе к их приграничной области.

Установлено, что эпицентры практически всех известных природных землетрясений приурочены к зонам контакта плотных и разуплотненных блоков и к блокам горных пород, которые обладают повышенными значениями плотности заполняющих их пород. Плотные глубинные горные породы, обладающие повышенными значениями акустической жесткости, видимо, отвечают за накопление различного рода деформаций и их разгрузку в пограничных зонах глубинных блоков консолидированной коры, где и происходит релаксация температуры, давления и накопленного напряжения.

Выводы. Установлены взаимосвязи между распределением плотностных неоднородностей и эпицентрами наиболее значимых землетрясений Тимано-Североуральского региона, что дает основание для использования приграничных зон плотностных неоднородностей на разных глубинных уровнях земной коры, являющихся, видимо, зонами разгрузки давления, температуры и напряжения, в качестве одного из признаков сейсмической активности при составлении схемы сейсмотектонического районирования исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина, … В.В. Удоратина и др. В двух книгах. – Петрозаводск, 2007. – 477 с.

УДК 551.77 (262.81)

НЕОГЕН РОССИЙСКОГО СЕКТОРА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Т.Е. Улановская[1], Г.В. Зеленщиков[2], В.В. Калинин[1]

[1]ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», г. Волгоград, Россия;
[2]ОАО «Южгеология», г. Ростов-на-Дону, Россия

Семь глубоких скважин, пробуренных в Каспийском море на Хвалынской, Широтной, Ракушечной, Морской и Лаганской площадях, вскрыли мезозойско-кайнозойские отложения, начиная с верхов триаса. Стратиграфическое расчленение разрезов скважин выполнялось на основании литологического и палеонтологического изучения образцов керна и бурового шлама. По двум последним площадям бурения авторы располагали возможностью увязать геологические данные с геофизическими материалами, что значительно повысило качество конечного результата работы и, прежде всего, точность стратиграфических разбивок.

Стратиграфическая полнота разрезов юры, мела и палеогена оказалась средней [1-5], неоген же отличается сильной сокращённостью разрезов. Ключевую роль в строении неогена играют два континентальных перерыва большой длительности, делящие его толщу на нижнюю, среднюю и верхнюю части, – предсреднесарматский и предакчагыльский.

Нижняя часть толщи неогена. На эрозионную поверхность предсреднесарматского перерыва выведены породы разных возрастов – в большинстве случаев майкопской серии, реже более древние.

Майкопскую серию принято приравнивать к стратиграфическому интервалу олигоцен–нижний миоцен [6, 7]. Но к настоящему времени накоплено много доказательств того, что стратиграфический объём майкопской серии более узок: её подошва проходит в пограничных отложениях нижнего и верхнего олигоцена. Т.е. подтверждается правильность первоначального, высказывавшегося ещё в первой половине 20-го века, представления о принадлежности основания майкопской серии к средней части олигоцена [8].

Верхнее, т.е. нижнемиоценовое, подразделение майкопской серии, отождествляемое с цаганхакской свитой, присутствует только в одном из каспийских разрезов – по скважине Хвалынская-3 (табл. 1). Здесь, в морских зеленовато-серых неизвестковых глинах, среди довольно многочисленных бентосных фораминифер встречаются такие характерные для цаганхакской свиты виды, как *Spiroplectammina caucasica* Djan., *Cibicides postpseudoungerianus* (J. Nikit.), *Bulimina* cf. *tumidula* Bogd., *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushm. В остальных разрезах майкопская серия заканчивается олигоценовой частью, а её нижнемиоценовая часть попадает на перерыв. Следует оговориться, что вся майкопская серия разреза скважины Ракушечная-1 (интервал глубин 535-675 м), отнесена к олигоцену предположительно, т.к. в ней нет других палеонтологических остатков, кроме двустворок – личиночных и в виде обломков раковин, ближе неопределимых.

Средняя часть толщи неогена. Залегающая над поверхностью предсреднесарматского перерыва сравнительно маломощная пачка среднего сармата имеет прерывистое латеральное распространение, полностью выпадая из разреза на двух площадях бурения. Возможно, пачка представляет собой серию изолированных останцов, приуроченных к одному стратиграфическому уровню и уцелевших от послесреднесарматских размывов, что должно быть проверено на сейсмических профилях.

Таблица 1

Стратиграфические разбивки разрезов неогена, вскрытого скважинами в Каспийском море*

Скважины[3]				Лаганская-1	Морская-1	Ракушечная-1	Широтная-1	Хвалынская-1	Хвалынская-3
Стратиграфические подразделения и глубина залегания их подошвы	Квартер, апшерон (эоплейстоцен)			510	690	445	212	185 или 500(?)	959
	Неоген	Верхний плиоцен	Акчагыл[2]	855	710	515	302	880	1025
		Верхний миоцен	Средний сармат	956	–	535	–	1005	1115
		Нижний миоцен	Цаганхакская свита (неогеновая часть майкопа)	–	–	?	–	–	1205
Подстилающие отложения палеогена				Средний эоцен, бартон	Средний эоцен, лютет	Олигоценовая (?) часть майкопа	Олигоценовая часть майкопа		
Глубина начала отбора образцов				185	195	130	130	140	670

Примечание: ** Все глубины указаны в метрах. Прочерк обозначает отсутствие отложений по причине их выпадения из разреза. [2]Интервал глубин 810-880 м разреза скважины Хвалынская-1, представленный немым аллювием, отнесён к акчагылу условно. Не исключается его принадлежность к балаханской свите нижнего плиоцена. [3]По скважине Широтная-2 отбор образцов производился только ниже подошвы неогена.*

Скважина Лаганская-1 пересекла пачку среднего сармата в том месте, где её породы заполняют глубоко врезанную в доолигоценовый субстрат погребённую речную долину. Преобладающие породы – пески и рыхлые песчаники, разнозернистые, с примесью грубой фракции, содержание которой в направлении вниз быстро возрастает. Ниже 870 м присутствует примесь гравия, а ниже 900 м – также дресвы, щебня и гальки, а, может быть, и глыб (?). Доля псефитового материала постепенно становится всё значительнее, в приподошвенной части разреза он доминирует вплоть до перехода пород в гравелиты, галечники и конгломерато-брекчии. В этом же направлении, т.е. по нисходящей, прослежена изменчивость степени окатанности обломочных зёрен: вверху разреза они хорошо и прекрасно окатаны, часто сферические по форме, с гладкой отглянцованной поверхностью, внизу же такие зёрна смешаны с умеренно или слабо окатанными и совсем неокатанными, т.е. угловатыми, с шероховатой поверхностью. В минерально-петрографическом составе песчаной и гравийной фракций преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют зёрна из белого пелитоморфного известняка. Дресва и более крупный обломочный материал представлены большей частью разными осадочными породами: кремнями, разнообразными известняками (фарфоровидными, мелкокристаллическими, питонелловыми, оолитовыми, ракушечниками, псевдоракушечниками), песчаниками-известняками (с базальным кальцитовым цементом), алевритовыми мергелями и др. Известняки в обломочных зёрнах не всегда плотные: зачастую они пористые или ноздреватые. Распространённые окраски обломочных зёрен – белая, серая, лиловая, жёлтая, желтовато-коричневая, коричневая, красновато-бежевая, блекло-салатовая. Они придают породам некоторую пестроцветность, хотя и неяркую. Обломочные зёрна интервала глубин 890-925 м сверху покрыты плёнками и примазками коричневого, с восковым блеском

твёрдого битумоида. Ниже 910 м наблюдались редкие, а в образце с глубиной отбора 955 м частые, включения пирита.

Вопрос о цементе пород однозначно не решаем. Связующая масса обломочного материала, состоящая из мягкой, размокающей в воде, серой известковой глины, не обязательно является естественным компонентом пород. Велика вероятность её чужеродного происхождения, т. е. поступления в исходно рыхлые породы из бурового раствора и заполнения в них пор.

Образец с глубиной отбора 875 м представлен иной породой, образующей самостоятельный слой, – кремовым известняком, довольно крепким, не размокающим в воде, с ячеистой текстурой. Основная масса породы кальцитовая, скрытозернистая, обильно насыщенная фрагментами раковин двустворок, которые имеют параллельную ориентировку. В стадию диагенеза кальцит раковин был частично перекристаллизован, но большей частью растворён. Свободные от кальцита фигурные пустотки превратились в жеодки с покрытыми друзами мелких кристалликов кальцита стенками. В известняке рассеяны крупные кальцитовые оолиты, его отдельные мелкие линзочки обогащены песком, алевритом или салатово-зелёным глинистым веществом.

Из палеонтологических остатков в пачке встречены: единичные бентосные фораминиферы in situ – *Ammonia beccarii* (L.) и *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), только в образце с глубиной отбора 855 м; массовые бентосные и планктонные фораминиферы верхнего мела и палеогена, переотложенные, только в верхней части разреза; единичные фрагменты раковин остракод, неопределимые даже до рода, in situ (?).

Породы описанной пачки – это преимущественно аллювий реки, вначале протекавшей по территории с глубоко расчленённым рельефом. В базальном слое возможно наличие пролювия и коллювия. В дальнейшем горный рельеф под воздействием денудации сглаживался и переходил в равнинный. Прикровельный слой – это продукт осадконакопления в пределах литорали опреснённого моря, затопившего во время трансгрессии ставшую уже очень широкой долину реки. Снос обломочного материала с низменных берегов был ничтожно мал. Карбонатонакопление обусловливалось жарким аридным климатом.

Горообразование привыкли объяснять тектоническим воздыманием территории. Но в данном случае события развивались бы по тому же самому сценарию, если бы накоплению пачки предшествовало глобальное падение уровня Мирового океана и связанное с ним резкое понижение общего базиса эрозии, т. е. без вмешательства тектоники.

В остальных разрезах отложения среднего сармата только морские. Но в особенностях их литологии и комплексов окаменелостей легко улавливаются похожие обстановки осадконакопления: прибрежная и мелководная зоны опреснённого моря, жаркий аридный климат, интенсивная абразия скалистых берегов, постепенное нивелирование гористого рельефа и превращение его в плоскую равнину.

В разрезе скважины Хвалынская-1 средний сармат слагают известняки – фарфоровидные (перекристаллизованные), оолитовые, ооидные, мелоподобные и псевдоракушечники, преимущественно плотные, но иногда ячеистые (с жеодками кальцита), часто, возможно, рыхлые, вверху (выше 915 м) с примесью песка, ниже в переслаивании с мягкими мергелями и гравелитами, содержащими также и гальку. Псефитовый материал хорошо окатан и представлен в основном крепким, нередко оолитовым известняком. Породы светло-бурые, но иногда с выраженной красноцветностью, в них отмечаются включения ржаво-бурых и вишнёво-красных гидроокислов железа, чёрных окислов марганца, в единичных случаях пирита. Перечисленные признаки пород – свидетельство их принадлежности коре выветривания, которая сформировалась в течение предакчагыльского перерыва.

В породах обнаружены следующие палеонтологические остатки (в основном в виде кальцитовых ядер и отпечатков): бентосные фораминиферы – *Quinqueloculina* sp. ind., *Nonion*

granosus (Orb.), *Porosononion subgranosus* (Egger), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium* ex gr. *joukovi* Ser., *E. macellum* (Ficht. et Moll), *E. regina* (Orb.), *E. subumbilicatum* (Czjz.), *E.* ex gr. *ukrainicum* Krash., *E.* cf. *fichtellianum* (Orb.); остракоды – *Leptocythere* sp. ind.; двустворки – Cardiidae; гастроподы – *Trochus* sp. ind., *Neritina* sp. ind.

Породы среднего сармата, пройденного скважиной Хвалынская-3, – перекристаллизованные (крепкие) и оолитовые известняки с примесью песка и гравия, мергели, известковые песчаники и пески. Песчаная фракция разнозернистая – от мелкой до грубой. Наиболее крупные зёрна обломочного материала, включая гравий, хорошо окатаны и состоят из известняка. Окраска пород белая, светло-серая и светло-желтовато-серая. Следов затронутости пород выветриванием не замечено, но кора выветривания могла оказаться срезанной послесреднесарматской денудацией. Палеонтологические остатки в породах многочисленнее и таксономически разнообразнее по сравнению с разрезом скважины Хвалынская-1. В состав их комплекса входят: бентосные фораминиферы – *Quinqueloculina* cf. *consobrina* (Orb.), *Nonion* cf. *bogdanowiczi* Volosh., *N.* cf. *strembus* Vengl., *Porosononion* cf. *martkobi* (Bogd.), *P. subgranosus subgranosus* (Egger), *P. aragviensis* (Djan.), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), *E. macellum tumidocamerale* Bogd., *E.* cf. *crispum* (L.), *E. fichtellianum* (Orb.), *E. flexuosum* (Orb.), *E. regina* (Orb.), *E.* cf. *ligatum* Krash., *E.* cf. *ferrentegranulum* Krash., *E.* cf. *aculeatum* (Orb.); остракоды – *Cyprideis* cf. *littoralis* (Brady); гастроподы – *Trochus* sp. sp., *Hydrobia* sp. ind.

Руководящие виды среди фораминифер – *Porosononion aragviensis* (Djan.) (для среднего сармата) и *Elphidium regina* (Orb.) (для суммарного интервала нижнего и среднего сармата).

Резко сокращённый разрез среднего сармата скважины Ракушечная-1 сложен известняками – оолитовыми и псевдоракушечниками, жёлтыми, серыми и буровато-серыми. Оолиты в известняках часто крупные, неправильной формы; довольно крепкие псевдоракушечники обладают ноздреватой текстурой и состоят в основном из наружных и внутренних ядер раковин моллюсков.

Большинство выполненных определений фауны условны из-за плохой сохранности раковин: в одних случаях это всего лишь их кальцитовые ядра, в других они в процессе оолитообразования ещё и покрылись сверху оболочкой хемогенного кальцита. Наиболее достоверно были установлены: бентосные фораминиферы – *Quinqueloculina* sp. ind., *Porosononion* sp. ind., *Elphidium* cf. *crispum* (L.), *E. macellum* (Ficht. et Moll), *Rotalia* ex gr. *rata* Krash.; остракоды – *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. punctillata* (Brady); двустворки – *Mactra* cf. *tapesoides* Sinz., *Replidacna* sp. ind., *Ervilia* cf. *dissita* (Eichw.); гастроподы – *Trochus* cf. *woronzowii* Orb., *T.* cf. *praecurvilineatus* Koles., *Mohrensternia* cf. *inflata* M.Hörn, *M.* cf. *hydrobioides* Hilb., *Hydrobia* cf. *substriatula* Sinz., *H.* cf. *pseudocaspia* Sinz., *Vermetus* sp. ind.

Невзирая на бедность рассмотренных отложений всех разрезов палеонтологическими остатками, их принадлежность к среднему сармату не вызывает сомнений. Такое заключение может быть пересмотрено лишь в случае получения доказательств переотложенности вышеприведенной среднесарматской фауны, которые пока неизвестны.

Среднему сармату в настоящей статье уделено повышенное внимание по той причине, что геофизики, расшифровывая сейсмические профили Каспийского моря и решая задачи его сейсмостратиграфии, сейсмотектоники и нефтегазоносности, трактуют данный интервал разреза как плиоценовый [9]. От такого расхождения в результатах изучения одних и тех же отложений разными методами (геофизическими и традиционной стратиграфии) нельзя отмахнуться. Поэтому в дальнейшем надлежит проверить, не являются ли отложения со среднесарматской фауной в действительности понтом с нагромождёнными в нём глыбами и даже экзотическими утёсами среднесарматских пород. Понт в новых стратиграфических схемах – последний региоярус миоцена. Геофизики же зачастую продолжают начинать этим региоярусом плиоцен [10].

Кровля среднего сармата совпадает с поверхностью предакчагыльского перерыва.

Верхняя часть толщи неогена. Акчагыл, присутствующий в разрезах всех каспийских скважин и плащеобразно перекрывающий разновозрастные подперерывные породы, обязан своим накоплением обширной трансгрессии моря с довольно высокой солёностью вод. Своеобразная конфигурация берегов всей акватории акчагыльского моря подсказала геологам его природу: благодаря значительному повышению местного базиса эрозии оно затопило долины выработанной к началу трансгрессии речной сети, в том числе Палео-Волги и её притоков [11]. На распределение мощностей акчагыла влиял оказавшийся погребённым древний рельеф, но не тектоническое прогибание, которого, судя по всему, не было.

Стратиграфически наиболее полный разрез акчагыла, вскрытый скважиной Хвалынская-1 (интервал глубин 185-810 м), представлен большим набором пород, находящихся в переслаивании, – песков, песчаников, глин, мергелей и известняков. Три последние разности пород, как правило, содержат то большую, то меньшую примесь песка, преимущественно мелкого, но иногда среднего и крупного, в единичных случаях также и гравия. Глины всегда известковистые и известковые, цемент в песчаниках меняется от глинистого до кальцитового, среди разновидностей известняков преобладают: детритусовые, ракушечники, псевдоракушечники и мелоподобные. В высококарбонатных разностях пород зачастую рассеяны или сконцентрированы в скоплениях кальцитовые оолиты и ооиды. Характерные окраски пород – серая разной густоты, кремовая, коричневая, серовато-синяя, тёмно-синяя, зеленовато-серая.

Извлечённые из пород остракоды, двустворки и гастроподы особенно многочисленны и разнообразны в видовом отношении в нижней половине разреза. Ниже 330 м единичны, а ниже 500 м массовы спикулы кремневых губок и колонии скорлупок диатомовых водорослей. В основании разреза встречаются редкие фораминиферы. Состояние пышного расцвета акчагыльских остракод наглядно иллюстрируется результатами изучения керна, отобранного в интервале глубин 736,0-744,44 м. Породы интервала – сильно песчаные мергели, в отдельных прослоях переходящие в известковые песчаники. Обломочный материал пород – тонкий и мелкий песок. Цемент состоит из смеси кальцита, кремнезёма и глинистого вещества. Отмечаются то редкие, то немного учащающиеся кальцитовые оолиты. В удивительно богатых комплексах остракод преобладают представители родов *Leptocythere* и *Loxoconcha* с типичными и руководящими видами акчагыла. Их сопровождают обильные двустворки, включая Mactridae, и количественно им уступающие гастроподы. Аналогичные комплексы акчагыльской фауны подробно описаны для Прикаспия [12].

Обилие палеонтологических остатков в породах не помогло в решении важнейшей стратиграфической задачи – уверенного проведения границы акчагыла с перекрывающим его апшероном. Интервал глубин 185–500 м оставляет впечатление переходного между акчагылом и апшероном, так как в нём сосредоточена смешанная фауна двух региоярусов. В дальнейшем данный интервал подлежит доизучению, а положение в нём кровли неогена – уточнению и более обстоятельному обоснованию.

Акчагыл разреза скважины Лаганская-1, несмотря на большую мощность, представлен только своей верхней частью, обычно характеризующейся чрезвычайной обеднённостью палеонтологическими остатками. Нижняя граница акчагыла несогласная, с трансгрессивным прилеганием слоёв, верхняя – согласная, но чёткая. На сейсмическом профиле (предоставленном НК «ПетроРесурс») в пределах акчагыла фиксируется клиноформа с выраженной последовательной проградацией дельты и шельфа от области питания вглубь морского бассейна.

В строении разреза принимают участие песчано-алеврито-глинистые отложения, мягкие, легко размокающие в воде, частично рыхлые и сыпучие. В обломочном материале преобладают алевритовая и мелкопесчаная фракции. Значительная доля разреза приходится на неизвестковые глины – зеленовато-серые, тонкоотмученные, тонколистоватые. Основные

фации – дельтовые, палеонтологически немые, накапливавшиеся в пресноводной среде. Наличие в разрезе редких маломощных прослоев морских фаций связанно с кратковременными эпизодами трансгрессий в дельту реки находившегося рядом акчагыльского моря. Об этом свидетельствуют единичные находки акчагыльских остракод и маллюсков: *Candoniella* cf. *formosa* (Liv.), *Candona* cf. *neglecta* Sars., *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Leptocythere* cf. *gubkini* Liv.; *Dreissena rostriformis* var. *utvensis* Koles., Mactridae (обломки раковин); гастроподы (обломки раковин).

Общий разрез неогена сокращён за счёт выпадения из него: среднего миоцена и нижней части верхнего (на уровне предсреднесарматского перерыва), верхней части верхнего миоцена и нижней части плиоцена (на уровне предакчагыльского перерыва).

ЛИТЕРАТУРА

1. Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Шилин А.В. Юра и нижний мел российского сектора Каспийского моря. – Новочеркасск: ООО НПО «Темп», 2006. – 60 с.
2. Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В. Качественная стратиграфическая основа как главное условие достоверности тектонических построений (на примере нижнего мела российского сектора Каспийского моря) // Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции. – Т. II. – Воронеж: Изд-во «Научная книга», 2010. – С. 284-289.
3. Улановская Т.Е., Шилин А.В., Зеленщиков Г.В. Стратиграфия верхнего мела российского сектора Каспийского моря по фораминиферам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы третьего всероссийского совещания. – Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. – С. 141-142.
4. Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленщиков Г.В. Палеоген российского сектора Каспийского моря // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. I. – С. 285-287.
5. Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленщиков Г.В. Майкопская серия российского сектора Каспийского моря // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. I. С. 303–307.
6. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – Т. 78. – Вып. 5. – 2003. – С. 40-51.
7. Белуженко Е.В. Свитное членение неогеновых отложений Северного Кавказа // Вопросы геологии и освоения недр юга России. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. – С. 23-31.
8. Прокопов К.А. Краткий очерк верхнепалеогеновых и нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа // Труды НГРИ. Серия А. – Вып. 104. – 1938. – С. 3-14.
9. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Терехов А.А., Хортов А.В. Условия формирования осадочных комплексов и особенности размещения ловушек углеводородов на шельфе Дагестана (по материалам сейсмических исследований) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – № 7. – С. 4-14.
10. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. – М.: Недра, 2004. – 342 с.
11. Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. – Вып. I. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 115-333.
12. Супрунова Н.И. К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия: Автореф. дисс. к.г.-м.н. – Ростов-на-Дону, РГУ, 1966. – 18 с.

УДК 550.

НИЗКОЧАСТОТНОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОНОВЫХ МИКРОСЕЙСМ

В.И. Французова[1], В.Н. Макаров[2], К. Б. Данилов[1], А.В. Горбатиков[3]

[1]Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия;
[2]ИГЭ РАН, г. Москва, Россия;
[3]Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, Россия

Одним из давних способов познания глубоких слоёв Земли, недоступных прямому «прощупыванию», является изучение их скоростных характеристик. На этом пути сделан ряд известных фундаментальных открытий. Но они не являются исчерпывающими. Решение одних задач порождает новые вопросы, необходимость разработки новых средств и технологий, увеличения разрешения и точности глубинного просвечивания. Принципиально важным при этом является доступность новых методов и снижение стоимости их применения.

Для Севера Русской плиты, области закрытой и труднодоступной, решение задач этих направлений особенно важно, поскольку сейсмическое обследование геофизическими методами проводилось здесь в большей мере для северной и западной её частей, перспективных на добычу углеводородов и алмазов. Остальная часть территории изучена в малой степени и крайне неравномерно. Как правило, для решения поставленных задач использование традиционных и довольно дорогих геофизических и сейсмических методов (ГСЗ) не позволяет получать данные о строении среды с хорошим разрешением.

Для получения достоверных данных о структуре земной коры весьма перспективными представляются исследования, проводимые методом низкочастотного сейсмического зондирования [1-3]. Использование этого метода позволит получать более точную информацию о строении геологической среды. Следует также отметить невысокую затратность метода в связи с использованием поля микросейсм, непрерывно регистрируемых на сейсмических записях.

В соответствии с [2] метод ММЗ основан на свойстве спектров фундаментальной моды волн Релея увеличиваться в окрестности низкоскоростных неоднородностей и убывать – в окрестности высокоскоростных. При этом неоднородность может находиться на определенной глубине, а соответствующие вариации микросейсм могут быть зарегистрированы на поверхности Земли. Метод реализуется при допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественно вкладом фундаментальных мод волн Релея.

Технология измерений и обработки включает следующие процедуры [2, 3]:

- последовательные замеры микросейсм передвижной станции одновременно с опорной во всех точках профиля. Причем для статистической устойчивости выполняется накапливание сигнала в течение экспериментально определенного периода стационарности сигнала, равного в нашем случае 1 часу;
- построение распределения по профилю интенсивности микросейсм относительно опорной станции для каждой частоты;
- привязка полученной карты к соответствующей глубине по формуле:

$$H(f) = K\, V_R(f) / f,$$

где $H(f)$ – глубина слоя, для которого строится изображение, $V_R(f)$ – фазовая скорость волны, f – частота в спектре микросейсмического сигнала, K – численный коэффициент, приблизительно равный 0,4.

По результатам обработки строится геофизический разрез распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля и по глубине. Данное распределение и отра-

жает относительное изменение скоростных свойств среды. Зоны с пониженной интенсивностью микросейсм определяют участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки пониженных скоростей [2].

В представленных материалах метод используется для обнаружения нарушений в пределах Онежского грабена и Онежско-Важского выступа по профилю Кянда – Ворзогоры.

Знание по структуре фундамента этого района обобщено на рис. 1. На рис. 1, *б* показано расположение пунктов замеров микросейсм.

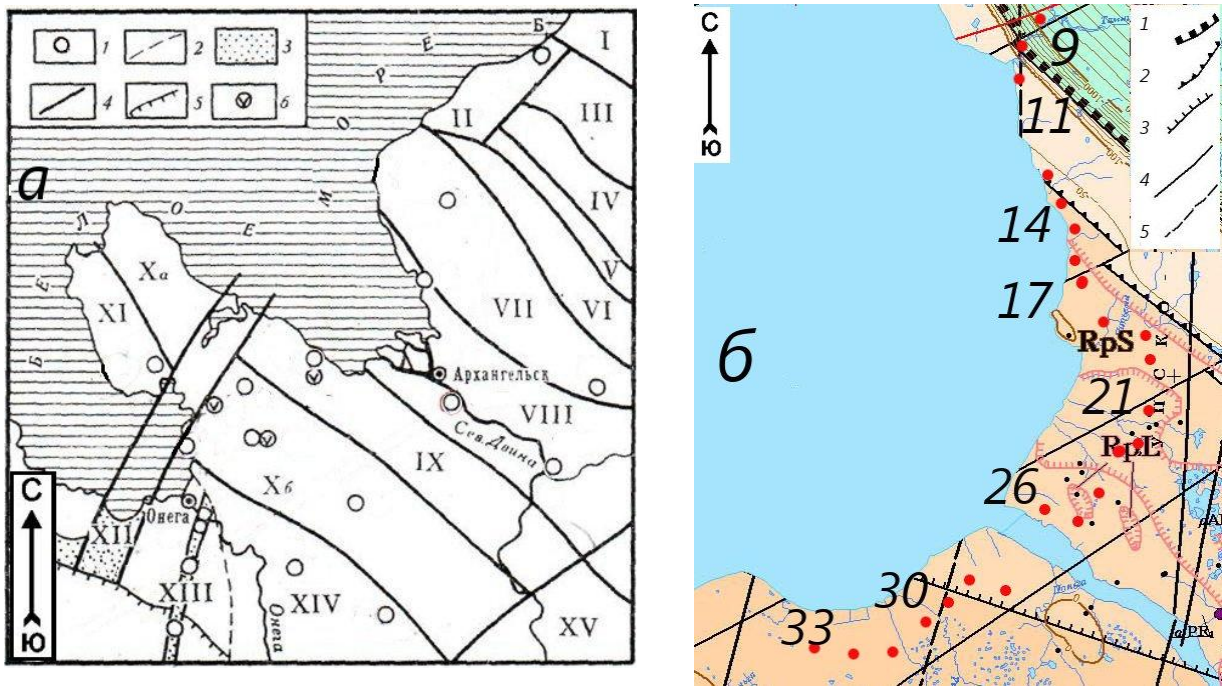


Рис. 1. Схема структур фундамента изучаемого района. *а – юго-восточного Беломорья (По [1] с упрощениями), 1 – скважины, 2 – граница осадочного чехла Русской плиты; 3 – вендские отложения Малошуйско-Унского и Игишского грабенов в пределах щита; 4 – основные разломы фундамента; 5 – граница Ветреного пояса; 6 – проявления платформенного магматизма. Основные структуры фундамента: I – Кулойский выступ, II – Ручьевский выступ, III-Лешуконский грабен, IV – Мегра-Лакский горст, V – Кепинский грабен, VI – Падун-Соткинский горст, VII – Керецкий грабен, VIII – Архангельский горст, IX – Солзенская ступень, X – Онежский грабен: а – Лопшеньгский блок, б – Солозерский блок,XI – Мяндозерская ступень, XII – Малошуйско-Унский грабен, XIII – Игишский грабен, XIV – Онего-Важский выступ, XV – Емецкая седловина; б – вдоль профиля д. Кянда – д. Ворзогоры: 1, 2, 3, 4, 5 – разломы: 1-3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие*

Онежский полуостров находится на крайнем северо-западе Русской платформы. Здесь отмечается очень пологое погружение кристаллического фундамента под трансгрессивно налегающие и практически недеформированные слои осадочного чехла, древнейших на платформе. Кристаллический фундамент Онежского полуострова сложен глубокометаморфизованными гнейсами и амфиболитами беломорской серии архейского возраста, образующие коренные выходы в районе г. Онега, с. Покровское и островах архипелага Кий [4].

Онежско-Важское поднятие занимает большую часть площади зондирования. Оно имеет северо-западное простирание, ограничено с юго-запада Ветреным Поясом Карельского геоблока (располагается за пределами полосы зондирования) и с северо-востока рифейским Онежским грабеном [4-6]. Поверхность кристаллических пород полого наклонена в северо-восточном направлении. Глубина залегания кристаллического фундамента изменяется соответственно от нескольких метров на юго-западе, где он фрагментарно перекрыт толщей верхнепротерозойских (вендских) отложений, до 400-500 метров на северо-востоке, где перекрывающая толща наращивается и палеозойскими отложениями. Онежско-Важское подня-

тие разбито системой разломов северо-западного простирания на: Ворзогорский блок, Андозерский блок и Мудьюгскую ступень (рис. 2). Последняя является переходной к Онежскому грабену и относится авторами к структурам второго порядка, а блоки – к третьему. Простирание выделяемых структур северо-западное и соответствует генеральному простиранию Онежско-Важского поднятия в целом.

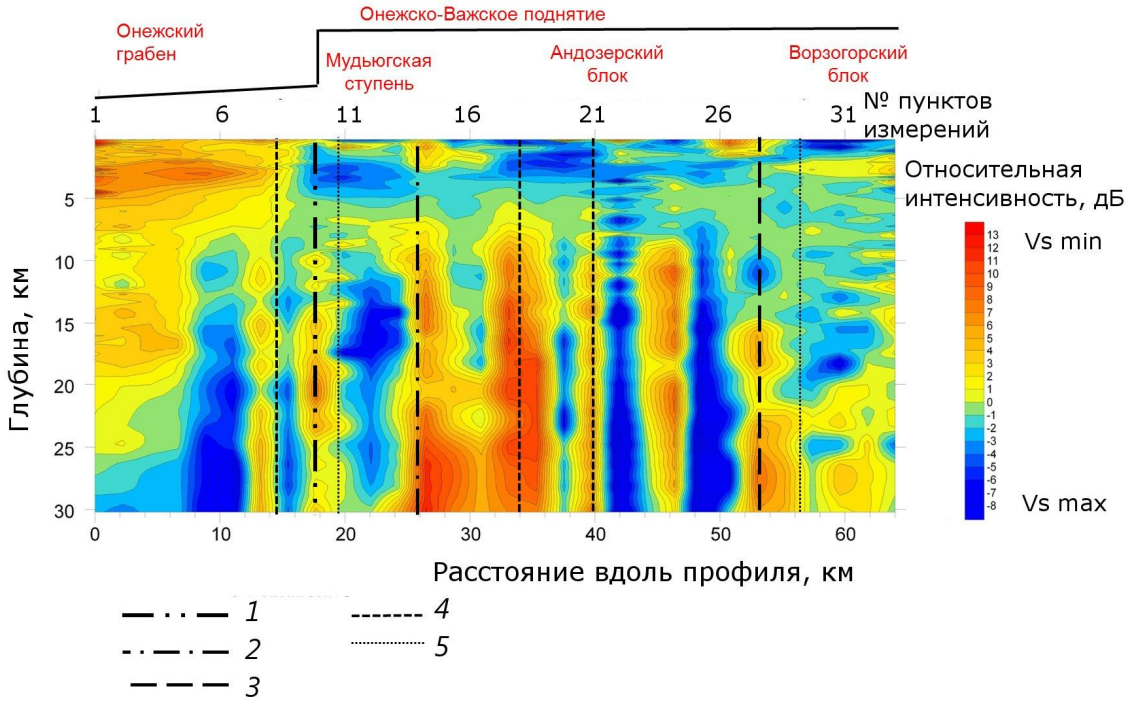


Рис. 2. Диаграмма распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Кянда-Ворзогоры. *1-5 – разломы: 1-3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие*

Онежский грабен является доплатформенной структурой, заложившейся и развившейся в течение позднего протерозоя (рифея). Грабен протягивается более чем на 200 км с северо-запада на юго-восток через весь Онежский полуостров, от Белого моря до станции Обозерская. Его ширина, с учетом северо-восточного ступенчатого крыла, являющегося одновременно и юго-западным склоном Архангельского горста или мегавала, может быть оценена в 80-100 км. Поверхность кристаллического фундамента по геофизическим данным залегает на глубинах около –2500 метров. В поперечном сечении грабен асимметричен: его юго-западный борт значительно круче северо-восточного [4, 6]. Грабен с обеих сторон ограничен разломами северо-западного простирания и через переходные ступени сопряжён со смежными поднятиями [6, 7].

Материалы, представленные на рис. 1, свидетельствуют, что в пределах изучаемого участка имеется нескольких узлов пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и, редко, субмеридиональных направлений. Последние квалифицируются как рудоконтролирующие [6]. Кроме того отмечено, что секущие разломы северо-восточного простирания являются более молодыми, относятся к категории сбросо-сдвиговых, по ним часто происходит смещение более ранних структур северо-западного простирания.

Профиль Кянда–Ворзогоры проходит по Онежскому грабену и Онежско-Важскому поднятию (рис. 1, *б*). В пределах Онежско-Важского поднятия профиль пересекает Мудьюгскую ступень, Андозерский и Ворзогорский блоки. Кроме разломов, разделяющих тектонические структуры различного порядка (пункты 10, 14, 28), профиль пересекает разломы сбросо-сдвигового характера (пункты 9, 17, 21) и предполагаемые долгоживущие рудоконтролирующие разломы (пункты 11, 29) (рис. 2).

На первом этапе использования этого метода в Архангельской области эффективность его проверена на профиле г. Архангельска [8].

Измерения микросейсм проводились на точках профиля передвижной сейсмической станцией «УГРА» (16-ти разрядный АЦП) с широкополосным датчиком СМЗ-ОС (частотный диапазон – 0,03-10 Гц, чувствительность – 3908 В · с/м). В качестве опорной станции использовался регистратор GSR-24 (24-разрядный АЦП) с широкополосным датчиком «CMG-3ESP» (частотный диапазон – 0,03-30 Гц, чувствительность – 2 · 9924 В · с/м). Длина профиля составила более 60 км. Шаг между точками измерений составлял от 1,5 км до 2 км. Профиль показан на рис. 2, результаты обработки материалов – на рис. 2.

По результатам обработки, представленным на рис. 2, разрез земной коры до глубин 30 км можно разделить на ряд блоков, которые в определенной мере согласуются с указанными выше данными о строении среды вдоль профиля. Участок, характеризующийся положительными значениями интенсивности (от 0 км до 16 км), соответствует Онежскому грабену. Участок от 18 км до 25 км, для которого в краевых частях характерны положительные значения интенсивности микросейсм, соответствует Мудьюгской ступени. На участке от 25 км до 41 км, соответствующем северной части Андозерского блока, на глубинах ниже 5 км преобладают положительные значения интенсивности. А южная часть этого же блока (от 41-го до 51-го км) характеризуется преобладанием отрицательных значений интенсивности с положительной срединной «вставкой» и по своему рисунку в общем антиподальна северной части блока. Ворзогорский блок характеризуется совсем иным распределением и контрастностью интенсивностей.

В указанной выше картине распределения относительной интенсивности микросейсм, внимание было обращено на блоковое строение разреза, чередование в нём довольно узких вертикальных полос–блоков, характеризующихся положительными и отрицательными значениями интенсивности микросейсм. Обращает внимание довольно высокий контраст между этими блоками и внутри них. Такая картина присуща Мудьюгскому и Андозерскому блокам Онежско-Важского поднятия, при этом только для глубин более 3-5 км. Выше они ограничены некоторым субгоризонтальным «слоем» отрицательных значений относительной интенсивности микросейсм, который очень полого погружается в северном направлении, увеличиваясь в толщине до ~ 2-3 км. Изменчивость интенсивности микросейсм в приповерхностном слое не обнаруживает достаточно определённого соответствия с глубинными блоками. Можно предположить, что этот полого наклонённый «слой» является либо зоной древнего тектонического срыва, либо границей крупного несогласия между древними же структурно-вещественными комплексами фундамента. Ответ можно найти в пределах Ворзогорского блока, где этот «слой» выходит на поверхность.

В связи со сказанным возникает также вопрос о глубинности блоков и ступеней Онежско–Важского поднятия: они могут быть исключительно приповерхностными и не иметь глубинных корней. Более определённой является граница между этим поднятием и Онежским грабеном. Разрез позволяет считать, что южная граница Онежского грабена имеет не только сбросовый характер, но и достаточно полого наклонён в сторону грабена и таким образом может быть прослежен до глубин около 7-8 км. На этой глубине он срезает две вертикальные «колонны» положительных и отрицательных значений относительной интенсивности микросейсм, которые по своему образу явно относятся к Онежско–Важскому поднятию. Глубинное продолжение сброса, исходя из разреза, можно предполагать в двух вариантах. Первым может быть его дальнейшее выполаживание до 8,5 км (севернее разрез не изучен). В качестве второго варианта может быть принята северная, почти вертикальная, резкая граница крайней отрицательной «колонны» Онежско–Важского поднятия [7].

Результаты проведенного зондирования, во-первых, свидетельствуют о приемлемой сходимости данных о геологическом строении верхней части (до фундамента) земной коры с имеющимися геолого-геофизическими данными в пределах границ: разломов первого порядка (юго-западного борта Онежского грабена, Малошуйско-Унского и Игишского грабенов), неоднородностей второго порядка (участка пересечения погребенной палеодолины р. Онеги с Игишским грабеном, сочленения Мудьюгской ступени с Андозерским блоком др.); во-

вторых, дают дополнительную информацию о расположении границ в нижних слоях земной коры, которые к настоящему времени достаточно не исследованы.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о возможности эффективного использования ММЗ для выявления вещественно-структурных неоднородностей земной коры при комплексных работах с другими геофизическими методами, либо самостоятельно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбатиков А.В. Пат. РФ № 2271554 // Бюл. изобр. – № 7. – 2006.
2. ГорбатиковА.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – № 4. – 2011. – С. 96-112.
3. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование микросейсм с помощью микросейсм // Физика Земли. – № 7. – 2008. – С. 66-84.
4. Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Синицин А.В. Трубки взрыва Онежского полуострова // Сов. Геология. – № 8. – 1973. – С. 69-79.
5. Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд юго-восточного Беломорья // Известия АН СССР, сер. Геологическая. – № 2. – 1981. – С. 78-87.
6. Отчет по региональному изучению Нижнеонежской и Лайской площадей с целью оценки перспектив алмазоносности нижнего течения реки Онега в 2004-2008 годах. (Объект региональный). – Архангельск, 2009. – 583 с.
7. Константиновский А.А. Онежско–Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. – № 3. – 1977. – С. 38-45.
8. Французова В.И., Горбатиков А.В., Данилов К.Б. Структура верхней части осадочного чехла на профиле г. Архангельска // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Материалы Пятых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. – С. 502-506.

УДК 550.340

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ КОПЕТДАГСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА

А. Ходжаев

Институт Сейсмологии академии Наук Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан

Прогноз сейсмического движения грунта является одной из важнейших задач инженерной сейсмологии. Для изучения любого сигнала, в том числе, сейсмического движения грунта, необходимо выбрать несколько оптимальных параметров, описывающих эти сигналы.

При задании сейсмических воздействий в форме временной функции такими параметрами могут быть: амплитуда максимальной фазы, соответствующая ей видимая частота или период, ширина сейсмического импульса (длительность) d, и ширина спектра реакции (спектр Фурье). Длительность d определяется как промежуток времени, в течение которого выполняется условие $A_o \geq K A_{max}$, где A_o – текучая амплитуда колебаний; A_{max} – максимальная амплитуда колебаний; K – коэффициент – $0 < K < 1$. Обычно берется, что $K = 0{,}5$. Экспериментальная проверка показала, что описание формы огибающей большим числом параметров практически не улучшает сходимость инструментальных и макросейсмических оценок сейсмической интенсивности [1, 2].

В данной работе видимые периоды и длительность колебаний характеризуются для смещений и скоростей. Для характеристики региональных видимых периодов и длительности смещений были использован [3] данные 78 землетрясений с K = 7-14,6, эпицентральным расстоянием до 700 км, а для скоростей данные 31 землетрясений с М = 2,3-7,2 и эпицентральным расстоянием до 660 км. Учитывая, что период и длительность колебаний зависят от R, K и М, в наблюденные при различных землетрясениях значения T и d вводилась корректировка, в результате которой все данные приводились к единым стандартным условиям (R = 50 км, K = 10, М = 5,5).

Таким образом, выведенные уравнения, связывающие видимый период и длительность сейсмических колебаний грунта с эпицентральным расстоянием, энергетическим классом и магнитудой землетрясений, принимали вид:

$$\lg Tx,\text{с} = 0{,}11\,K + 0{,}26\lg R - 1{,}58,\ \lg dx,\text{с} = 0{,}13\,K + 0{,}50\lg R - 1{,}52,$$
$$\lg Tv,\text{с} = 0{,}16\,\text{М} + 0{,}26\lg R - 1{,}62,\ \lg dv,\text{с} = 0{,}19\,\text{М} + 0{,}64\lg R - 1{,}56. \quad (1)$$

Полученные эмпирические формулы (1), с учетом соответствующих поправок, были использованы для определения параметров сейсмических колебаний при землетрясениях Копетдагского сейсмоактивного региона, что в значительной степени способствовало оптимальному решению задачи прогноза сейсмических воздействий. Данные результаты, учитывающие региональные особенности, получены впервые.

Для параметрического описания спектров землетрясений необходимо выбрать минимальную по количеству группу независимых параметров, позволяющих охарактеризовать основные черты и особенности спектральной кривой. В качестве первого приближения характеристики можно использовать среднюю форму спектра. От средней формы спектра реакции можно перейти к кривой $\beta(T)$, которая является огибающей семейства индивидуальных спектров в «сигмовом» интервале. Используя среднюю форму спектра реакции при отдельном землетрясении, а также средние значения резонансных периодов и соответствующие им отклонения, можно получить наиболее вероятную форму кривых $\beta(T)$.

Ширину спектра реакции предлагается измерять в логарифмических единицах. За полную логарифмическую ширину принимается логарифм отношения периода, соответствующего крайнему левому на данном уровне спектра периоду, к крайнему правому [4], то есть в виде:

$$\alpha S = \lg(\alpha T\text{л} / \alpha T\text{п}), \quad (2)$$

где: αS – полная логарифмическая ширина спектра на уровне α; αTл, αTп – крайние левый и правый периоды на том же уровне.

В настоящей работе рассматривается система, состоящая из трех независимых параметров [5]: максимального уровня, резонансного периода и ширины спектра колебаний. В качестве характеристики полной ширины спектра взяты величины трех ее уровней 0,3, 0,5 и 0,7 от резонансного периода. Таким образом, форма спектральной кривой для полной ширины аппроксимируется шестью отрезками прямых. Для оценки логарифмических спектров использованы спектры Фурье, рассчитанные для смещений – 159 шт и для скоростей – 43 шт.

По полученным данным, используя формулу (2) рассчитаны значения полной логарифмических ширины спектров. Были построены интегральные распределения значений логарифмической полной ширины спектров смещений и скоростей для трех уровней 0,3, 0,5 и 0,7 от максимального. Характеристиками интегральных распределений значений полной логарифмической ширины спектров на уровнях 0,7, 0,5 и 0,3 от максимума для землетрясений Копетдагского сейсмоактивного региона являются:

– для смещений

$$_{0,7}\text{Sx} = \overset{+0,22}{\underset{-0,15}{0,29}}\ (\sigma \pm 0{,}20),\ _{0,5}\text{Sx} = \overset{+0,22}{\underset{-0,20}{0,52}}\ (\sigma \pm 0{,}21),\ _{0,3}\text{Sx} = \overset{+0,25}{\underset{-0,20}{0,76}}\ (\sigma \pm 0{,}23);$$

– и для скоростей

$$_{0,7}Sv = \overset{+0,21}{\underset{-0,17}{0,40}}\ (\sigma \pm 0,20),\ _{0,5}Sv = \overset{+0,26}{\underset{-0,30}{0,78}}\ (\sigma \pm 0,25),\ _{0,3}Sv = \overset{+0,25}{\underset{-0,.31}{1,10}}\ (\sigma \pm 0,25),$$

где в скобках указаны среднеквадратичные отклонения их значений от среднего.

Результаты работы нашли отражения в научных отчетах Института Сейсмологии академии Наук Туркменистана, при разработке нового варианта карты сейсмомикрорайонирования территории города Ашхабада в качестве основы генплана развития города до 2020 года [6].

Выводы

1. Получены формулы расчета параметров сейсмических колебаний грунтов для смещений и скоростей в функции эпицентрального расстояния, энергетического класса и магнитуды землетрясений применительно для условий Копетдагского сейсмоактивного региона.
2. Рассчитаны величины сейсмически опасных для региона периодов и длительностей сейсмических колебаний грунтов, оказывающих существенное влияние на интенсивность землетрясения и, как следствие, на сейсмический эффект.
3. Полученные интегральные распределения значений видимых периодов и длительности сейсмических колебаний грунтов для смещений и скоростей, можно аппроксимировать логнормальным законом.
4. Оценены и вычислены значения логарифмической полной ширины спектров для смещений и для скоростей на трех уровнях 0,7, 0,5 и 0,3 от максимального для землетрясений Копетдагского сейсмоактивного региона.
5. Построены интегральные распределения значений логарифмической полной ширины спектра для смещений и для скоростей на трех уровнях 0,7, 0,5 и 0,3 от максимального для землетрясений Копетдагского сейсмоактивного региона.
6. Распределения значений логарифмической полной ширины спектров смещений *Sx* и скоростей *Sv* для землетрясений Копетдагского сейсмоактивного региона отличаются от логнормального.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаев Ф.Ф. Параметризация записей сейсмических колебаний // Очаговые зоны и колебания грунта. Вопросы инженерной сейсмологии. – Вып. 21. – М.: Наука, 1981. –С. 3-7.
2. Аптикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. – М.: Наука, 1975. – С. 234-239.
3. Ходжаев А. Закономерности изменения параметров сейсмического движения грунта при землетрясениях Туркменистана // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Тезисы докладов 7-го Казахстанско-Китайского международного симпозиума, Республика Казахстан. – Алматы, 2010. – С. 193-195.
4. Аптикаев Ф.Ф., Нерсесов И.Л. Методика детального сейсмического районирования в количественных характеристиках сейсмических колебаний // Детальное сейсмическое районирование. – М.: Наука, 1980. – С. 96-100.
5. Ходжаев А. Методика и результаты расчета спектров реакции (Фурье) движения грунтов Туркменистана // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Тезисы докладов 7-го Казахстанско-Китайского международного симпозиума, Республика Казахстан. – Алматы, 2010. – С. 248-249.
6. Гаипов Б.Н., Эсенов Э.М., Ходжаев А. и др. Разработка нового варианта карты сейсмического микрорайонирования территории города Ашхабада (М 1:25 000) в качестве основы генплана развития города до 2020 года. Научно-технический отчет // Фонды научно-исследовательского Института Сейсмологии министерства строительства и промышленности строительных материалов Туркменистана. Туркменистан. – Ашхабад, 2001.

УДК 550 334

СКОРОСТНЫЕ ГРАНИЦЫ МАНТИИ ПОД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАНУ, г. Киев, Украина

Сейсмическая томография, как метод, определяющий скоростное строение мантии, позволяет выявить основные скоростные свойства мантии под ВЕП, взаимосвязи и взаимовлияния мантийных скоростных структур под ВЕП и ее окружением. Использованная в работе трехмерная Р-скоростная модель мантии под ВЕП и ее окружением, получена в контексте трехмерной Р-скоростной модели мантии под Евразией и не зависит от выбора начального приближения (референтной модели) [1, 2, 3]. Для визуализации результатов была использована обобщенная средняя модель мантии под Евразией и ее окружением $V_{aver.}(Z) = V_{реф}$ [4]. В качестве пограничной изолинии рассматривается изолиния $V - V_{реф.} = 0$. Таким образом, определяется переход скоростной области для верхней мантии, преимущественно характеризующейся повышенными скоростями (стабильная мантия) к областям, преимущественно характеризующимся пониженными скоростями (активизированная мантия), и инверсными скоростными характеристиками для их переходных зон. Отсюда, мы можем видеть изменение положения пограничных изолиний с глубиной. Будем рассматривать мантийные скоростные границы в пределах верхней мантии и слоя Голицына-Гейко., что обуславливается общей глубиной для полученной скоростной модели.

На глубине 50 км (рис. 1) не выделяются западная, восточная и северная пограничные изолинии. Пограничная изолиния проходит южнее принятой тектонической границы ВЕП. Выделяются выступы в юго-западном направлении: мантия под Северо-Германской впадиной, выступ от Лодзинской депрессии в сторону мантии под Богемским массивом, выступ со стороны мантии под восточным окончанием Скифской плиты через мантию под Терско-Каспийский прогибом в сторону мантии под Большим Кавказом. Отмечается выступ на юг в мантии под Центральным Черноморским поднятием. На глубине 100 км (рис. 1) начинается формирование северо-западной и северной границ рассматриваемой мантийной области.

Восточная граница отсутствует. Наиболее четко выраженной остается юго-западная и южная части пограничной изолинии, но при этом они меняют свою конфигурацию по отношению к 50 км.

На глубине 250 км (рис. 1) наблюдается резкий выход пограничной изолинии в юго-западном направлении от мантии под Центральным Польским валом до мантии под южной частью Богемского массива, и от мантии под Силезским бассейном до мантии под южной частью Паннонской впадины. Для данного сечения выдерживается юго-западное простирание пограничной изолинии относительно зоны Тейсейра-Торнквиста, и северо-восточное оставшейся части южной пограничной изолинии. Формируется западная граница, отмечается ее распространение, начиная от и до центральной части Трансскандинавской магматической зоны. Восточная граница соответствует тектонической. К глубине 400 км (рис. 1) происходит переход от высокоскоростной верхней мантии к низкоскоростному слою Голицына-Гейко. Отмечается дальнейшее развитие юго-запад – северо-восточного направления простирания южной части пограничной изолинии. Восточная часть ее на данной глубине соответствует восточной части тектонической границы ВЕП. Западная пограничная изолиния определяется распространением высокоскоростных слоев мантии под Атлантикой. На глубине 500 км (рис. 1) наиболее четко проявляется распространение скоростных характеристик мантии под окружающей территорией в мантию под ВЕП.

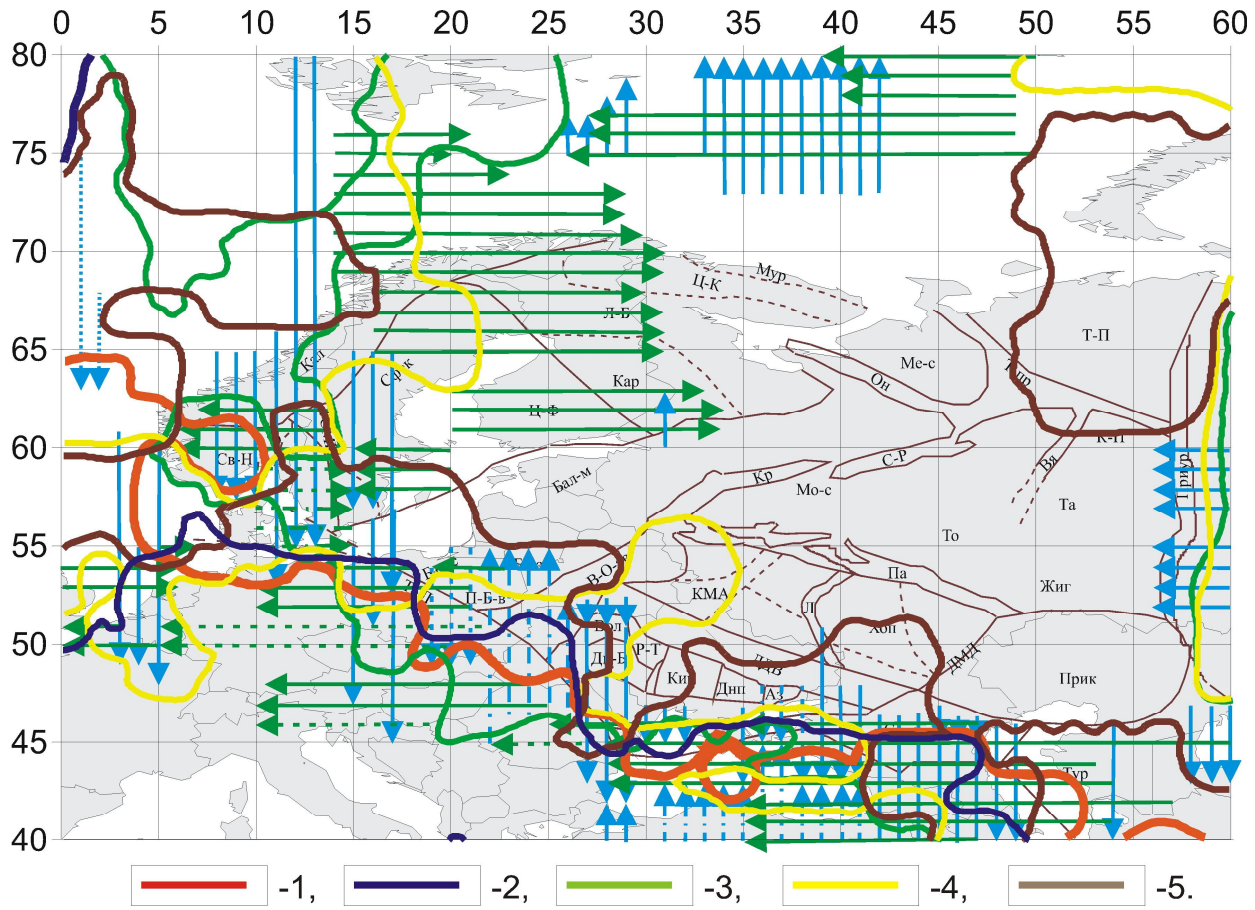


Рис. 1. *1 – 50 км; 2 – 100 км; 3 – 250 км; 4 – 400 км; 5 – 500 км*

Наиболее дифференцированной остается южная граница. Направленность ее распространения, относительно зоны ТТЗ, определяется как юго-запад – северо-восточное и является максимальным на глубинах верхней мантии и ее переходной зоны.

На этой глубине отсутствует скоростная мантийная граница в северной части. Западная граница определяется влиянием СОХ, выделяя границу по хребту Книповича с последующим расширением на юг и восток высокоскоростных характеристик атлантических структур до мантии под центральной частью Скандинавских каледонид. Низкоскоростная часть мантии под южными Скандинавскими каледонидами образует выступ на запад вплоть до трансформной зоны разломов.

Вертикальные сечения более четко позволяют выяснить особенности распределения скоростных мантийных изолиний. При этом пограничные изолинии позволяют выделить скоростную мантийную пограничную область, связанную с распространением активизированной мантийной области, соответствующей окружению ВЕП в мантию под ВЕП. Исходя из особенностей распространения высокоскоростных слоев слоя Голицына-Гейко под окружением ВЕП, построена схема (рис. 2), определяющая невозмущенную мантию под ВЕП границы максимального распространения высокоскоростных слоев окружения. Типичное для пограничной области присутствие пограничной «вилки», при распространении высокоскоростного слоя Голицына-Гейко мантии под окружением в слой Голицына-Гейко мантии под ВЕП показано на рис. 2 зеленым цветом показано распространение верхней части «вилки», красным – нижней части «вилки», синим распространение высокоскоростного слоя окружения. Такое же явление наблюдается по западной границе. Отсюда выделяется скоростная активизированная пограничная область (САП), границы которой определяются взаимодействием мантийных скоростных структур под ВЕП и ее окружением. Наиболее четко она проявляется в мантии под южной окраиной ВЕП.

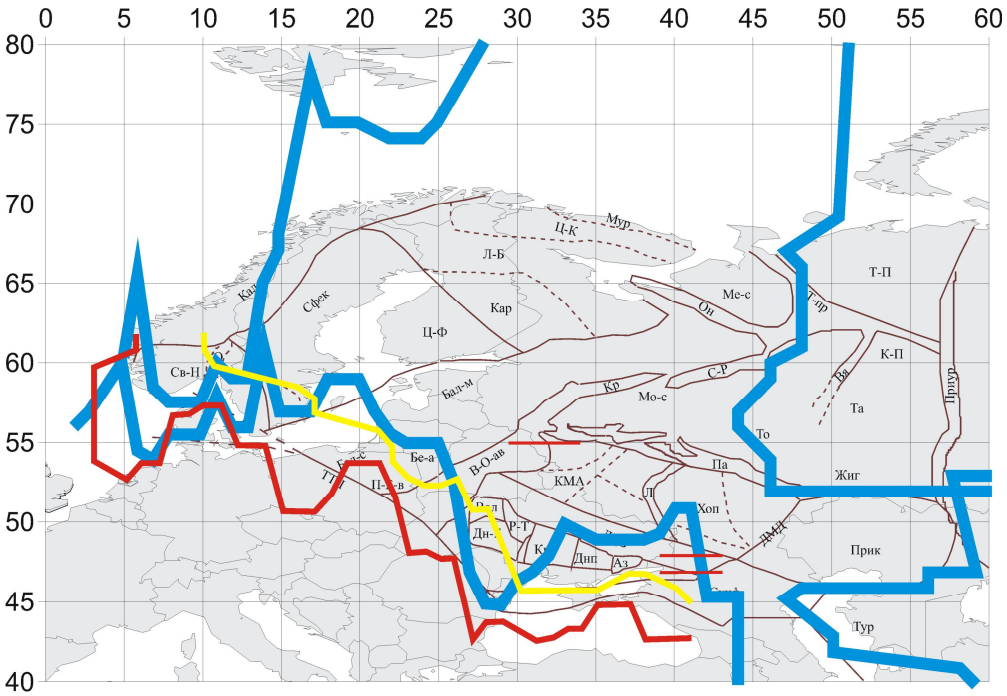


Рис. 2. *1 – синий – граница максимального высокоскоростного слоя Голицына-Гнейко мантии под окружением; 2 – желтый – граница распространения верхнего слоя пограничной «вилкой»; 3 – красный – граница распространения нижнего слоя вилки*

Долготные и широтные сечения скоростной модели мантии под ВЕП позволили построить систему наклонных слоев, в основном, относящихся к мантии под выделенной САП (рис. 2). Выделенные наклонные слои могут быть разделены на три группы:

1. Высокоскоростные наклонные слои южной оконечности мантии под ВЕП, распространяющиеся в верхней мантии и ее переходной зоне и (слой Голицына-Гейко).

2. Высокоскоростные наклонные слои мантии под западной оконечностью мантии, распространяющиеся в верхней мантии.

3. Высокоскоростные слои северной оконечности мантии под объединенной областью ВЕП+БПП, распространяющиеся в верхней мантии, показывающие распространение влияния скоростных структур как с запада (Атлантики), так и с востока (Азиатская часть).

Следует отметить, что мантийные скоростные пограничные изолинии на всех глубинах верхней мантии и слоя Голицына-Гейко не соответствуют тектоническим границам. Поведение границы в целом характеризуется следующим образом.

1. На глубинах верхней мантии (до 250 км) наблюдается общий «откат» на юг, вплоть до южного окончания Богемского массива.

2. На глубинах верхней мантии южная пограничная изолиния может быть разделена на две части: первая определяется распределением ее относительно зоны Тейсейра-Торнквиста и имеет общее северо-восточной направление; вторая часть определяется тектонической границей, соответствующей Скифской плите и имеет северное направление.

3. На глубинах переходной зоны (слоя Голицына-Гейко) общей характеристикой распределения границы является юго-запад – северо-восточное направление.

4. На глубинах переходной зоны (скоростной слой Голицына-Гейко) восточная пограничная изолиния определяет область распространения скоростных слоев слоя Голицына-Гейко в мантии под Западно-Сибирской плитой в мантию под ВЕП.

5. Четкого проявления мантийной скоростной пограничной изолинии в мантии под объединенной областью ВЕП + БПП на глубинах верхней мантии и переходной зоны, в пределах рассматриваемой области, не отмечается.

6. Западная пограничная изолиния формируется к глубине 250 км и проявляется на глубинах слоя Голицына-Гейко, отражая распространение скоростных структур мантии под

Атлантическим океаном в сторону мантии под ВЕП, начиная от мантии под СОХ. Наиболее четко это проявляется в северо-западной части, начиная от мантии под хребтом Книповича.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. – Т. 27. – № 6. – 2005 . – С. 927-939.
2. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией-I // Геофизический журнал. – Т. 31. – № 1. – 2009. – С. 53-72.
3. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией-II // Геофизический журнал. – Т. 32. – № 1. – 2010. – С. 60-77.
4. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. 3-D Р-скоростная модель мантии северо-западной Евразии – 1, Европа – 1 // Геофизический журнал. – Т. 20. – № 3. – 1998. – С. 67-91.

УДК 550.34.06.013.3

СООТНОШЕНИЕ МАГНИТУД M_W И M_S ДЛЯ «СЛАБЫХ» ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ($M_S \leq 5,5$)

Л.С. Чепкунас, И.П. Габсатарова, М.И. Рыжикова

Геофизическая служба РАН, Россия, г. Обнинск, Россия

Для энергетической классификации слабых землетрясений ($M_S \leq 5,5$) в сейсмологической практике используется довольно представительный ряд типов магнитуд: локальные магнитуды, определяемые по различным типам волн и различным методикам, магнитуды по объемным и поверхностным волнам с учетом региональных затуханий, магнитуды по коде и длительности записи и, наконец, моментная магнитуда. Кроме того, распространенной оценкой является энергетический класс, рассчитываемый как по совокупности амплитуд в P- и S-волнах, так и отдельно по каждой их них.

Среди этого множества магнитудных шкал имеет явное преимущество шкала моментной магнитуды Канамори $M_W = 2/3\ \lg M_0 - 10,7$ [1], так как она имеет ясный физический характер и непосредственно связана с сейсмическим моментом M_0 и, тем самым, характеризует сейсмотектоническую деформацию. Поэтому все чаще встает вопрос об унификации каталогов относительно магнитуды M_W.[2, 3].

Для сильных землетрясений с $M \geq 5,5$ определение M_0 производится по методу центроида тензора момента (CMT) в Гарвардском университете. Записи слабых или умеренных землетрясений невозможно смоделировать для станций, удаленных на телесейсмические расстояния классическим методом CMT вследствие низкого отношения сигнал/шум используемых объемных волн в длиннопериодной области. Поэтому для более слабых землетрясений используются различные региональные методики построения тензора момента и определения $M_{0,}$ моделируя, например, поверхностные волны промежуточных периодов, регистрируемые на региональных расстояниях [4]. Такие методики разработаны и используются во многих европейских центрах: Средиземноморском (MED_RMT), Швейцарском (ZUR_RMT), Итальянском (http://www.bo.ingv.it/RCMT) и др. В этих центрах определяют параметры отдельных землетрясений территории России. В Крымском сейсмологическом центре процесс вычисления спектральных и очаговых параметров для большей части землетрясений этого региона введен в рутинную практику [2].

В ГС РАН (Обнинск) также имеется методика спектрального анализа записей с целью получения M_0 и M_W по записям Р-волн на телесейсмических расстояниях, которая используется в основном для сильных землетрясений [5-8]. В последнее время, благодаря исследованиям характера излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе [9], начаты работы по определению M_0 и M_W по записям S-волн для умеренных землетрясений этого региона [10, 11].

Однако, в задачах сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности территорий, где используются уравнения макросейсмического поля, необходимо создание унифицированного каталога с единственной сквозной оценкой магнитуды по поверхностной волне типа MLH (M_S). Эта магнитуда по инструментальным данным для слабых событий определяются редко. Объяснением этому служат трудности обнаружения максимальной фазы поверхностной волны Релея на фоне микросейсмических шумов на региональных расстояниях.

В таком случае для слабых землетрясений используются многочисленные пересчетные формулы. Вопрос о связях или соотношениях между оценками различных типов магнитуд, включающих M_W и M_S, широко исследовался в основном для сильных землетрясений с $M \geq 5{,}5$ [12, 13] и для высокосейсмичных регионов, таких как Курило-Охотский и Камчатский регионы.

Для слабосейсмичных регионов вопрос о соотношении магнитуд различных типов особенно актуален. Известны примеры составления унифицированных каталогов на основе таких пересчетов. Например, в фундаментальной работе по сейсмотектонике плит древних платформ [14], при исследовании сейсмичности района Южной Прибалтики (области Калининградских землетрясений 21.09.2004 г.) [3] за принципиальный подход при унификации каталога за современный период наблюдений было взято соотношение $M_S = M_W$, ссылаясь на работу [15]. Через соотношения M_W с M_L и *mb*, значения которых чаще всего инструментально определяются по записям слабых землетрясений, авторы каталога Южной Прибалтики приходят к пересчетным значениям M_W, а затем и к M_S, приравнивая их значения. На наш взгляд эти магнитудные оценки получились завышенными.

Целью настоящей работы является установление связи между магнитудами M_W и M_S, определенными по инструментальным данным, а не пересчитанным, для землетрясений в различных слабосейсмичных областях России, для возможного использования полученных соотношений при унификации каталогов относительно различных типов магнитуд.

Для получения корреляционного соотношения между M_W (CMT HRVD (GCMT) и ZUR_RMT) и M_S (ISC) из бюллетеня Международного Сейсмологического Центра [16], были выбраны землетрясения с магнитудой $M \leq 6{,}0$ в трех регионах:

- **район Арктики**, где в основном происходят землетрясения умеренных магнитуд;
- **район Восточно-Европейской платформы** и ее ближайшего окружения, где за последнее десятилетие произошло несколько заметных землетрясений, включая Калининградские 21 сентября 2004 г.;
- **район Кавказа**, включающий **Северный Кавказ**, где также в последнее время происходили землетрясения умеренных магнитуд, но порой с разрушительным эффектом, например Курчалойское 11 октября 2008 г. с $M_W = 5{,}8$.

Общее число анализируемых землетрясений составило 78 (33 для Арктики, 8 для ВЕП, 37 для Кавказа). Методом ортогональной регрессии построены корреляционные соотношения между M_W и M_S:

$$M_W = 0{,}5527\ (\pm\ 0{,}0448)\ M_S + 2{,}6103\ (\pm\ 0{,}1978) \text{ для Арктики} \quad (1)$$

$$M_W = 0{,}5457\ (\pm\ 0{,}0664)\ M_S + 2{,}4920\ (\pm\ 0{,}3086) \text{ для Восточно-Европейской платформы} \quad (2)$$

$$M_W = 0{,}5514\ (\pm\ 0{,}0506)\ M_S + 2{,}5852\ (\pm\ 0{,}2090) \text{ для Кавказа (Северного Кавказа)} \quad (3)$$

$$M_W = 0{,}5445\ (\pm\ 0{,}0303)\ M_S + 2{,}6153\ (\pm\ 0{,}1304) \text{ для всей выборки вместе} \quad (4)$$

Соответствующие этим зависимостям графики вместе с точками анализируемых выборок показаны на рис. 1 и 2.

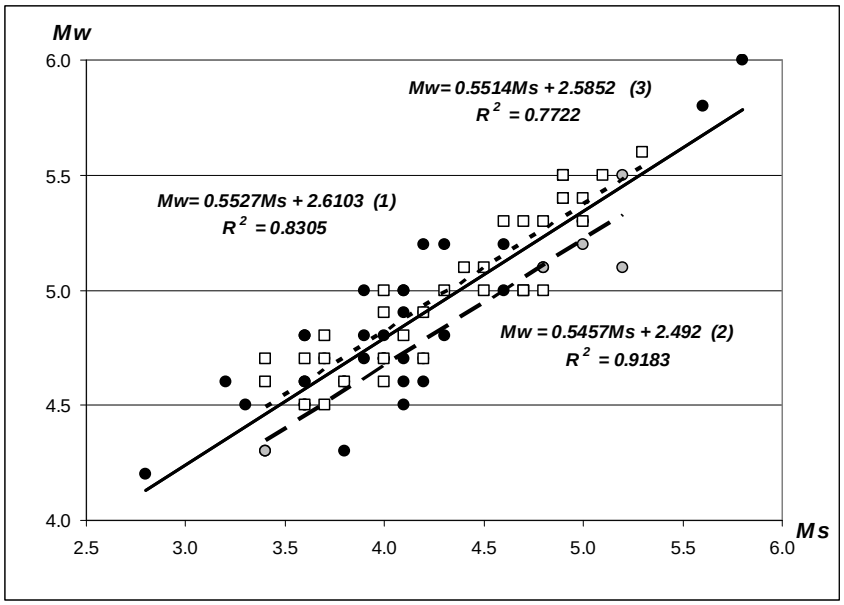


Рис. 1. Корреляционное соотношение между M_W и M_S для трех отдельных групп слабых землетрясений. *Черными точками и сплошной черной линией показаны точки и уравнение для Кавказа, серыми точками и линией с большим пунктиром – для платформенных событий, квадратными контурами и линией с малым пунктиром – для Арктики*

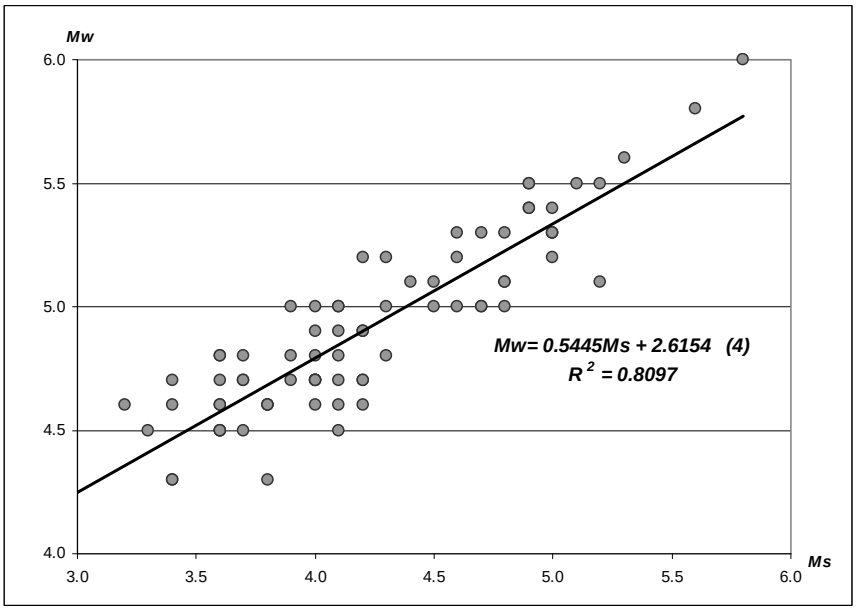


Рис. 2. Корреляционное соотношение между M_W и M_S для всех анализируемых событий вместе

Как видно из формул 1-4, коэффициенты в уравнениях для слабых землетрясений в различных исследуемых районах близки между собой. Одновременно они незначительно отличаются и от уравнения, полученного в [15] для южной части Европы:

$$M_W = 0{,}585\ M_S + 2{,}422 \text{ для } M_S < 5{,}4. \quad (5)$$

Полученное ранее соотношение для сильных землетрясений мира с $M_S > 6$

$$M_W = 0{,}9487\ M_S + 0{,}2468 \text{ для } M_S \geq 6{,}0 \text{ [13]} \quad (6)$$

близко к подобному соотношению в [15], построенному для южной части Европы

$$Mw = 0{,}796\ MS + 1{,}280 \text{ для } MS \geq 5{,}4. \quad (7)$$

Для определения порогового значения Ms при переходе на различные зависимости M_W и M_S сопоставим корреляционные соотношения (4) и (6) (рис. 3).

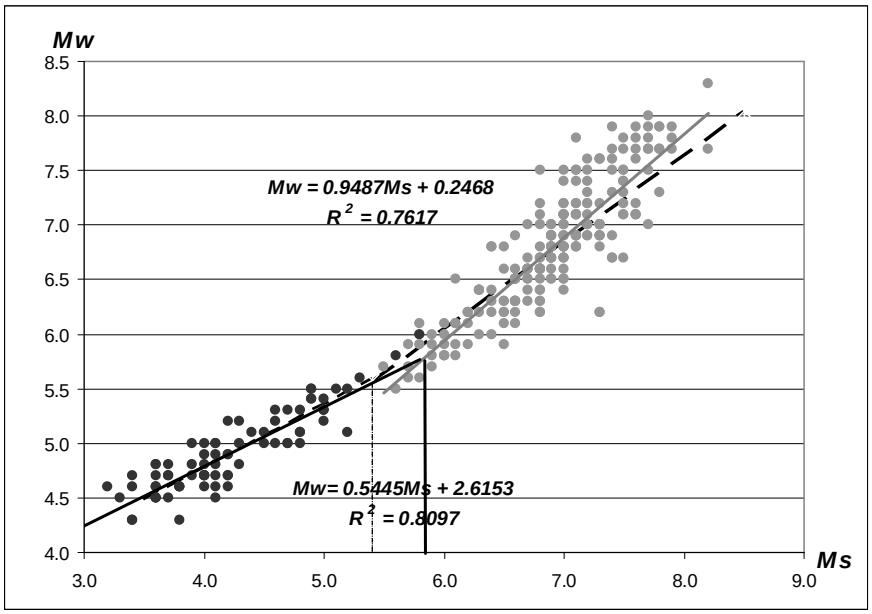


Рис. 3. Сопоставление графиков корреляционных соотношений между M_W и M_S для землетрясений в широком диапазоне магнитуд M_S = 3,5-6 – настоящая статья и M_S = 6-8 [13]

На рис. 3 сплошная серая линия соответствует уравнению (6). Вторая черная – соответствует данным по всей анализируемой в настоящей работе выборке (4). Ее пересечение с прямой [13] наблюдается в области M_S = 5,8. Однако, из графика видно, что в области значений M_S = 5,5-6,0 выборка недостаточно представительна.

Две пунктирные линии соответствуют уравнениям из [15]. Излом этих линий, как видно на графике рис.3, отмечается при M_S = 5,4. В области малых магнитуд одна из них совпадает с соответствующей прямой, построенной по полученному нами соотношению для всей выборки (4).

Проведенные исследования для трех регионов позволяют сделать однозначный вывод о неэквивалентности значений M_W и M_S для слабых землетрясений. Значение магнитуды M_W, как правило, превышает M_S, в зависимости от значения M_S, чем оно выше, тем различия меньше. Однако для значений $M_S \leq 4{,}5$ эти различия превышают 0,5 единицы М, а при M_S = 4,0 достигают 0,8 М.

Таким образом, подход к унификации магнитуд, принятый при составлении каталога Южной Прибалтики (Калининградской области) нуждается в корректировании.

Полученные соотношения для разных регионов Российской Федерации показали незначительное их расхождение.

Пороговое значение M_S лежит в области $5{,}5 \leq M_S \leq 5{,}8$ и будет уточнено в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hanks T.S., Kanamori H. A moment magnitude scale // J. Geophys. Res. – 84. – № 135. – 1979. – P. 2348-2350.
2. Пустовитенко Б.Г. Сейсмические процессы в Черноморском регионе и сейсмическая опасность Крыма 04.00.22. // Геофизика. Дисс. д.ф.-м.н. – Киев, 2003. – С. 58-71.

3. Лутиков А.И., Юнга С.Л., Кофф Г.Л., Гетер Б. Информационные основы и предпосылки уточнения исходной сейсмичности Южной Прибалтики // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг: Сборник трудов. – Вып. 6. – 2005. – С. 106-111.
4. Morelli A., Ekström G., Mazza S., Pondrelli S., Boschi E., Dziewonski A.M. Surface-wave Centroid Moment Tensors in the Mediterranean region: the MEDNET-Harvard project ORFEUS Newsletter, March 2000 y. – Vol. 2. – № 1. – 2000. – P. 4-20.
5. Захарова А.И., Чепкунас Л.С. Динамические параметры очагов сильных землетрясений по спектрам продольных волн на станции «Обнинск» // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 2. – 1977. – С. 9-17.
6. Аптекман Ж.Я., Дараган С.К., Долгополов В.В., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Унификация исходных данных и процедуры расчета амплитудных спектров // Вулканология и сейсмология. – № 2. – 1985. – С. 60-70.
7. Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И. и др. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от станционного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. – № 2. – 1989. – С. 66-79.
8. Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.Г. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. – Киев: Наукова думка, 1990. – 251 с.
9. Павленко О.В. Изучение закономерностей излучения и распространения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа по записям сейсмостанций «Сочи» и «Анапа» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 138-142.
10. Малянова Л.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры Пшехского землетрясения в Краснодарском крае // Землетрясения Северной Евразии в 2004 году. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 268-271.
11. Малянова Л.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа // Землетрясения Северной Евразии, 2005 г. – Обнинск: ГС РАН, 2011. в печати.
12. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. – № 6. – 1990. – С. 55-63.
13. Захарова А.И., Чепкунас Л.С. Исследования корреляций между сейсмическим моментом Mo, магнитудами Mw и Ms // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере, методы, средства и результаты изучения: Материалы XII международной конференции 18-23 сентября 2006 года. – Т. I (А-М). – Воронеж, 2006. – С. 207-211.
14. Айзенберг Р.Е., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Бояркин С.А. и др. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Под ред. акад. НАНБ д.г.-м.н. Р.Г. Гарецкого и д.г.-м.н. С.А. Несмеянова. – М.: Книга и бизнес, 2009. – 228 с.
15. Bungum H., Lindholm C.D. and Dahle A. Long-period ground-motions for large European earthquakes, 1905-1992, and comparisons with stochastic predictions. Norsar, POB 51, N-2027 Kjeller, Norway; e-mail: Hilmar. bungum@norsar.no. – P. 377-396.
16. ISC International Seismological Centre, Internet: http://www/isc.ac.ur (2000-2009).

УДК 551.24

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.В. Черемных, А.С. Черемных

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Исследования академика М.А. Садовского с коллегами [12, 13] показали важную роль блокового строения верхней оболочки Земли при изучении протекающих в ней современных геодинамических процессов, прежде всего сейсмического. Добротная геолого-геофизическая основа, учитывающая строение земной коры, необходима при проведении сейсмического районирования, выборе точек мониторинга состояния литосферы и палеотектонических реконструкциях. Различные методики картирования разломов и блоков достаточно хорошо освещены в литературе. Как правило, разломы и блоки выделяются на основе геоморфологических, геофизических или геологических материалов, а также их комплексирования.

Разломно-блоковая структура (Р-БС) представляет собой сочетание разноранговых разломов и вычленяемых ими блоков соответствующих порядков. Специфические особенности этой структуры: закономерная иерархическая соподчиненность разломов и блоков с обособлением преимущественных размеров структур; зональное строение межблоковых дизъюнктивных границ с выделением подзон трещиноватости и разрывов второго, по отношению к основной зоне, порядка; сложное напряженно-деформированное состояние верхней коры в её пределах; различная тектоническая активность как разломов, так и блоков. Таким образом, изучение Р-БС требует решения следующих задач: 1) картирование разрывных нарушений и блоков разных рангов; 2) установление морфолого-кинематического типа дизъюнктивов и реконструкция напряженно-деформированного состояния в пределах разноранговых элементов структуры; 3) выяснение активности Р-БС. Ниже обсуждается комплекс методов предлагаемых нами для решения поставленных задач.

На первом этапе исследований, важно выявить разрывные нарушения. Разломы, особенно активные, контрастно проявлены в рельефе земной поверхности, поэтому, вначале проводится линеаментный анализ. Линеаменты, в нашем понимании, – это протяженные линейные формы рельефа, обусловленные наличием разломов. Вертикальная компонента смещения крыльев разрывного нарушения отражается в рельефе в виде тектонического уступа; горизонтальная же компонента смещения вдоль разломной зоны фиксируется смещением отрицательных или положительных его форм: русел рек и временных водотоков, конусов выноса, водоразделов или даже хребтов.

Нами, при проведении линеаментного анализа применяется следующая методика. В качестве исходного материала используются топографические карты разных масштабов (от 1:25 000 до 1:500 000) и SRTM снимки с разрешением 90 метров. При работе с топографическими картами используется методика морфоструктурного районирования [10] применение которой с некоторыми дополнениями позволяет отобразить на карте основные особенности Р-БС верхней части земной коры: 1) разноранговые блоки, отличающиеся направленностью и интенсивностью относительного перемещения; 2) внутриблоковые разломы, не проявленные в рельефе; 3) внутреннее строение зон региональных разломов, образованное различно ориентированными локальными разрывами [18].

С целью картирования разноранговых разрывных нарушений территории анализ следует осуществлять вначале на картах крупного (1:25 000), затем среднего (1:100 000 или 1:200 000) и потом уже мелкого (1:500 000) масштабов. Такой подход позволяет выявить разломы: 1) различных рангов: небольшие разрывы с узкой и крупные разломы с широкой зоной остаточных деформаций; 2) находящиеся на разных стадиях своего развития. Остановимся подробнее на стадийности развития разломов и особенностях картирования крупных дизъюнктивов не выраженных магистральным сместителем.

Согласно тектонофизическим представлениям, зона разлома – это объем геологической среды, в котором проявлены остаточные деформации, связанные с формированием дизъюнктива и последующими подвижками по его сместителю [22]. Разломы в процессе своего развития переживают три главных стадии: раннюю дизъюнктивную, позднюю дизъюнктивную и стадию полного разрушения [14]. Так протяженные разломы стадии полного разрушения, у которых уже сформировался и, следовательно, ярко выражен в рельефе, магистральный сместитель, будут хорошо видны на мелкомасштабных топоосновах. Такого же ранга длины разломы поздней, а тем более ранней дизъюнктивных стадий развития легче закартировать на среднемасштабных картах, а уже потом анализировать все данные на топооснове мелкого масштаба. При этом, разломы будут выделяться в виде областей повышенной концентрации линеаментов, общий рисунок которых главным образом зависит от кинематического типа дизъюнктива.

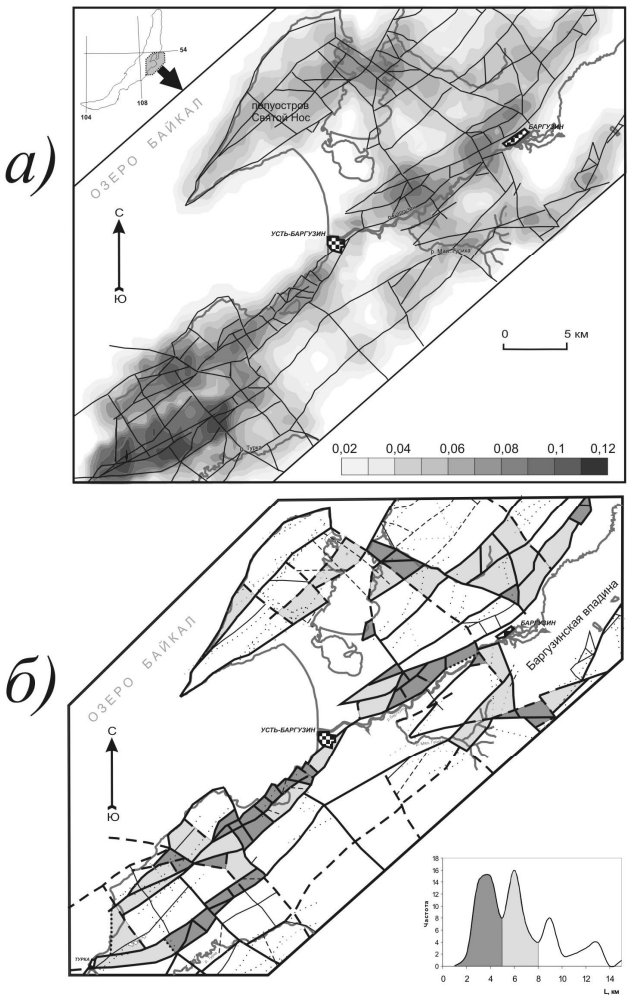


Рис. 1. Разломно-блоковая структура Усть-Баргузинского дизъюнктивного узла. *а – в изолиниях приведены значения информационной энтропии локальных разрывов-линеаментов [19]; б – оттенками серого цвета выделены блоки с минимальными преимущественными размерами. На врезке приведена сглаженная гистограмма размеров локальных блоков первого уровня [18]*

Существуют различные приемы картирования зон крупных разломов, не выраженных единым магистральным сместителем. В частности, крупные дизъюнктивы отображаются в изолиниях: плотности разрывов [14, 20 и др.], фрактальной размерности сети разломов [3, 25 и др.], информационной энтропии разрывов [3, 17 и др.]. Важным моментом является размер палетки для подсчета количественного показателя, способы определения которого рассмотрены в [21]. При контрастном блоковом строении геологической среды выделение крупных разломных зон можно производить без применения палеток, на основе анализа форм и размеров самих блоков. На рис. 1 приведены два способа выявления региональных разломов в пределах Усть-Баргузинского дизъюнктивного узла. Наблюдается сопоставимость полученных результатов.

Далее, целесообразно проводить сопоставление результатов морфоструктурного районирования с государственными геологическими картами масштаба 1:200 000, которые имеются для всей территории России, что позволяет добавить на карту разломы не активные на неотектонической стадии развития региона.

При изучении Р-БС необходимо установить кинематический тип разрывных нарушений, ограничивающих блоки. С этой целью в пределах выявленных разломов и блоков собирается натурный фактический материал по разрывам и трещинам, который служит основой для определения морфолого-кинематического типа дизъюнктивов и восстановления осей палеонапряжений, вызвавших эти остаточные деформации горных пород (рис. 2). Существуют различные методические приемы реконструкции кинематического типа разлома и ориентировки осей палеонапряжений [1-5, 8, 9, 11, 15 и др.], которые подразделяются на структурно-

парагенетические и кинематические методы. Несомненные плюсы комплексирования различных методов восстановления напряженного состояния по остаточным деформациям в горных породах отмечены в ряде работ [2, 14, 24]. Нами для изучения кинематических типов разломов, а также реконструкции палеонапряжений предлагается использовать (рис. 2): парагенетический метод анализа разрывов второго порядка и трещиноватости вблизи разломных сместителей [15, 16]; кинематические методы [4, 9, 11] и метод поясов трещиноватости [5]. При этом, сопряженность сколов следует уточнять по критериям, предложенным М.В. Гзовским [1] и П.Н. Николаевым [8], а сортировку частных реконструкций осуществлять с учетом ранговой соподчиненности разрывных нарушений [16].

Показателем сейсмической опасности регионов является современная активность Р-БС. Более существенные деформации земной коры происходят в пределах разломных зон и, несмотря на отличающуюся трактовку исследователями самого термина «активный разлом», для них разработаны достаточно формализованные оценки активности [6, 7, 23 и др.]. В отношении блоков земной коры также разрабатываются подходы к оценке их тектонической активности [17], однако эта задача требует постановки дальнейших исследований, которые должны базироваться на количественных показателях.

Изложенный подход, по нашему мнению, позволяет изучить специфику Р-БС и напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры, знание которых способствует повышению качества сейсмотектонических построений и оценки сейсмической опасности территории.

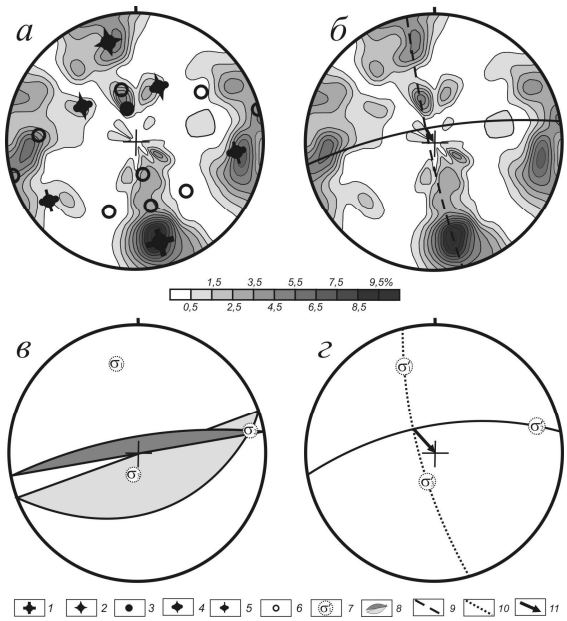


Рис. 2. Пример реконструкций для одного из обнажений зоны Приморского разлома. *а – сопоставления диаграммы трещиноватости и эталонного структурного парагенезиса зоны сброса [14]; б – выявление вектора смещения по разлому методом поясов [5]; в – восстановление осей напряжений [1]; г – реконструкция осей квазиглавных напряжений кинематическим методом [9]. 1 - полюс главного сместителя 1-го порядка (Y); 2 - полюс взбросового сместителя 2-го порядка (R); 3 - полюс сбросового сместителя 2-го порядка (R'); 4 - полюса взбросо-сдвигов 2-го порядка (n и n'); 5 - полюса сбросо-сдвигов 2-го порядка (t и t'); 6 – положение полюса второстепенной и дополнительной систем трещин; 7 – оси напряжений: σ_1 – растяжения, σ_2 – промежуточная, σ_3 – сжатия; 8 – плоскость разлома (тёмная) и сопряженный с ней скол (светлая); 9 – плоскость пояса трещиноватости; 10 – плоскость квазиглавных σ' напряжений; 11 – вектор смещения в плоскости разлома. Диаграммы построены в проекции верхней полусферы*

Работа выполнена при поддержке ФЦП (госконтракт 02.740.11.00446) и программы СО РАН ОНЗ-7 (проекты № 6, 7).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. Акад. наук СССР. Серия геофиз. – № 5. – 1954. – С. 390-410.
2. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – Киев: Феникс, 2005. – 572 с.
3. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазопоисковых работах. Методическое пособие. – М.: Научный мир, 2008. – 175 с.

4. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. 1979. – С. 7-25.
5. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. – Иркутск: ИПИ. 1961. – 47 с.
6. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во Моск. гос. горн. ун-та, 2004. – 262 с.
7. Лунина О.В. Формализованная оценка степени активности разломов в плиоцен-четвертичное время (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. – № 4. – 2010. – С. 525-539.
8. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. – № 12. – 1977. – С. 103-115.
9. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. – № 1. – 1984. – С. 60-72.
10. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. – М.: Наука, 1979. – 171 с.
11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
12. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 100 с.
13. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
14. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН: Гео, 2003. – 244 с.
15. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. – Т. 48. – № 3. – 2007. – С. 330-343.
16. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. – Т. 52. – № 3. – 2011. – С. 450-469.
17. Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры юга Восточной Сибири и тектоническая активность блоков // Вестник Томского государственного университета. – № 3(I). – 2003. – С. 187-189.
18. Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры и напряженное состояние в зонах региональных разломов восточного побережья озера Байкал // Геология и геофизика, – Т. 47. – № 2. – 2006. – С. 250-258.
19. Черемных А.В. Разломы, блоки и трещиноватость верхней коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла // Материалы Всероссийской научно-технической конференции «ГЕОНАУКИ», посвященной 145-летнему юбилею со дня рождения профессора В.А. Обручева и 120-летию геологической деятельности в Сибири. Вып. 8. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. – С. 155-160.
20. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.
21. Шерман С.И. Методика изучения и анализа количественных параметров разломов литосферы. – Иркутск: ИрГТУ, 2002. – 60 с.
22. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.
23. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Новые данные о закономерностях проявления землетрясений в Байкальской сейсмической зоне и их прогноз // Доклады Академии наук. – Т. 435. – № 5. – 2010. – С. 686–691
24. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1989. – 158 с.
25. Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // Доклады Академии наук. – Т. 381. – № 3. – 2001. – С. 388-392.

УДК 551.64

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ И ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ

З.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

Несмотря на накопленный огромный опыт изучения землетрясений понятие «очаг землетрясения» до сих пор не приобрело однозначного геологического содержания.

Что же такое с геологической точки зрения очаг землетрясения? По мнению Г.П. Горшкова [1]:

- простая прямая, продолжающая развиваться складка (антиклиналь); или группа складок; или более сложная складка (погребенная антиклиналь), разбитая поперечными сбросами на ряд сегментов, и сегменты, подвижные в разной степени; косые складки, разбитые чешуйчатыми надвигами, с мелкими очагами, дающими на поверхности даже 9-балльный эффект, но на очень ограниченной площади;
- наложенная, погружающаяся депрессия (синклиналь) типа линзы, активная в центре или по краям. В первом случае опускание центральной части сопровождается стягиванием периферических частей к центру и компенсацией их некоторым подъемом. Основной очаг лежит глубже линзы, т.е. последняя лишь отражает процессы, идущие в коре;
- воздымающийся крупный блок (массив), сложенный породами гранитоидной интрузии (батолит), захватывающий при своем движении смежные части осадочной оболочки. Весь блок и есть очаг землетрясений, и обширная 8-балльная зона, словно оконтуривает этот очаг;
- более крупный блок (например, часть Северного Тянь-Шаня), т.е. зона давно завершенной каледонской складчатости. Движения возобновились здесь в кайнозое, когда возникли горные хребты, а с ними и катастрофические землетрясения. Их очаги тяготеют не к разрывам, ограничивающим хребты, а к телу собственно массива;
- аналогичные блоки с признаками сложных деформаций, сопровождающихся землетрясениями (например, блок Ашхабада). Он расположен в пределах передового Предкопетдагского прогиба, ограничен со всех сторон разрывами и испытывает смещение к северу, достигшее при катастрофическом землетрясении 1948 г. почти 2 м. Притом, ни один очаг афтершоков не выходит за пределы осадочной оболочки фанерозойского комплекса, не опускается в кристаллическую часть коры и не достигает рыхлых толщ кайнозоя;
- грабен (например, типичный классический Вардарский грабен в Югославии), где гипоцентры многочисленных повторных толчков заполняют все тело грабена, и ни один из них не ложится на ограничивающие грабен краевые разрывы;
- Дагестанское землетрясение 1970 г. Его очаг связан с активностью Дагестанского тектонического «клина» Н.С. Шатского. «Клин» состоит из пород мезозойского возраста, и он далеко продвинут к северу, в поле развития более молодых отложений Предкавказья;
- структуры с явными признаками проявления скалывающих напряжений (при господстве напряжений сжатия) (Копетдаг, Памир, Гиндукуш);
- крутые повороты простирания альпийских складчатых сооружений – дуга Гибралтара, дуга Тирренского моря, Восточных Карпат (район Вранча). Малый Кавказ (Джавахетское нагорье), Копетдаг, Дуги Памира и Индии.

Таким образом, набор конкретных деталей сейсмогеологической обстановки достаточно большой. Они отражают те процессы, которые протекают в верхней мантии, и она – источник всех форм движения вещества.

В целом [1], очаг землетрясения – это трехмерный материальный объем. Т.е., материальный объем масс коры или мантии – массив горных пород, блок, складка, группа складок

(какая-то реальная трехмерная структура). В этом блоке, накапливается потенциальная энергия эндогенного происхождения, которая деформирует, смещает этот блок. В результате происходит подъем масс (как в горсте), или опускание (как в грабене), или горизонтальное смещение, как в дугах, или при сдвигах (нередко, как следствие, и разрыв), и в момент остановки процесса, почти мгновенной деформации выделяется энергия в форме кинетической энергии упругих волн, что приводит не только к упругим деформациям в среде, но и к остаточным.

По мнению М.В. Гзовского [2]:

1. В настоящее время признано, что непосредственной физической причиной землетрясений является возникновение новых или обновление старых тектонических разрывов. Коровые и мантийные очаги обязаны деформациям сколового типа. Поскольку физической причиной развития сколов является действие касательных напряжений, то при прогнозе землетрясений большое внимание должно уделяться выявлению областей, характеризующихся повышенными величинами максимальных касательных напряжений в земной коре и в подкоровой части земли (максимумы касательных напряжений). Предлагаемая задача выявления и оконтуривания максимумов касательных напряжений не совпадает с задачей обнаружения и трассирования сейсмически активных глубинных разрывов.

2. Выявление максимумов касательных напряжений следует выполнять с использованием комплекса геологических и геофизических методов.

3. Наиболее частые и сильные землетрясения свойственны: а) местам наибольшей структурной дифференцированности земной коры; б) местам наибольших структурных «уступов» и «уклонов»; в) местам наибольшей интенсивности современного развития тектонических разрывов; г) местам наиболее молодой вулканической деятельности; д) местам наиболее дифференцированного рельефа тектонического происхождения; е) местам тектонической перестройки; местам поперечных структурных элементов. Всем этим местам характерны большие величины градиента скорости вертикальных движений земной коры за разные промежутки времени.

Физический смысл геологических критериев сейсмичности заключается в том, что все они являются признаками повышенной средней скорости деформирования коры, а значит и повышенных касательных напряжений (средних для значительных промежутков времени). Поэтому геологические явления, которые считаются критериями сейсмичности, и землетрясения обязаны общей причине – действию повышенных касательных напряжений.

4. Перечисленные геологические критерии должны использоваться совместно. Лишь по их совокупности с сейсмическими данными можно делать заключение о сейсмической опасности той или иной территории.

5. Неравномерность тектонических движений делает чрезвычайно сложной задачу прогноза силы землетрясения. Считая землетрясения связанными с тектоническими движениями, которые характеризуются многостепенной периодичностью, нельзя не ожидать сходной периодичности и в проявлениях сейсмичности. В разные промежутки времени один и тот же район должен характеризоваться различными кривыми распределения вероятности землетрясений разной силы.

В настоящее время накоплено большое количество информации по различным явлениям, наблюдаемым на земной поверхности и в атмосфере в связи с землетрясениями.

В целом, при землетрясениях наблюдаются [3]: различные оптические явления; увеличение температуры воды, почвы и воздуха; рост концентрации газов в приземном слое атмосферы и выбросы газа в атмосферу; резкие изменения погоды (переходы от затишья к буре, грозы); падение атмосферного давления; увеличение концентрации аэрозоля и частоты туманов, дымка; необычное поведение животных; акустические явления; электромагнитные явления в атмосфере и ионосфере; деформации земной поверхности, изменение рельефа.

Рассматривая вышеперечисленные признаки, видно, что эти явления также присущи и узлам пересечения и причленения тектонических нарушений. Следует отметить, что узлы тектонических нарушений, особенно на платформенных территориях, изучены значительно

слабее, чем очаги землетрясений. Нами в 2000-2011 гг. изучались процессы межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах на территории севера Русской плиты. Вкратце результаты выглядят следующим образом.

Фундамент. Региональные тектонические узлы образованы пересечением рифейских грабенов северо-западного и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простираний. Узлы их сопряжения, характеризуются высокой блоковой делимостью, повышенной сейсмичностью и аномальными значения теплового поля. Одним из последних наиболее значительных этапов активизации был герцинский этап. Господствующее простирание разрывных нарушений – северо-восточное и субмеридиональное, существенно подновлялись и рифейские структуры северо-западного простирания. То есть, система разломов представляла собой динамо-пару, функционировавшую в режиме растяжения-сжатия, и на пересечении северо-западных и северо-восточных дислокаций возникал вертикальный глубинный стволовой канал (рис. 1, А-IV).

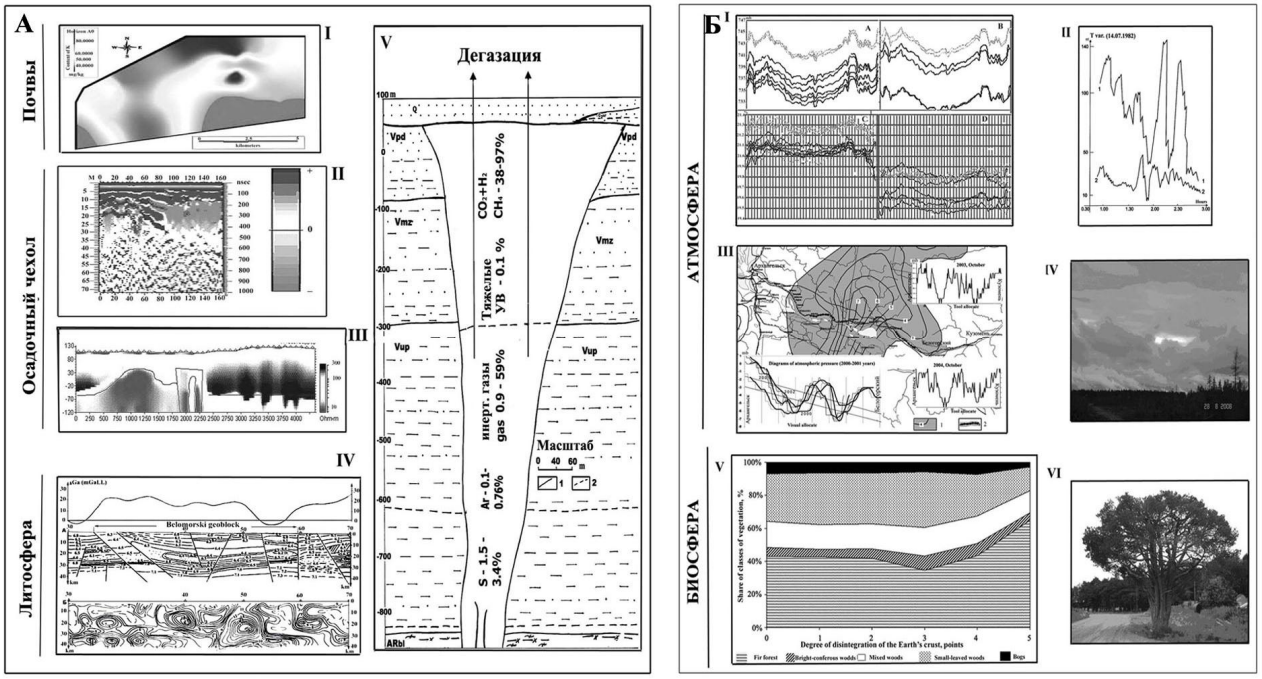


Рис. 1. Модель межгеосферного взаимодействия на площади тектонического узла: *А – литосфера: I – содержание К в горизонте А0; II - результаты георадиолокационных исследований; III - геоэлектрический разрез; IV - разрез по данным ГСЗ; V- дегазация на уровне фундамент-осадочный чехол; Б - на уровне биосфера – атмосфера: I – графики атмосферного давления и содержания кислорода; II – графики магнитных вариаций в тектоническом узле и за его пределами; III – строение атмосферного минимума; IV – структура облачности; V - структура растительного покрова; VI – дихотомия деревьев*

Венд-палеозойский осадочный чехол. Подавляющее большинство разломов – нарушения со смещением слоев в теле фундамента, а в осадочном чехле им соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексурообразные перегибы. Иначе обстоит дело с узлами пересечения тектонических дислокаций, представляющими собой сложно построенные как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях объемные тела, простирающиеся на значительные глубины (вплоть до поверхности Мохо). Таким образом, возникает и функционирует постоянный глубинный стволовый канал повышенного тепло-массообмена за счет взаимодействия динамопар глубинных дислокаций. Как показывают наши данные, по северной границе Евроазиатской плиты на современном этапе достаточно велика роль сдвиговой составляющей. Таким образом, на пересечении сдвиговых структур с нарушениями других простираний может возникать вертикальный канал, образованный по типу трансформных разломов.

По узлам тектонических нарушений наблюдается подъём глубинных минерализованных вод (рис. 1, А-V), являющихся транспортером глубинных газов. Узлы тектонических нарушений, имея сложную структуру проводимости (рис. 1, А-II, III), могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода природные диполи) (рис. 1, Б-II).

Верхняя часть разреза. В верхней части разреза наблюдаются палеодолины сложного строения с глубиной вреза до 200 м, являющиеся «гидрогеологическими окнами». Наблюдается усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами, который характерен не только для палеодолин, но и для зон повышенной трещиноватости (рис. 1, А-II, III). К верхней части разреза приурочены и комплексные геохимические аномалии. О протекающих здесь гидрохимических процессах указывает и повышенная намагниченность четвертичных отложений.

Педосфера. Результаты исследований содержания калия и фосфора в почвах в районе тектонического узла показывают, что чем ближе к центру узла пересечения тектонических дислокаций, тем содержание исследуемых элементов выше (рис. 1, А-I).

Биота. Наблюдается изменение площадной структуры растительного покрова в узлах тектонических нарушений (рис. 1, Б-V). С ними также совпадают места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев (рис. 1, Б-VI), участки загрязнения почв и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев. То есть, возможен подток минерализованных вод и дегазация из глубоких горизонтов земной коры. К тому же, во время магнитных бурь не исключено и изменение ионного состава вод. Не меньшее значение имеют и газовые составляющие зон региональных разломов.

В 2008, 2009 и 2010 гг. нами были проведены измерения атмосферного давления по профилю Архангельск-Пинега для уточнения динамики изменения содержания кислорода в приземном слое атмосферы на площади тектонического узла. Несмотря на практически полную сходимость графиков атмосферного давления, картина содержания кислорода в 2009 г. отличается от подобной в 2008 г. (рис. 1, Б-I) и 2010 г. Во всех случаях было зафиксировано снижение содержания кислорода по периферии Холмогорского узла, что связано, по мнению авторов, с подтоком глубинных газов, в первую очередь CO_2.

Гидросфера. Усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами говорит об ином гидрогеологическом режиме в районах тектонических узлов, чем в прилегающих территориях. Наблюдается также и повторение гидросетью контуров тектонического узла (рис. 1, Б-III), что вполне объяснимо, учитывая повышенное количество атмосферных осадков, выпадающих по периферии узлов (по нашим данным – 26-38 %).

Атмосфера. В 2001-2010 гг. нами проводились измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, и был установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Минимумы имеют сложное строение с повышением значений в центре и понижением по периферии (рис. 1, Б-III). Неоднократные измерения, проведенные в разные годы, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений. Такое строение барического поля обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков. Установлено, что осадки в центре тектонических узлов выпадали значительно реже, а их количество на 26-38 % меньше. Такое распределение осадков влияет и на растительные сообщества, что подтверждается их структурой (рис. 1, Б-V) и пространственным распределением калия и фосфора в почвах в районах тектонических узлов (рис. 1, А-I).

Изменения динамики короткопериодных вариаций в момент магнитных бурь в тектоническом узле и наличие зон повышенной проводимости (рис. 1, Б-II) позволяет предположить возникновение в тектонических структурах наведенных магнитотеллурических токов и, как следствие, ионизацию воздуха над узлами разломов. Своеобразная структура облачности над узлами говорит об изменении электрической проводимости атмосферного воздуха (рис. 1, Б-IV). Постоянно наблюдаемый розоватый оттенок облачности можно интерпретировать как проявление эффекта черенковского свечения, возникающего за счет сжатия горных пород, что подтверждается космическими снимками циклонов в северном полушарии.

Таким образом, наши данные свидетельствуют о наличии в тектонических узлах наведенных магнитотеллурических токов, глубинной дегазации и изменений структуры барического поля. То есть, сформировался вертикальный канал сложного межгеосферного взаимодействия, захватывающий литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу.

Таким образом, наблюдается несомненное сходство внешних признаков между тектоническими узлами и очагами землетрясений. В районах тектонических узлов, также как и при землетрясениях, наблюдаются: различные оптические явления; рост концентрации газов в приземном слое атмосферы; изменение уровня глубинных вод; иной тип облачности; дефицит атмосферного давления; акустические явления; электромагнитные явления в атмосфере и ионосфере (?); деформации земной поверхности, изменение рельефа.

Вопрос же реализации события в конкретной структуре зависит от характера напряженного состояния среды.

Исследование, в частности, влияния магнитных бурь и солнечного затмения показало, что даже при отсутствии триггерного воздействия на усиление сейсмической активности, влияние солнечного затмения и магнитных бурь все же сказывается на напряженном состоянии среды, что проявляется в изменении уровня микросейсмического фона [4].

Таким образом, необходимо более тщательное исследование районов тектонических узлов (межгеосферного взаимодействия), особенно платформенных территорий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты»

ЛИТЕРАТУРА

1. Щукин Ю.К. 100 лет со дня рождения Г.П. Горшкова (24.04.1909-18.09.1984) «О сейсмотектонике территории» (кредо сейсмогеолога) // Геологические опасности. Материалы XV Всероссийской конференции. – Архангельск: ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 11-14.
2. Щукин Ю.К., Гзовский М.В. «В проблемах тектонической и сейсмической активности» К 90-летию со дня рождения // Геологические опасности. Матерериал XV Всероссийской конференции. – Архангельск: ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 23-26.
3. Тронин А.А. Космические методы исследования землетрясений. Современное состояние и перспективы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – Вып. 1. – М.: Полиграф сервис, 2004. – С. 33-38.
4. Жигалин. А.Д., Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф. Влияние полного солнечного затмения и магнитных бурь на сейсмическую активность и напряженное состояние среды // Геологические опасности: Материалы XV Всероссийской конференции. – Архангельск, ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. С. 177-180.

УДК 551.24(471.332)

О РАЗЛОМНО-НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ КОНЕЧНО-МОРЕНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

В.Г. Чувардинский

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, г. Апатиты, Россия

Общепринято, что в четвертичное время мощные ледниковые покровы надвигались на Восточно-Европейскую (Русскую) равнину со стороны Фенноскандии. Наиболее яркими и убедительными доказательствами вторжения ледников считаются «конечно-мореные» («краевые») образования, представляющие собой протяженные холмисто-грядовые пояса (холмистые валы). Они достигают в длину до десятков и даже сотен километров, при отно-

сительной высоте во многие десятки метров, а местами до 120-175 м и в плане имеют линейные, дугообразные или фестончатые формы.

Согласно многочисленным научным статьям, учебникам по общей и четвертичной геологии, справочным пособиям, «конечные морены» Русской равнины являются ледниково насыпными образованиями, они сформировались путем сгруживания разнообразного материала, принесенного покрывными ледниками.

Такой насыпной механизм их формирования принят по аналогии с горными ледниками, на поверхность которых в изобилии поступает валунно-глыбовый и другой материал за счет обрушения нависающих горных склонов.

Но неожиданно произошел кардинальный пересмотр общепринятого механизма образования «конечно-мореных» поясов наших равнин. Развернувшиеся в 1970-1990 годах геофизические, геологические и геоморфологические исследования с широким применением бурения и дистанционных (космоснимки, аэроснимки) методов, выполненные коллективами геологов в разных районах Восточно-Европейской платформы, неожиданно показали, что «конечно-мореные» пояса сложены не насыпной мореной, а дислоцированными породами кайнозоя, мезозоя и даже палеозоя. Более того, была установлена приуроченность краевых поясов к зонам разломов преимущественно субширотного простирания. Исследователи, установившие эти и ряд других важных закономерностей, тем не менее, не отказались от ледникового генезиса этих поясов. Была выдвинута новая гипотеза их формирования – гляциотектоническая. Отошла в прошлое старая, добрая теория ледниково-насыпного механизма образования краевых поясов. Теперь ледниковому покрову на границах оледенений и стадий предстояло выпахивать, отторгать, собирать в складки породы платформенного чехла, действовать наподобие бульдозера, напором. Своеобразно был разрешен и вопрос сопряженности краевых образований и зон разломов: ледник использовал эти разломы как ослабленные зоны, благоприятные для более легкого отторжения горных пород.

На совещаниях по краевым образованиям в 1985 г. и 1990 г. гляциотектонические воззрения господствовали уже практически безраздельно, так же как до этого господствовала теория ледниково-насыпного происхождения краевых поясов. Вместе с тем, и это надо признать, сторонниками новой концепции был собран огромный фактический материал по строению «конечно-мореных» образований. Ими было доказано чешуйчато-складчатое строение этих сооружений, доказана приуроченность их к сквозьчехольным разломам фундамента, активным на неотектоническом этапе [1, 2, 3, 4, 5].

Материалы по строению и закономерностям размещения краевых ледниковых («конечно-мореных») образований на Восточно-Европейской равнине имеют первостепенное значение для установления действительного их генезиса. Эти данные могут быть кратко подытожены.

1. Установлена приуроченность краевых ледниковых поясов к сквозьчехольным платформенным разломам и доказана сопряженность тех и других. Приведены доказательства неотектонической активизации разломных зон фундамента – тех из них, которые коррелируются с краевыми образованиями. Более того, установлено, что новейшие тектонодинамические процессы вызывали формирование не только «конечно-мореных» (краевых) поясов, но и обуславливали особенности их структурного строения.

2. Доказано чешуйчато- надвиговое строение грядово-холмистого рельефа «конечно-мореных» (краевых) поясов. Дислоцированные пласты (скибы, чешуи) частью имеют моноклинальное залегание, частью собраны в антиклинальные складки продольного сжатия с пологими или крутыми крыльями. Дислоцированные пласты сложены породами платформенного чехла – кайнозойскими, мезозойскими и палеозойскими.

3. В системе краевых образований выделяется две категории разрывных структур: сквозьчехольные разломы фундамента, на которые «насажены» краевые образования и вторичные разрывы зон динамического влияния осевых разломов фундамента. С осевыми и оперяющими разломами связаны отторженцевые фации краевых образований.

Итак, мы видим, что сторонники ледниковой теории собрали богатый материал по строению краевых образований, и, что самое главное, они установили непосредственную их связь с неотектоническими разломами фундамента и чехла платформы. Можно сказать, краевые гряды и другие «гляциотектонические» образования образуют единые парагенезисы с неотектоническими разломами и что движения по разломам приводят к нарушению, к дислоцированию пород чехла и скучиванию их в грядово-холмистые приразломные и надразломные комплексы.

Но сторонники ледникового учения не могут поступиться принципами и даже не пытаются объяснить явления, происходящие в платформенном чехле, с тектонических позиций.

Ледниковое воздействие на платформенный чехол Русской равнины нередко видится настолько мощным, что даже основоположники концепции об огромной напорной и выпахивающей деятельности покровных льдов нередко приходят в растерянность и не могут найти вразумительного ответа. Так А.И. Москвитин [6] пишет о «непонятности перемещения ледником целых гор», а В.Г. Хименков [7] , констатирует, что «проявление механической роли ледников в Подмосковном крае настолько грандиозны, что мы становимся перед ними в тупик».

Но может быть покровные ледники действительно могут выполнить возложенную на них грандиозную работу? Очень хорошо, что на Земле имеются мощные материковые льды и ледниковые купола, и сама природа даёт ответ на этот вопрос.

К настоящему времени усилиями гляциологов и буровиков, геологов и инженеров изучена физика и динамика ледников и произведено их разбуривание. Вот результаты этих новейших исследований.

Установлено, что покровные ледники движутся посредством вязко-пластичного течения льда и скольжения элементарных пластинок льда по внутриледниковым сколам. Скорость движения значимо меняется по разрезу ледниковой толщи. Активней всего перемещается верхняя и средняя толща льда, тогда скорость движения придонных слоев снижается почти до нуля, а самые базальные слои льда на границе с подстилающими породами, обездвижены и не участвуют в общем движении льдов. Они не могут выпахивать подстилающие горные породы, не в состоянии перемещать валуны и фактически консервируют ледниковое ложе.

Эти выводы основательно подтверждены материалами по сквозному разбуриванию покровных льдов Антарктиды и Гренландии. В Антарктиде в разных ее районах пробурено 5 скважин достигших ледникового ложа (скважины на станциях Бэрд, Восток, Кюнен, Купол С, Купол F). Соответственно, они достигли коренного ложа на глубинах 2164, 3650, 2774, 3044 метров [8].

В Гренландии покровный ледник также насквозь разбурен пятью скважинами. Из них на станции Кэмп- Сенчури коренное ложе находится на глубине 1391 м, на станции Дай-3 оно лежит на глубине 2037 м, а на станциях GRIP и GISP-2 буровой снаряд достиг ледникового ложа, соответственно, на глубинах 3029 и 3053 м. Самой глубокой сказалась скважина на станции NGRIP. Она достигла коренного ложа на глубине 3091 м [9].

Главный и неожиданный результат этого разбуривания – отсутствие по всему разрезу ледниковой толщи мореных включений. Не обнаружено мореных включений и в придонных частях этих мощнейших льдов. А ведь во всех учебниках, словарях и энциклопедиях именно все придонные части ледников изображаются в виде беспрерывной и мощной во многие сотни метров, мореносодержащей толщи ледника с огромными, до нескольких десятков метров в поперечнике, глыбами и валунами коренных пород. Но буровые данные ясно показывают, что в придонных частях покровных ледников не имеется минеральных включений видимых «невооруженным глазом», в редких случаях наблюдаются «агрегаты пылевидных частиц».

И только с помощью микроскопа во льду удается выявить те или иные минералы и органические «примеси». Что это за примеси? Для самой глубокой скважины – 3680 м, пробуренной во льдах Антарктиды (ст. Восток) дается следующее описание этих «примесей»:

вулканический пепел, частицы метеоритов микронной размерности (космическая пыль), а так же споры и пыльца растений [10].

Появление этих частиц во льду обязано эоловым процессам и космическому мониторингу, но никак не выпахивающей деятельности ледника. От такого понятия, как выпахивающая деятельность покровных ледников пора окончательно отказаться, так как теперь выясняется, что мощнейшие материковые льды не могут «выпахать» даже воду подледниковых озерных водоемов Антарктиды и Гренландии. Эти реликтовые тектонические озера возникли еще до начала формирования ледников, перекрывших их впоследствии. Наиболее крупное из подледниковых озер – озеро Восток в Центральной Антарктиде, по площади превышает Онежское озеро и гораздо глубже его.

Данные по физике и динамике ледниковых покровов и уникальные материалы, полученные при их сквозном разбуривании, позволяют (следуя библейской притче) сказать: ледниковую теорию взвесили и нашли легковесной.

Имеется немало данных, что даже горные ледники не эродируют подстилающие песчаные отложения, из-под них вытаивают доледниковые почвы, полигональные грунты, поля исландцев, не распаханные ледником. Под ледниками сохраняется даже промерзшая тундровая растительность [10, 11].

Теперь можно считать доказанным, что покровные (и даже горные) ледники не в состоянии выполнять приписываемую им работу по преобразованию ложа. Нет никаких оснований декларировать дислоцирование льдами отложений и пород платформенного чехла, возведения грандиозных «конечно-мореных» поясов и транспортировки громадных отторженцев («целых гор») на сотни километров. Имеющиеся обширные данные определенно доказывают, что формирование краевых грядово-холмистых поясов, отторженцев и дислокаций толщ пород обусловлено тектоническими движениями по активизированным разломам.

Происхождение системы разломов и генезис сопряженных с ними поясов краевых образований, следует связывать с неотектоническим развитием крупнейшего в Европе выступа кристаллического фундамента – Балтийского щита. Тектоническая активизация щита, знакопеременный тип сводовых движений, оживление авлакогенов Балтийской впадины и образование систем неотектонических разломов вызваны горизонтальным тектоническим давлением с северо-запада. На это указывает северо-западная ориентировка осей наибольшего горизонтального сжатия в земной коре Фенноскандии [12].

Второй вопрос, чем вызвано однонаправленное горизонтальное давление, должен решаться в рамках концепции позднекайнозойского раскрытия и формирования океанической впадины Ледовитого океана и новейшего спредингового расширения океанического дна Северной Атлантики. Знакопеременные восходящие и нисходящие движения Балтийского щита привели не только к активизации разломной сети щита, но и вызвали волнообразное коробление погребенного кристаллического фундамента платформы, привели к формированию системы концентрических разломов, отвечающих шарнирным линиям Саурамо. Эти разломы следует рассматривать как разломы зоны динамического влияния Балтийского щита.

Разломы, сформировавшиеся в зоне динамического влияния Балтийского щита, относятся к типу адаптивных разломов, приспособившихся к регматической сети разрывов и унаследовавших их крутое падение. Дальнейшее развитие системы дугообразных разломов происходило преимущественно в режиме горизонтального тектонического сжатия. На это, прежде всего, указывают установленные многими исследователями вертикальные (взбросовые) блоковые поднятия, субгоризонтальные перемещения крыльев разломов с надвиганием одного крыла на другое, а также чешуйчато-надвиговый тип надразломных структур чехла. О развитии разломов в режиме горизонтального тектонического сжатия свидетельствуют многочисленные данные о выведении по ним на поверхность отторженцев аллохтонных пластин пород глубоко залегающего чехла.

При этом в процессе развития коровых глубинных разломов в составе тектонической брекчии на дневную поверхность могут быть подняты блоки, глыбы и валуны кристаллических пород архей – протерозойского фундамента, что установлено в ряде структур [11, 12].

Тектонический генезис поясов краевых образований основывается на системе данных, образующих единый парагенетический ряд.

1. Сопряженность сквозьчехольных разломов фундамента и краевых грядовых комплексов, совпадение простирания разломных зон и поясов краевых образований, надразломное или приразломное положение последних.

2. Субвертикальные (взбросовые) движения по разломам, сопряженным с краевыми образованиями.

3. Чешуйчато-надвиговая (скибовая) структура краевых образований, как результат взбросо-надвигового перемещения по вторичным разрывам чешуй платформенного чехла.

Эти выводы хорошо согласуются с концепцией выдающегося французского тектониста Ж. Гогеля [13]: «Тектоника осадочного чехла в подавляющем большинстве случаев вызвана деформациями фундамента».

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайгалас А.И., Маудина М.И. Влияние неотектоники на формирование состава ледниковых отложений и краевых образований Прибалтики и Подмосковья // Краевые образования материковых оледенений. – Минск: Наука и техника, 1990. – С. 32-33.
2. Гласко М.П., Ранцман Е.Я. О морфоструктурных узлах- местах активизации современных рельефообразующих процессов // Геоморфология. – № 4. – 1992. – С. 21-27.
3. Губин В.Н. О тектоно-динамических процессах в краевой зоне позерского оледенения на территории БССР // Краевые образования материковых оледенений. – Минск: Наука и техника, 1990. – С. 42-43.
4. Левков Э.А. Гляциотектоника. – Минск: Наука и техника, 1980. – 279 с.
5. Нечипоренко Л.А. Закономерности размещения краевых ледниковых образований Белоруссии // Краевые ледниковые образования материковых оледенений. – М.: Наука, 1985. – С. 74-76.
6. Москвитин А.И. Происхождение и возраст Вишневолоцко-Новоторжского вала // Бюлл. МОИП 1938, отд. геол. – Вып. 3. – № 16. – 1938. – С. 57-66.
7. Хименков В.Г. О некоторых типах ледниковых дислокациях в Подмосковном крае // Труды Второй Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. – Л.-М., 1933. – С. 191-198.
8. Талалай П.Г. Глубокое бурение в Антарктике: новые проекты // Природа. – № 6. – 2007. – С. 35-49.
9. Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // Природа. – № 11. – 2005. – С. 32-39.
10. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. – 85 с.
11. Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. – 302 с.
12. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. – 287 с.
13. Гогель Ж. Основы тектоники. – М.: Мир, 1969. – 440 с.

УДК 550(470.22) + 551.243 + 553.04

ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА (ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Н.В. Шаров

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) как сегмент раннедокембрийской земной коры является уникальной не только для Фенноскандинавского щита, но и других щитов мира и принадлежит к активно эволюционирующим в течение периода 2,5-1,7 млрд. лет тектоническим образованиям. Она расположена на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте, имеет форму овала площадью около 40 тыс. км^2. Благодаря сравнительно слабому метаморфизму, на значительной территории сохранились многочисленные признаки ее эволюции, помогающие создавать геолого-геофизические модели развития коры и мантии в докембрии и расшифровывать минерагению Европейского субконтинента. По этой причине структура может рассматриваться в качестве своеобразного эталона для палеопротерозоя в области стратиграфии, палеонтологии, тектоники, вулканизма, петрологии и генезиса ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых [1].

Одно из первых упоминаний о геофизических работах в ОС относится к 1927 г., когда В.М. Дервиз провел детальные исследования методом эквипотенциальных линий в районе Великой губы. Было зафиксировано пять аномалий проводимости. Начало же систематических региональных геофизических исследований можно отнести к 1948 г., когда стала проводиться сплошная аэромагнитная съемка Западным геофизическим трестом (ЗГТ) с *Z*-аэромагнитометром под руководством В.В. Сусленникова и Е.А. Каспарова. Характеристика магнитного поля и ее геологическая интерпретация выполнены А.И. Кацковым и Г.А. Поротовой (1960). В 1959 г. с целью составления единой карты магнитного поля ΔT и использования ее для решения задач геологического картирования была проведена аэросъемка прибором АСГН при высоте полета от 40-70 м до 2500 м. Масштаб съемки 1:200 000. Выделены интенсивные аномалии, составлена структурно-тектоническая карта и карта блокового строения.

В 1962-1963 гг. была проведена площадная гравиметрическая съемка Карелии с задачей построения карты аномалий Δg масштаба 1:1 000 000 с сечением 5 мГл под руководством В.Д. Миронова, а в 1964-1965 гг. выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 в редукции Буге с сечением 2 мГл.

В Заонежье проведена детализация объектов высокой намагниченности, зон тектонических нарушений, выявленных ранее аэромагнитными съемками. Территория Заонежского полуострова в 1974 г. была изучена также Г.М. Левиным и др. методами аэроэлектроразведки, вращающегося магнитного поля (ВМП) и бесконечно длинного кабеля (БДК) с целью изучения геологического строения участков при геолого-съемочных и поисковых работах масштаба 1:50 000 и выделения среди них перспективных на рудное сырье (аппаратура АМФ).

С 1954 г. на территории ОС проводятся поиски урановых месторождений («Невскгеология», ВСЕГЕИ): аэрогамма – аэромагнитная съемка крупных масштабов (1:25 000 для Заонежского п-ва, 1:10 000 – для основных зон складчато-разрывных дислокаций), сопровождаемые наземными геофизическими исследованиями и бурением скважин. В 1979 г. на всей территории Заонежского п-ва и прилегающих районов была выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:50 000 под руководством А.П. Шипоты. В 1978-1982 гг. на большей части ОС проведена комплексная аэросъемка масштаба 1:25 000 (партией № 6 НПГО): АГС-съемка, аэромагнитная съемка и электроразведка в модификации МДК, метод сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) под руководством А.В. Останина.

Важным этапом геофизических исследований являются поисковые и разведочные работы на высокоуглеродистые породы (1985 г., 1988 г.). На отдельных участках проводились магниторазведочные работы, а также съемка методом естественного электрического поля масштаба 1:25 000 и более крупных масштабов (1:5 000 и 1:2 000). Опытные исследования образований кондопожской и заонежской свит комплексом геофизических методов проведены М.И. Голодом, С.Я. Соколовым и М.М. Филипповым в 70-80-е годы Институтом геологии КНЦ РАН.

Сведения о глубинном строении региона получены на основании анализа распределения потенциальных полей: гравиметрического и магнитного. В качестве исходных данных использовалась карта наблюденного поля Δg под редакцией А.Н. Коневой и аэромагнитные наблюдения 1:200 000. Использовались также материалы более крупных съемок (1:500 000 – 1:25 000), проведенных на отдельных площадях в 1962-1966 гг. (В.К. Вальков и В.В. Суслеников). В потенциально рудных районах поставлены детальные наземные магниторазведочные работы масштаба 1:10 000. Методика анализа геолого-геофизической информации включала: статистический анализ физических свойств и обобщение петрофизических данных; выбор оптимальных трансформаций полей; прогнозирование глубин залегания границ раздела земной коры; построение геоплотностных и геомагнитных моделей. На качественном этапе интерпретации проводилось районирование территории по размерам интенсивности и морфологии потенциальных полей. Количественная интерпретация основывалась на методе корреляционно-регрессивного анализа. В 1978-1979 гг. Институтом геофизики НАН Украины изучены естественные поля геомагнитных вариаций при помощи магнитотеллурических и магнитовариационных исследований.

На территории ОС в разные годы проведены профильные сейсморазведочные исследования МОВ, МОГТ-ГСЗ, МОВЗ. В 1975 г. Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом исследования МОВ отработаны под руководством Л.К. Кокориной по профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив. Выполнено непрерывное и дискретно-непрерывное профилирование из семи пунктов взрывов. Результаты сейсмических работ МОВЗ на территории Заонежского полуострова и Онежско-Ладожского перешейка ГГП «Нескгеология» в 1981-1987 гг. и наблюдений ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999-2001 гг. по автомагистрали Санкт-Петербург – Мурманск методом ОГТ – ГСЗ вдоль геотраверса 1-ЕВ от г. Кемь до г. Лодейное поле.

ФГУНПП «ПМГРЭ» под руководством А.А. Макарьева в 1996-2002 гг. проводила геолого-геофизические работы на акватории и прибрежной зоны Онежского озера для создания комплекта карт и оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых. В связи с ограничением финансирования, работы по объекту «Онежский-озерный» закрыты в 2002 г. информационным отчетом.

В постсоветский период на территории ОС геологические исследования существенно сократились и даже прекратились в некоторых производственных организациях. Наиболее заметным событием последних лет явилось бурение НПЦ «Недра» в 2007-2009 гг. Онежской параметрической скважины (ОПС). Она впервые вскрыла непрерывный разрез ОС от архейского фундамента до калевийского надгоризонта палеопротерозоя включительно. Результаты бурения подтвердили существовавшие представления о последовательности, границах и составе главных стратонов палеопротерозоя региона. Вместе с тем получены новые, неизвестные ранее данные, в частности, впервые для докембрия встречена мощная толща соляных отложений. Очень важным результатом явилось и то, что впервые для этого разреза были проведены геофизические исследования скважины широким комплексом методов. Получены физические параметры пород в условиях естественного залегания, необходимые для однозначной интерпретации сейсмических данных и построения моделей глубинного строения района.

В коллективной монографии [1] предпринята попытка систематизации результатов многолетних исследований в Онежском рудном районе, дополненных новейшими данными. Работа позволила выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав,

структуру и скоростной разрез, увязать геофизические поля с особенностями вещественного состава глубоких горизонтов коры, недоступных для наблюдений в других районах и вскрытых только в разрезе ОПС.

Онежская параметрическая скважина пройдена в западной части Онежской структуры с целью получения параметрической геолого-геофизической информации о геологической среде и разработки современных моделей глубинного строения.

В результате выполненных работ:

- впервые для западной части Онежской структуры получен полный разрез заонежской свиты и соответственно охарактеризована граница людиковия и ятулия;
- установлены контрастные различия вулканитов заонежской и суйсарской свит по петрохимическим параметрам, что позволяет их уверенно идентифицировать в разрезах региона;
- впервые вскрыт фундамент Онежской структуры во внутренней ее зоне на значительном удалении от края в интервале глубин 2944-3500 м. Установлено, что граниты фундамента прошли несколько этапов становления и преобразования.
- анализ данных о глубинном строении района (профиль 1-ЕВ и др.) свидетельствует, что район заложения Онежской структуры приурочен к области раннедокембрийской деструкции континентальной коры.

Вскрытие скважиной соленосной толщи палеопротерозойского возраста является уникальным событием мирового масштаба, которое требует дальнейшего изучения и осмысления, как с позиций ее генезиса, так и площадного распространения.

Исследователей давно привлекала возможность выполнить многократные геолого-геофизические наблюдения непосредственно во внутренних точках среды и улучшить результаты за счет изменения соотношения сигнал/помеха, а также оценить глубинное влияние крупных природных и технических процессов. Эти задачи предполагается решить в глубинной геолаборатории на базе ОПС силами Научно-образовательного геолого-геофизического центра, основанного Институтом геологии Карельского научного центра РАН и Петрозаводским государственным университетом для проведения научных исследований и подготовки специалистов геолого-геофизического профиля.

Цели и задачи геолаборатории:

- организация и проведение мониторинга вариаций геополей (сейсмического, геотермического, гравитационного, электромагнитного, радиационного);
- изучение пространственно-временных вариаций физических полей для прогноза опасных геодинамических процессов и явлений;
- отработка технологий оборонного назначения;
- разработка и апробация новых аппаратурно-методических средств скважинных, наземных и сопряженных режимных геофизических наблюдений;
- обучение студентов и аспирантов практическим приемам ГИС-технологий;
- демонстрация специалистам и экскурсантам современных достижений геологической науки в целом и результатов изучения глубинного строения древней земной коры Карельского кратона в частности.

Для обеспечения эффективного функционирования новой геолаборатории предусматривается оборудование устья скважины с учетом опыта, накопленного в геолабораториях, созданных после завершения бурения глубоких и сверхглубоких скважин в России (Кольская СГ-3, Воротиловская ГС, Камчатская скважина Г-1), Германии (КТВ), Финляндии (Outokumpu). Проведение работ на Онежской скважине предполагается осуществлять в сотрудничестве с организациями и специалистами, имеющими опыт создания подобных геолабораторий, а также располагающими соответствующим техническим и научным потенциалом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – 431 с.

УДК 551.24+550.34+551.24.03

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Сейсмичность в общем понимании отражает пространственно-временную распространенность землетрясений и характеризуется двумя превалирующими главными показателями: силой землетрясений и их частотой. Показатели взаимосвязаны законом Гутенберга-Рихтера и математически описываются графиком повторяемости землетрясений. Он в совокупности с другими параметрами сейсмичности характеризует сейсмический процесс в сейсмических зонах.

Хорошо известно, что сейсмические зоны (СЗ) локализуются в наиболее интенсивно кинематически подвижных частях тектонически активных территорий, а сейсмические события – в зонах разломов. Вместе с тем форма и границы отображения СЗ на картах зависят от их масштабов и от заданных минимальных значений энергий учитываемых землетрясений. Это вызвано необходимостью избежать перегрузки карт, однако лишает нас возможности последующего сравнительного анализа СЗ, так как при не строго принятых условиях проведения их границ даже слабо активные в сейсмическом отношении территории могут быть показаны с достаточно плотной нагрузкой эпицентрами слабых землетрясений и затруднять сравнительный анализ СЗ, как это следует, например, из работы [1]. Другим недостатком выделения СЗ является отсутствие структурно-тектонических условий и/или признаков, определяющих положение СЗ в тектонически активной области литосферы.

Изложенное является достаточным основанием необходимости формализации понятия СЗ, подкрепляя его цифровой и структурной характеристикой [2]. Формализация определения СЗ расширяет возможности в едином ключе сопоставлять и обобщать данные по сейсмическим территориям мира, устанавливать некоторые общие закономерности сейсмического процесса как отдельных СЗ, так и их совокупностей – сейсмических поясов, а также изучать закономерности структурной организации СЗ и пространственно-временной последовательности возникновения в них сейсмических событий. В интегрированном виде результаты подобных, формализованных в доступной степени, исследований позволяют перейти к построению тектонофизических моделей СЗ как таксономических целостных активных в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) геолого-структурных формирований, землетрясения в которых – суть отражения закономерных эпизодов современного развития деструктивных зон литосферы [3, 4].

Богатый опыт изучения землетрясений свидетельствует об их неоспоримой связи с разломами хрупкой части литосферы. Превалирующее большинство моделей очагов землетрясений базируются на развитии трещины и фактически очаг землетрясения – это подвижка по трещине или ее рост и удлинение, реже для слабых событий – зарождение разрыва. Сильные землетрясения, как правило, связаны с подвижками по уже существующим разломам. Как бы то ни было, структурным каркасом локализации сейсмических событий в хрупкой части литосферы являются разноранговые разломы в периоды своей выборочной, селективной, активизации из ансамбля распространенных на территории разломов или, реже, вновь

образованных. Таким образом, структурным остовом тектонофизической модели СЗ является ансамбль активных разломов, а её математическое выражение в интегрированном виде должно описываться законом Гутенберга-Рихтера. Отсюда может быть предложено формализованное определение СЗ.

Сейсмическая зона (СЗ) – ограниченная территория в тектонически активной области литосферы, в пределах которой за заданный интервал времени (как правило, пятьдесят лет) количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) не ниже определенной статистически значимой величины. Внешний контур СЗ должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности ощутимых землетрясений с $M \geq 3$ не менее 3-х событий на заданную площадь. Выбор границы проведения контура оговаривается в каждом конкретном случае и в дальнейшем формализует систематизацию СЗ [2]. Они должны корреспондировать с одной или несколькими определенными тектоническими структурами, контролирующими селективную локализацию очагов землетрясений в границах СЗ. Предложенное определение акцентирует внимание на структурных факторах локализации сейсмических событий и исключает из анализа возможности сопоставления и обобщения материалов по группам сейсмических локализаций, входящих в различные иерархические ассоциации разломов.

На основе формализованного определения составлена карта СЗ преимущественно в границах сейсмических поясов Земли [2, 5] (рис. 1).

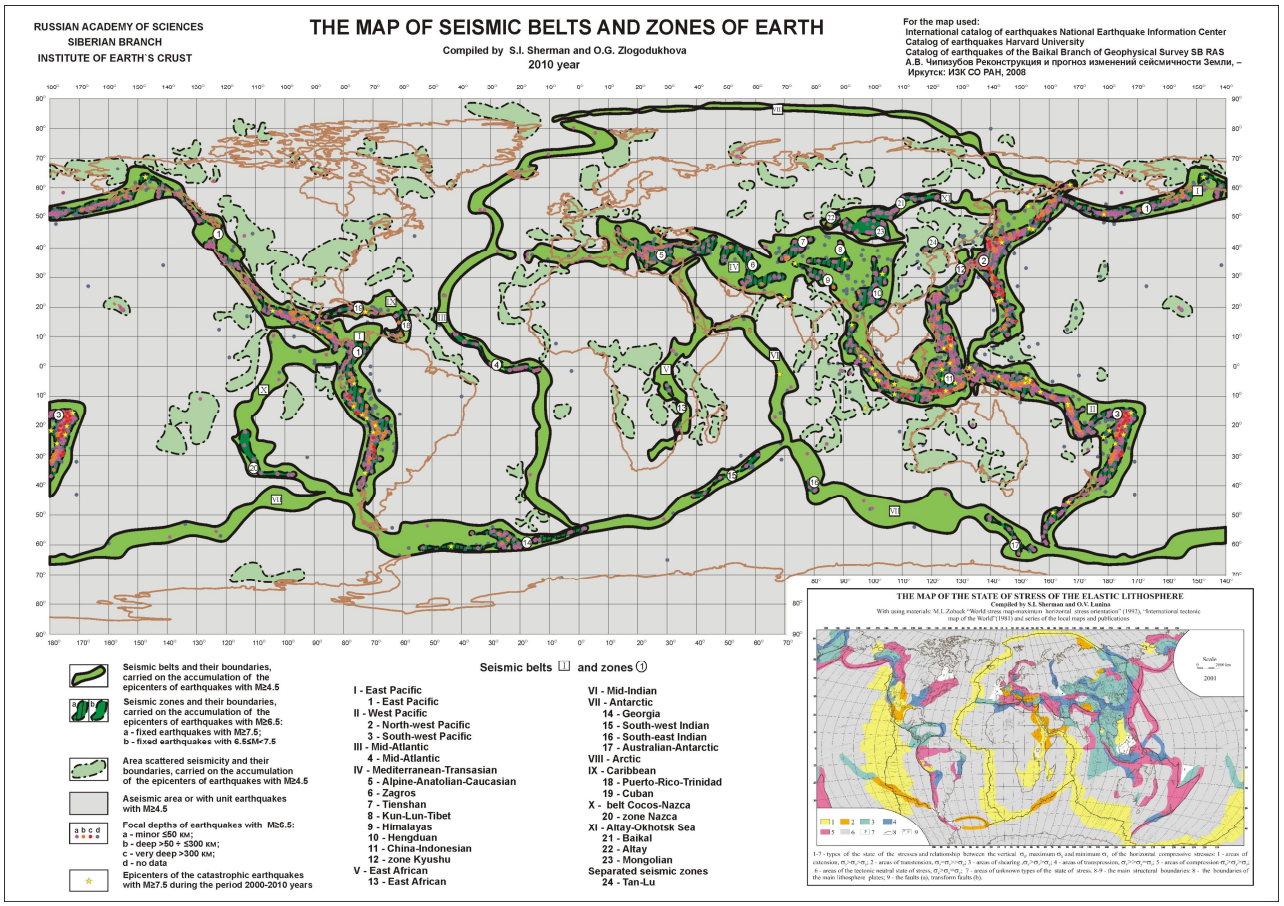


Рис. 1. Карта СЗ преимущественно в границах сейсмических поясов Земли

Рекомендуемое новое определение позволяет рассматривать СЗ как целостную геодинамическую структуру, активно функционирующую в интервалах реального времени (годы, десятилетия, первые столетия). Отсюда следует разрабатываемая автором геодинамическая концепция сейсмического процесса. В соответствии с ней сейсмический процесс – это комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов СЗ в интервалах реального времени. Пространственно-временные закономерности локализации сейсмических событий в короткопериодные активизации разломов определяются деформа-

ционными волнами как триггерными механизмами возбуждения ослабленной среды в конкретных активных разломах, а также другими более частными причинами [6]. Селективной активизацией затрагивается определённая группа разломов в тектонически активной области, объединяемая в зону современной деструкции литосферы [7]. Она представляет собой геолого-структурный остов СЗ. В соответствии с такими представлениями построена авторская концепция континентальной СЗ и ее тектонофизическая модель, разработка которой расширяет и совершенствует возможности среднесрочного прогноза землетрясений.

Модель СЗ в соответствии с изложенным должна обосновывать и/или учитывать:

1. Разноранговый ансамбль разломов СЗ, их селективную в пространстве и времени активизацию и взаимосвязь с активизирующимися разломами сейсмических событий определенных энергетических классов за заданный интервал времени.

2. Механизмы, источники и закономерности пространственно-временно́й селективной активизации разломов.

3. Временны́е закономерности и факторы локализации сейсмических событий в конкретных одно- или многократно активизирующихся разломах.

4. Отдельные отклонения от временны́х и пространственных закономерностей в локализации сейсмических событий в активизирующихся разломах.

5. Возможности среднесрочного прогноза сейсмических событий (место и время) в СЗ. Модель должна обосновывать закономерную последовательную схему реализации очагов землетрясений в конкретной СЗ за заданный интервал времени.

6. Закон Гутенберга-Рихтера о связи энергии землетрясений и их количества и отражать его в зональной структуре СЗ.

СЗ может рассматриваться как самостоятельная сложно построенная структурная область литосферы. Ее образуют линейно вытянутая зона современной деструкции литосферы (концентратор наиболее сильных землетрясений) и окружающие зону разноранговые разломы, многие из которых одно- или многократно в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) селективно вовлекались в кратковременный процесс активизации. В вертикальном разрезе литосферы сейсмическая зона представляет собой древовидное формирование, ствол и ветви которого – суть разноранговые разрывы, потенциально контролирующие сейсмические события при своей активизации. Короткопериодная активизация разрывов в реальном времени и пространственно-временная локализация очагов землетрясений в их зонах возбуждаются деформационными волнами, которые рассматриваются как триггерные механизмы нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, находящейся в постоянном воздействии регионального поля напряжений. На основе такой принципиальной модели приводится расчёт среднесрочного прогноза землетрясений на примере Байкальской и некоторых других СЗ.

Детально анализируется тектонофизическая модель Байкальской СЗ с эпицентрами очагов землетрясений $M \geq 4{,}4$ за 1950-2008 гг. На её базе проведено тестирование пространственно-временной закономерности локализации очагов землетрясений и дан среднесрочный прогноз их вероятных последующих локализаций [8].

Предлагаемая геодинамическая концепция сейсмического процесса в СЗ литосферы и их принципиальные тектонофизические модели генетически связывают сейсмический процесс, тектоническую разломно-блоковую зону современной деструкции верхней части литосферы, где он происходит, и короткопериодные триггерные механизмы (деформационные волны), нарушающие метастабильное состояние зоны и определяющее её сейсмический режим.

Исследования поддержаны Госконтрактами: 02.740.11.0446 и 14.740.11.0411; Интеграционным проектом СО РАН № 61; Программами Президиума РАН 16.8 и ОНЗ РАН 7.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В.А. Зоны землетрясений. – М.: Мысль, 2000. – 461 с.

2. Sherman S.I., Zlogodukhova O.G. Seismic Belts and Zones of the Earth: Formalization of Notions, Positions in the Lithosphere, and Structural Control // Geodynamics & Tectonophysics. – Vol. 2. – № 1. – 2011. – P. 1-34.
3. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. – М.: РАН, МТК, 1996. – С. 157-158.
4. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. – Т. 18. – № 2. – 1999. – С. 41-53.
5. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. – Т. 378. – № 5. – 2001. – С. 672-674.
6. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. – № 11. – 2009. – С. 8-21.
7. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M, Lysak S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics. – Vol. 380. – № 3-4. – 2004. – P. 261-272.
8. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Новые данные о закономерностях проявления землетрясений в Байкальской сейсмической зоне и их прогноз // Докл. РАН. – Т. 435. – № 5. – 2010. – С. 686-691.

УДК 550.831+550.2

АСЕЙСМИЧНЫЕ ЗОНЫ – ГЕНЕРАТОРЫ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

В.А. Шляховский

ООО «Сармат», г. Елабуга, Татарстан

Продолжительное время прогноз землетрясений связывается с зонами повышенной сейсмичности. При этом, само землетрясение связывается с разрывом, который формируется в результате накопившихся напряжений в литосфере. Практически все сейсмологические станции и располагаются в очаговых зонах, где и происходят эти мгновенные разрядки напряжений. В то же время, нет ясности в вопросе, что именно формирует напряжения, т.е., что является генератором напряжений. В лучшем случае, делаются предположения о движениях блоков, плит и т.п., но тогда совершенно не понятно, почему существует очаг, т.е. разрыв происходит практически в точке.

Наши работы по изучению изменений плотности в пределах крупных субвертикальных разломов литосферы (их правильнее было бы называть неоднородностями), привели к выводам о том, что в их пределах имеются активные зоны, и они характеризуются следующими параметрами:

1) размеры неоднородностей в поперечнике явно не линейные (к примеру, В.Б. Соллогуб, определял литосферные разломы протяженностью в тысячи километров, а критериями их выделения являлось наличие таких аномальных зон, как сейсмофокальные области, зоны высоких аномалий потенциальных полей, т.е. области, имеющие замкнутые размеры, а не линейные [1]);
2) глубины развития таких неоднородностей отмечаются в пределах 200 км для континентальной литосферы и до 870 – для океанической (плотностное моделирование в пределах континентальной литосферы, к примеру, сейсмофокальной области Вранча, показало, что имеющиеся аномальное сокращение мощности земной коры до 25-35 км компенсируется дефицитом плотности в пределах разломной зоны, не превышающей глубины 200 км, тогда как в пределах океанической коры Марианской впадины, большие сокращение мощности коры компенсируется дефицитом плотности в источниках глубиной до 870 км [2]);

3) избыточные плотности в пределах таких зон изменяются от отрицательных значений до положительных (моделируемые плотностные источники разделились на активные – в пределах которых существуют области с дефицитом плотности и неактивные, где плотности положительные в результате завершения тектонической активности).

Исходя из вышеизложенного, учитывая геометрические и физические параметры описываемых источников, мы пришли к выводу, что логичнее было бы говорить о существовании энергетических зон Земли (ЭЗЗ), которые следует рассматривать как плотностные неоднородности с зонами дефицита плотности, характеризующиеся пониженными скоростями распространения упругих волн, высоким тепловым потоком, радиоактивностью. Такие зоны, можно рассматривать и как зоны растяжений. В силу вышеописанных свойств – они асейсмичны. В их пределах мы прогнозируем именно генерацию напряжений. Соответственно, процесс генерации здесь происходит существенно дольше, что позволит, в отличие от зон сейсмичности (где разрядки напряжений мгновенны), более надежно выделить геофизические предвестники землетрясений.

К примеру, в Средней Азии Ю. Зуевым было показано достаточно яркое проявление повышения теплового потока в скважине перед Ташкентским землетрясением [3]. Попытка перенести эту закономерность, проводя наблюдения в других скважинах и регионах, потерпела неудачу, поскольку первые измерения проводились непосредственно в энергетической зоне, а другие вне их. Аналогичные результаты мы получили при проведении мониторинговых гравиметрических работ на полигонах различных территорий.

Методика выявления энергетических зон заключается в том, чтобы используя имеющиеся геофизические данные, рассчитать гравитационные эффекты границ кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича и исключить их из наблюденного гравитационного поля. Затем рассчитать положение ЭЗЗ и изменение плотности с глубиной в их пределах. В установленных зонах необходимо провести мониторинговые наблюдения радона и электромагнитного поля [4].

Нельзя не отметить и ту опасность, которая проявляется не столь заметно. Имеется в виду техногенная деятельность, которая посредством влияния на геологическую среду несет не меньшую угрозу.

В этой связи уместно задать вопрос для чего производятся углеводороды. В ЭЗЗ происходит перенос энергии и ее выброс на поверхность Земли или в близлежащие слои, что неизбежно вызывало бы катастрофические изменения и рельефа Земли, и других ее характеристик, однако, этого не наблюдается. Остаточные напряжения от перетока и выброса энергии накапливаются в стороне от ЭЗЗ и реализуются в виде землетрясений и других тектонических явлений, но эта лишь малая часть энергии. Вероятнее всего, углеводороды (естественно и вода) выполняют функцию демпфера, заполняют определенные интервалы пород и гасят возникающие напряжения в среде. Таким образом, образование углеводородов нельзя рассматривать как некий побочный продукт от энергетической деятельности Земли. Это необходимый компонент, одномоментно производящийся с изменением энергии.

Косвенные доказательства такого представления можно получить, обратив внимание на следующие факты. Интенсивная добыча углеводородов началась с 60-х годов прошлого столетия. Для всех разрабатываемых залежей, в целом и для всей территории осадочного бассейна, где они разрабатываются, характерно появление или существенное увеличение числа землетрясений. Причем это не может быть связано с изменением напряженности и физических свойств пород, составляющих залежь, поскольку очаги землетрясений находятся глубже. Такое явление можно трактовать как «неуспевание» выработки углеводородов в результате добычи нефти и газа. Через какое-то время, внутренний «генератор» по производству углеводородов приспосабливается и при достаточном воспроизводстве углеводородов поток землетрясений убывает. В случае изменения темпов разработки, ситуация повторяется.

Естественно, что при воспроизводстве углеводородов будет выделяться и больше энергии (сейчас нас интересует тепло), сопровождающееся большим количеством летучих компонентов, в т.ч. и радиоактивных. Нетрудно полагать, что будет происходить – измене-

ние климата (потепление). Кроме того, выброс тепла происходит локально, в ЭЗЗ, что приводит к возрастанию перепада температур в окружающих Землю воздушной и водной оболочках, соответственно, и появлению существенно большего числа ураганов, тайфунов и т.п. Газовые выбросы негативно влияют и на появление озоновых дыр, и проявляются в более мелких масштабах, образуя водородные воронки взрыва, изменяя привычный рельеф [Ларин, 2008]. С начала 60-х годов наблюдается увеличение площади так называемых «мертвых» зон (отсутствие жизненных форм) в акваториях на порядок за каждое десятилетие. Добавим сюда же увеличение выброса радона, не забыв, что этот газ является источником раковых заболеваний человека в 60 случаях из ста.

Таким образом, актуально планомерное и целенаправленное изучение энергетических зон и с позиции прогноза землетрясений, и с учетом экологических проблем и, безусловно, поиске месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и альпийский складчатый пояс // Отв. ред. А.В.Чекунов. – Киев: Наукова думка, 1994. – 333 С.
2. Шляховский В.А. Гравитационная модель сейсмофокальных областей // Георесурсы. – № 4(21). – 2006. – С. 28-31.
3. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1982. – 248 с.
4. Шляховский В.А., Финчук В.В., Забулонов Ю.Л., Секачев Л.Н. Способ определения вертикальных зон напряженного деформированного состояния среды: Пат. № 2313112 (Россия).
5. Ларин В.Н., Ларин Н.В. Водородная дегазация на Русской платформе // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 267-269 с.

УДК 550.839

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

В.А. Шляховский

ООО «Сармат», г. Елабуга, Татарстан

В настоящее время сложно рассчитывать на проведение долговременных и комплексных работ по изучению изменения геофизических полей в очаговых зонах. Отработку методик и комплекса геофизических методов приходится выполнять, используя аналоги очаговых зон. К таковым можно отнести нефтяную залежь. Такой подход возможен и вследствие того, что сегодня имеется не один метод техногенного воздействия с поверхности Земли.

Несколько лет подряд мы проводили геофизический мониторинг при использовании технологии сейсмоволнового воздействия на нефтяную залежь [1]. Методика технологии заключается в том, что до воздействия, в течение не менее четырех месяцев, территория месторождения всесторонне изучается геофизическими методами (сейсмологический, электрометрический, гравиметрический, повторное нивелирование). Далее, проводятся тестовые воздействия сейсмовибраторами (не более 20 т). После чего определяются зоны высоких напряжений, которые затем «разряжаются» по определенной схеме в результате работы сейсмовибраторов (в течение 8 час ежедневно). Через полтора-два месяца достигается эффект повышения нефтеотдачи до 25 %, сохраняющийся до полугода, после чего процесс возобновляется. При этом проводятся непрерывные сейсмологические наблюдения, ежедневные электрометрические. До и после воздействия проводятся повторные гравиметрическая и топосъемки на установленных реперах. Выделим некоторые оригинальные результаты применения вышеуказанных методов (кроме сейсмологического).

Во-первых, когда анализ повторных топосъемок был проведен не по позиции изменения высот, а координат точек наблюдения, оказалось, что в первый год положение реперов (демонстрируется векторами), менялось хаотично и по величинам, и по направлениям. По мере разрядки имеющихся зон напряжений, вектора по величине смещения уравнялись, а направление стало общим. Еще через год, изменения стали нулевыми [2]. Это указывает на то, что применение данной технологии позволило избавиться от «лишних» напряжений, возникающих вследствие разработки месторождения (добыча, заводнение, различные обработки и т.п.).

Во-вторых, изменения гравитационных аномалий Буге до и после воздействия характеризовались величинами до 0,1-0,2 мГал в абсолютных значениях, изменениями высот – от 0,04 до 0,08 м. Такие колебания высот в течение одного или нескольких месяцев более характерны для молодых горных массивов. Полученные гравитационные аномалии не могут быть вызваны:

- наблюдаемыми изменениями рельефа (их вклад в гравитационный эффект не более 0.002 мГал;
- откачкой жидкости при разработке месторождения (при многолетних повторных измерениях эффекты не достигают величин более, чем 0,025 м Галл/год [3]);
- изменением уровня грунтовых вод (при подъеме на 1 м достигают величины 0,004 мГал, имея сезонный характер);
- увеличением объема залежи за счет образования области растяжения, вследствие чего возможно увеличение порового пространства, числа трещин и т.п. (такое изменение должно затронуть не менее 25 м, что в действительности не наблюдается).

Для истолкования природы возможных источников был привлечен т.н. метод Торге, заключающийся в анализе дифференциального соотношения изменений силы тяжести и высоты в точках наблюдений (dg/dh). В своей работе [4] он определил средние величины таких соотношений, лежащие в пределах 1-10 мкм $\cdot c^{-2}$/м (абсолютные значения). На исследуемых месторождениях наблюдались аномалии, по крайней мере, сопоставимые с максимальными значениями, которые характерны для молодых рифтовых долин.

Необходимо осознание того, что казалось бы небольшие энергии воздействия на залежь, на самом деле сопоставимы с колоссальными энергиями. Это происходит вследствие того, что в среде существуют свои собственные поля напряжений. Следовательно, без их изучения и учета любое, даже «минимальное» техногенное воздействие, может привести к катастрофическим последствиям.

И, **третий** аспект, связанный с применением метода точечного электромагнитного зондирования (ТЭМЗ) [5]. Некоторые результаты метода были опубликованы [6], напомним только следующее: определенные параметры метода ТЭМЗ синхронно растут с увеличением напряжений в среде, что позволяло ежедневно отслеживать эти изменения в выбранных точках месторождения. Была поставлена задача, используя это качество электромагнитного поля, отследить на какое расстояние распространяются изменения физических полей, вызванные в пределах месторождения.

В различные дни, после начала работы сейсмовибратора и достижения требуемой величины параметров ТЭМЗ (обычно, в течение часа) начинались измерения с точки месторождения по профилю через 20 км до 100 км в одном из направлений сторон света.

На рис. 1 показано изменение параметров ТЭМЗ начиная с 8 марта и до 12. Интенсивность составляющих была 28 и 44, 12 марта такая интенсивность от фоновых значений была набрана за 19 минут после начала работы сейсмовибраторов. На отметке 30 км от ГЗУ такая интенсивность была отмечена через 1 час 35 минут, что соответствует скорости продвижения роста интенсивности не выше 19 км в час. Как видно из рисунка на отметке 60 км такая интенсивность не была отмечена через 2 часа 31 минуту. Если бы скорость 19 км/час сохранилась, то такую интенсивность в этой точке мы могли бы зафиксировать не раньше чем через 3 часа 9 минут. А на отметке 80 км через 3 часа была зафиксирована исходная интенсивность. Можно предположить, что за последние полчаса скорость увеличилась как минимум

до 27 км/час. Аналогичные наблюдения были проведены и в других направлениях. Значения скорости движения интенсивности параметров ТЭМЗ были в таких же пределах. Это продемонстрировало то, что мы смогли зафиксировать распространение «волны напряженности» во всех направлениях по нарастающей скорости от 6 км/час до 27. Наибольшее расстояние, где проводились измерения, достигли 100 км от месторождения.

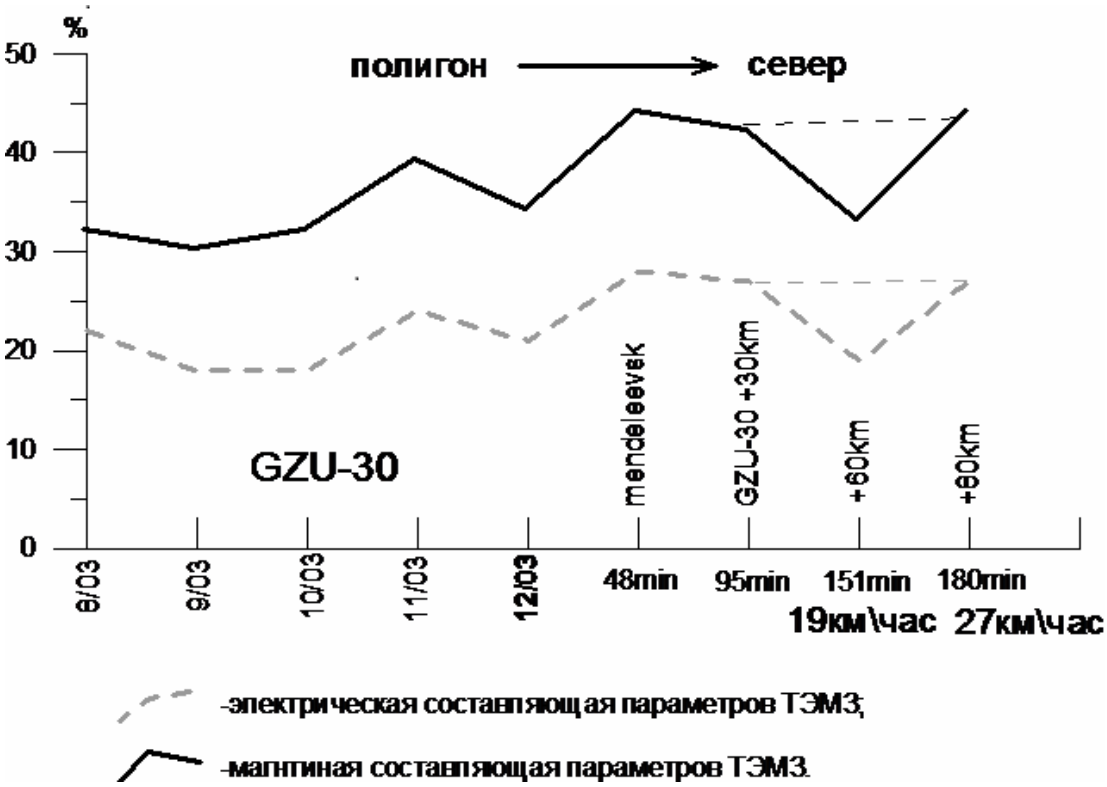


Рис. 1. Ход изменения интенсивности параметров ТЭМЗ

Таким образом, сложился комплекс методов, способных распознать изменения геофизических полей и по интенсивности, и в пространстве. Такой комплекс следует предложить для изучения энергетических зон Земли (с последующим изучением соответствующих очаговых зон), о которых ведется речь еще в одной статье этого сборника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Керимов И.Г., Керимов С.Г. Евразийский патент № 001474 от 2000.03.04
2. Ikram Kerimov, Seymur Kerimov.: Induced alterations to the energy state within oil and gas fields: a new technology for enhanced hydrocarbon production.In: Proc // Indonesian petroleum association, thirty-second annual convention & exhibition, may, 2008. – 2008.
3. Jachens, R.C.: Temporal gravity changes as applied of crustal deformation. In: Proc. Jf Conf.VII Stress and Strain Vtarsur. Related to Earthquake Prediction, U.S. geol.Servey Open-file report P. 79-370. – 1978.
4. Вольфганг Торге. Гравиметрия. – М.: Мир, 1999. – 429 с.
5. Финчук В.В., Скопиченко И.М., Новиков А.В. Метод точечного электромагнитного зондирования. Теория и способы обработки // Екологія і природокорисування: сб. науч. трудов. – Вып. 6. – Дніпропетровськ, 2003. – С. 173-178.
6. Финчук В.В., Шляховский В.А. Некоторые особенности применения метода точечного электромагнитного зондирования // Нефть. Газ. Новации. – № 2. – 2010. – С. 70-75.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

Ю.К. Щукин

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Введение

Современный период ознаменован динамическим развитием региональных геолого-геофизических работ в нашей стране и за рубежом, существованием альтернативных геодинамических концепций, фактом усиленного внимания к использованию геофизической информации о крупномасштабных неоднородностях земной коры и верхней мантии, о процессах на глубинах в первые десятки – сотни километров, с которыми в разной степени связаны очаги сильных и разрушительных землетрясений.

В настоящее время остаются нерешенными или не полностью решенными важные задачи в области сейсмотектоники и сейсмической опасности.

Сейсмологические задачи массового надежного определения глубин очагов землетрясений; массового определения размеров очагов и параметров процесса их вспарывания; адекватного им описания ансамблей землетрясений.

Геологические задачи различия полностью залеченных, проницаемых подвижных и сейсмоактивных разломов; оценки свойств глубинных частей разломов по свойствам наблюдаемых приповерхностных частей; оценки и картирования кинематики подвижек по зонам разломов.

Комплексные (сейсмотектонические) задачи создания и картирования регионального поля напряжений; нахождения оптимального метода перехода от исходных данных к зонам возникновения очагов землетрясений; оценки приуроченности больших и малых очагов к разломам (блокам, другим неоднородностям); оценки раздельного вклада крипа и сейсмогенерирующих подвижек в суммарные амплитуды; связи состояния и внутренних свойств разломов, блоков, других неоднородностей с параметрами генерируемых ими землетрясений; выявление областей преимущественного приповерхностного сейсмотектогенеза.

Загадки и парадоксы сейсмичности, условия возникновения очагов сильнейших (с магнитудой 7 и выше) в областях, считавшихся ранее асейсмичными, поставили перед естествоиспытателями новую проблему сейсмотектоники и сейсмичности областей со слабой и умеренной тектонической активностью.

Анализ современных геодинамических процессов, чувствительным индикатором которых служит сейсмичность, в условиях слабоконтрастных проявлений этих процессов требует новых и более тонких решений, нежели те, которые рождались и отрабатывались в условиях активных горных регионов высокой сейсмической опасности.

Наши предложения следует рассматривать на данном этапе как постановку задач и методов изучения глубинных условий происхождения землетрясений. Впереди развитие исследований глубинных сейсмических процессов в очаговых зонах сильнейших землетрясений; прогноза сейсмотектонических явлений в пределах платформенных регионов; детального изучения сейсмотектоники районов строительства ответственных сооружений (типа АЭС), протяженных линейных объектов (типа Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, наземных и подводных газопроводов и нефтепроводов, энергетических межконтинентальных коммуникаций и др.).

Сегодня важнейшей задачей является обеспечение достоверной глубинной сейсмотектонической основы долговременного прогнозирования сейсмической опасности при сейсмическом районировании разной детальности, прежде всего, при общем сейсмическом районировании (ОСР), детальном сейсмическом районировании (ДСР), а также при сейсмическом микрорайонировании. Практические аспекты проблем очевидны и требуют незамедлительных действий.

Особенности современных тектонических проявлений таковы, что они, по сравнению с подобными проявлениями геологического прошлого, могут быть изучены полнее и точнее на всей планете и во всем объеме литосферы. Это позволяет создать модель современного тектонического развития литосферы, которая должна служить теоретической основой сейсмотектонических работ. Уже выявлены многие черты такой модели: структурно-динамическая расслоенность литосферы, существенная деформируемость не только глубинных, но и верхнекоровых литопластин в активных областях, полигенность, разноранговость и разноглубинность современных структур, одной из причин развития которых, прямой или опосредованной, являются латеральные перемещения горных масс при большем или меньшем участии других факторов. Задачами дальнейших исследований по-прежнему являются систематизация и анализ данных о разнообразных проявлениях современной тектонической активности, выявление связи между разными проявлениями, их геодинамическая интерпретация с использованием адекватных моделей геологической среды.

В теории и практике сейсмотектонических исследований одним из важных элементов должен стать учет физико-механических и реологических параметров среды возникновения землетрясений, выяснение влияния её прочностных свойств на сейсмичность. При этом под термином «среда возникновения очагов землетрясений» понимается не просто определенная деформируемая горная порода, а совокупность геологических тел с их различными структурно-вещественными характеристиками и деформационными свойствами. Строение и состав среды устанавливаются на основе геолого-геофизических данных. Очаг возникает вследствие деформации современными тектоническими напряжениями именно такой гетерогенной среды. Понятие среды нельзя сводить только к учету числа «переработок» земной коры в процессе истории геологического развития, наличию только каких-то разломов (разлом разлому рознь), только «блоков», «узлов», «доменов» или геофизических аномалий. Среда – комплекс разных по своим деформационным свойствам тел, находящихся в разных структурных взаимоотношениях и поэтому по-разному реагирующих на современные тектонические напряжения. В разных средах формируется разный сейсмический режим даже при одинаковых параметрах современной тектоники.

Важнейшей методической задачей является поиск путей перехода от качественных характеристик (анизотропное, изотропное состояние среды, степень консолидации горных пород, характер дискретности, делимости и т.д.) к количественным оценкам структурно-вещественных параметров среды возникновения землетрясений.

Совершенствование теории и практики сейсмотектонических исследований эпицентральных областей известных сильных землетрясений (в том числе, палеоземлетрясений), результатов экспериментов по разрушению горных пород в условиях, приближенных к природным, и всего набора геофизических и сейсмологических параметров очаговых зон сильных землетрясений. Необходимо сконцентрировать усилия на создании общепринятой физической модели очагов сильного землетрясения, неотектонических и сейсмотектонических основ прогнозирования места и силы землетрясений в связи с конкретными сейсмогенными структурами. Должны быть выявлены и определены наиболее информативные геолого-геофизические (сейсмотектонические) критерии сейсмичности в регионах с разными геодинамическими режимами.

Необходимо провести изучение строения зон тектонически активных разломов на разных глубинных уровнях (обнаженных денудацией и вскрытых горными выработками) для познания процессов хрупкого и вязкого разрушения, а также залечивания тектонических нарушений при вариациях PT-условий, что позволит более определенно и обоснованно проводить выделение зон возможного возникновения землетрясений. Применение методов прямого геологического изучения зон многократно активизированных разломов позволит более оперативно создавать новые рабочие сейсмотектонические модели очагов землетрясений, максимально приближенные к природным геологическим условиям.

Региональные особенности строения земной коры и верхней мантии как основа для долговременной оценки сейсмической опасности

Для успешного решения проблемы прогноза землетрясений недостаточно изучать закономерности изменения различных параметров сейсмичности и геологических проявлений на дневной поверхности. Необходимо изучать строение среды, т.е. земной коры и верхней мантии, где происходят сложные физические и химические процессы, приводящие к накоплению сейсмической энергии и возникновению землетрясений. Определение реальной модели среды требует выполнения значительного объема региональных и детальных геофизических работ, в которых одно из важных мест занимает изучение сейсмических параметров среды и их изменение в пределах очаговых зон землетрясений. Это зависит от успехов геофизической науки в реализации двух основных аспектов:

1. Изучение региональных закономерностей глубинной структуры и современной геодинамики крупных регионов.

2. Изучение структуры и состояния среды в пределах очаговых зон крупных землетрясений, т.е. в «горячих точках» среды – коры и мантии.

Региональные геолого-геофизические исследования последних 20 лет дали исключительно ценные научные результаты и позволили сформулировать ряд важных постулатов:

Предложения о модели среды, которые были положены в основу интерпретации геофизических данных, слишком упрощены по сравнению со сложной реальной средой.

Установлена сильная вертикальная и латеральная неоднородность строения земной коры и верхней мантии.

Выяснены неоднозначные взаимоотношения глубинных структур и приповерхностных геологических образований; весьма часты несоответствия геофизических (особенно скоростных) параметров и геологических объектов, расположенных на разных глубинных срезах.

В земной коре и в верхней мантии, наряду с геологическими (структурно-вещественными) границами отчетливо выражены границы, отражающие, скорее всего, геодинамические состояния среды (динамические границы).

Получены надежные данные о скоростных неоднородностях среды и вариациях в пространстве и во времени (мерцающие, исчезающие неоднородности); такие вариации характерны как для крупномасштабных, так и для локальных неоднородностей коры и верхней мантии.

Такая система взаимодействия структурных (кинематических) и динамических неоднородностей экспериментально прослежена до глубин в первые сотни километров, допускаются тесные связи приповерхностных образований и явлений с процессами на глубинах более 1000 км.

Пришлось пересмотреть некоторые положения сейсмогенеза. В частности, генетические связи очагов землетрясений с вмещающей их средой, её разломными ограничениями. Среда оказалась существенно сложнее их априорным аналогам. Превалирует тенденция усложнять модели строения земной коры и верхней мантии.

В соответствии с этой тенденцией среда представляется: сильно расслоенной; дискретной (кусковато-комковатой); штриховой (дислокационной), с наличием разнонаклоненных границ; сильно гетерогенной, насыщенной всевозможными неоднородностями.

Большинством исследователей доказывается невозможность коррелировать границы или слои в коре на сколько-нибудь значительные расстояния. Этим современные представления о среде отличаются от моделей двух или трехслойной консолидированной коры. Столь же сложны взаимоотношения свойств коры и сейсмичности.

Расслоеннность коры. Обращается внимание на структурно-вещественную (первичную) и динамическую (вторичную, наложенную) природу расслоенности среды в областях с различной геодинамической активностью. Важная роль в расслоённых средах коры и мантии отводится волноводам, т.е. зонам с относительным понижением скорости, высокоскоростным включениям, а также сравнительно протяженным и заметным по мощности слоям. Сейчас констатируется повсеместная расслоенность среды, однако, тип и «напряженность» её меняется по латерали и в вертикальном разрезе коры.

Сейсмичность (очаги сильных землетрясений или слабых по энергии толчков) связаны, как правило, с волноводами или высокоскоростными включениями, слоями; с границами сред с разными физико-механическими свойствами среды (скоростными, плотностными, дислокационными и т.п.); с границами сред с разными термодинамическими условиями, характерными для интенсивно расслоенных сред. Важная роль при формировании очагов может принадлежать субгоризонтальным подвижкам по границам сред с разными физическими свойствами. Особая роль принадлежит флюидонасыщенным слоям, выраженным в геофизическом поле электрических сопротивлений или проводимости, относительно пониженной скорости упругих волн.

Дискретность среды. Изучение параметров сейсмического режима поставило перед сейсмологами вопрос о необходимости новой модели среды, поскольку в рамках прежних представлений не может быть объяснён стационарный сейсмический режим землетрясений. Дискретность строения геофизической среды подчиняется иерархическому закону. Подобие в проявлении дискретности при изменении линейных масштабов позволяет сближать между собой разноранговые, на первый взгляд, процессы и искать новые критерии моделирования. Новая блоково-иерархическая модель среды – это система, состоящая из блоков породы различных размеров, подчиняющихся иерархической последовательности. Система эта открыта, так же как и составляющие её элементы, для энергообмена с окружающей средой. Открытая система отдельностей горной породы квазистационарна – в ней всё время протекают процессы перераспределения и трансформации энергии массы, поступающих извне. При этом изменяются свойства системы – она перестраивается. Так, отдельности, составляющие среду, изменяют свою конфигурацию, переупаковываются, образуя новые агрегаты блоков, ограниченные вновь образующимися прослойками. В них, в свою очередь, возникают процессы, отличающиеся и масштабом и природой. Иными словами, свойства среды всё время изменяются около некоторого среднего, фонового состояния, определяемого средним уровнем энергомассообмена с внешним миром (Садовский, 1989).

Известны геофизические аналогии и доказательства такой модели. Это – индивидуализация геофизических параметров и их совокупностей, описывающих зоны проявления землетрясений; изменяющиеся физические свойства сейсмогенных сред; энергетический отклик среды на динамическое взаимодействие неоднородностей среды; изменение внутренней конструкции среды после сильных землетрясений (процессы дислокационного разупрочнения) и проявления сейсмических событий в новой среде и иными, изменившимися, свойствами; гнездообразное распределение сейсмичности в ограниченных объёмах.

Штриховатость среды. Наиболее четко это свойство проявляется при интерпретации сейсмических данных модификации метода отраженных волн. В тектонически разнородных зонах фиксируются (непротяженные) субгоризонтальные или пологопадающие отражающие площадки, при преобладающей роли в среде то прозрачных зон с полным отсутствием непрерывных отражающих границ, то насыщенных последними. По-существу, это геофизические объекты и аномалии неясной геологической природы. Это также магматические и метаморфические тела, зоны пологих разломов и небольших дислокаций, поверхности структурных и литологических несогласий, динамических неоднородностей, в разной степени проявляющихся в поле отраженных волн.

В таком случае трудно говорить о трех – или четырёхслойной среде. Разные блоки «штриховатой» среды организованны по-разному. Наряду с отчетливой расслоенностью, столь же выражены неоднородности, разобщенные либо ансамблями пологих отражателей (рефлекторов), либо прозрачными или полупрозрачными зонами. Подчеркивается также «агрегативность» среды, сложенной трехмерными отдельностями структурно-вещественной природы, раздельными контактами и дизъюнктивами. Последние в сейсмическом волновом поле наиболее выразительны. Эта избирательность и другие причины создают определенную смещенность оценок распространенности дизъюнктивов (дислокаций) среды при изучении её сейсмометрией.

Сейсмичность «штриховых» сред ещё требует своего изучения. Пока же внимание акцентировано на пологие и субгоризонтальные контакты, часть которых отождествляется с волноводами. С последними, в свою очередь, весьма часто связывают сейсмичность верхней части земной коры (например, в Байкальской рифовой зоне).

Свойства дискретной среды, как открытой системы, обменивающейся с окружающей средой веществом, а также энергией и импульсом, изменяются во времени.

Вариации волнового поля во времени, анизотропию скорости упругих волн, микросейсмичность можно объяснить изменением геодинамики среды, её напряженного состояния. Таким образом, появляется возможность представления среды как динамически неустойчивой и изменяющейся в пространстве и во времени. Такие вариации характерны как для крупномасштабных, так и для локальных неоднородностей коры и мантии. Землетрясения при этом служат весьма чувствительным индикатором изменчивости структурных и термодинамических условий, являются важнейшим критерием современной тектонической активности.

Земная кора сейсмоопасных зон в пределах орогенов характеризуется общим утолщением до 50-60 км, нередко охватывающим и предгорные прогибы. Утолщение коры происходит под горами за счет увеличения мощности промежуточного или верхнего скоростного этажа, что приводит к некоторому уменьшению средней скорости. Для такой среды характерны меньшие скорости упругих волн, чем на платформах (менее 6,0 км/с), в верхнем скоростном этаже центральной части геосинклинали, выполненной мощным осадочно-метаморфическим слоем. Скорость сейсмических волн на границе Мохоровичича несколько понижена (по сравнению с платформами) до 8,0 км/с. Существенно ухудшается прослеживаемость, т.е. устойчивость всех сейсмических границ, увеличивается число крутопадающих площадок, повышается степень неоднородности сейсмических, равно как и других, геофизических, полей.

Кора насыщена высокоскоростными «внедрениями» (включениями) отдельных геологических тел у кровли фундамента, со скоростью 7,7-7,8 км/с. Слои с повышенной сейсмической скоростью в низах коры связываются обычно с развитием базит-экологитового комплекса и отражают аномальные процессы перехода в зоне кора-мантия.

Характерной особенностью строения верхней мантии сейсмических районов является наличие достаточно мощных (одного – двух) слоёв с понижением скорости сейсмических волн. Этим и непосредственно прилегающим к ним по глубине участкам разреза нередко соответствует увеличение числа очагов землетрясений и сейсмической энергии. Общий уровень скорости упругих волн в верхней мантии до глубины 150-200 км для сейсмоактивных регионов характеризуется в среднем более низкими значениями по сравнению с платформенными областями. Землетрясения в верхней мантии происходят большей частью в области контакта высоко – низкоскоростных блоков литосферы. Исследования недавних лет показали более сложные и неоднозначные соотношения скоростных параметров среды и уровня высвобождаемой энергии. Они индивидуальны (специфичны) для регионов с разными геодинамическими режимами.

Важным следует считать структурный контроль, осуществляемый крупномасштабными неоднородностями литосферы за очагами глубоких мантийных землетрясений (например, район Вранча в Восточных Карпатах, Гиндукуш и др.).

Завершая описания особенностей регионального строения литосферы и сейсмичности, необходимо сделать следующие выводы:

Сейсмогенными движениями, хотя и в разной степени и с разной интенсивностью, охвачены все структурные элементы литосферы Земли, в том числе и относительно спокойные в тектоническом отношении платформенные области.

Орогены и примыкающие к ним платформы составляют единую геодинамическую систему, контролирующую пространственно-временные закономерности медленных колебательных и быстрых сейсмических движений этих участков литосферы.

Система геодинамического взаимодействия крупных неоднородностей литосферы прослеживается в пределах орогенных зон до глубины 100-200 км и более. Пространственно-временные взаимоотношения блоков литосферы с разными геодинамическими режимами обеспечиваются глубинными неоднородностями и протяженными линейными зонами ослабленной прочности. Последние оказывают влияние на энергетические спектры колебаний верхней части разреза земной коры и дневной поверхности.

В разных участках орогенического пояса и прилежащих территорий современными сейсмогенными движениями захвачены различные глубинные этажи литосферы (от первых десятков до сотен километров). Это свидетельствует о различном масштабе и интенсивности современных геодинамических процессов, а также зональности в расположении блоков (неоднородностей) литосферы с разной мощностью и глубиной сейсмогенных этажей. Контакты и границы между активными объемами контролируются системой скрытых глубинных сейсмогенных структур продольного и поперечного к приповерхностным геологическим образованиям направлений.

Есть основания полагать, что существуют субгоризонтальные сейсмогенные структуры и активные сейсмогенные движения блоков литосферы в горизонтальном направлении (тектонические срывы в средней части земной коры, у её подошвы, возможно, на больших глубинах).

Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений

Априорные знания об очаге землетрясения могут существенным образом повлиять на процедуру и результаты наблюдательных сетей, отслеживающих аномальные явления, предваряющие или сопутствующие землетрясению.

Следует знать известные предположения о модели очага землетрясения и процессах, происходящих в разрушенной среде. Естественно, что предлагаемая ниже подборка сведений об очаге дает отчетливое представление о неоднозначности наших суждений. Последнее свидетельствует, в свою очередь, о многомерности пространства и свойств очаговых зон, описать которые одним каким-либо параметром невозможно, да и было бы неверным.

Качественная характеристика очага и процессов в очаге

Что такое очаг?	Что происходит в очаге?
Коровое землетрясение представляет собой акт разрушения Земли трещиной. Очаг тектонического землетрясения можно определить как динамически движущийся разрыв непрерывного материала Земли. Причины разрушения надо искать в изучении процесса трещинообразования твердых материалов вообще, и горных пород в частности. (Мячкин, Костров, 1975, 1978).	Процесс подготовки землетрясения находит своё отражение в изменении различных физических характеристик среды. Под воздействием поля напряжений, согласно теории лавинообразного трещинообразования, происходит структурная перестройка среды, хаотическое трещинообразование сменяется упорядоченным процессом роста трещин, кластеризацией и выстраиванием их в направлении, совпадающим с будущим магистральным разрывом. (Мячкин, Костров, Соболев, Шамина, 1975).
Очаг землетрясения понимается как минимальная односвязная достаточно изометрическая область, внутри которой заключены все первичные деформации, происшедшие при данном землетрясении (Шебалин, 1974).	
Очаг – это оживший участок трещины, геологического разлома (Друмя, Шебалин, 1985).	
Для землетрясений континентальных регионов в качестве осредненной модели распространяющегося разрыва в очаге землетрясения может быть принята глубинная сдвиговая трещина с трением между берегами, в изучении которой преобладают волны сжатия, т.е. в смещении сто-	

Что такое очаг?	Что происходит в очаге?
рон разрыва кроме сдвиговой компоненты существенную роль играет отрывная. Для землетрясений зоны Беньофа моделью распространяющегося разрыва в очаге может служить приповерхностная трещина с трением существенно меньшим, в эффективном излучении которой преобладают волны растяжения (Кондорская, Шамина, Федорова, Ханутина, 1984).	
	Согласно качественным физическим моделям, процесс разрушения протекает следующим образом: сначала появляются отдельные микротрещины, далее с ростом нагрузки либо времени выдержки под постоянной нагрузкой плотность трещин (число их в единице объема) увеличивается, они начинают сливаться и, наконец, при «критической плотности трещин» образуется магистральный разрыв, т.е. тело разрушается. Аналогия этих физических представлений с теорией перколяции (протекания), «критической плотности трещин» – с порогом перколяции, магистрального разрыва – с бесконечным кластером совершенно очевидна (Челидзе, 1984).
	Независимо от типа сейсмического явления каждое единичное событие есть акт макроразрушения среды, рассматриваемой в качестве сплошной. В то же время, очевидно, что единичное землетрясение не изменяет существенно свойства окружающей среды. Об этом свидетельствует повторяемость землетрясений в одном и том же месте через небольшой, по геологическим масштабам, промежуток времени (Соболев, 1984).
В качестве модели излучателя в очаге землетрясения избрана линейная цепочка последовательно включающихся точечных сейсмических источников, в которых максимальная энергия излучателя приходится на интервал времени, когда количество «включенных» точечных источников максимальны. Сейсмограмма в этом случае имеет вид нарастающих амплитуд смещений во времени от первого вступления до максимальной амплитуды (Горбунова, Кучай, Доцев, 1989).	Рост разрывов осуществляется из областей с более высоким уровнем плотности энергии в зоны с пониженными значениями упругой энергии в земной коре. Изучающая область очага может превышать размеры разрывов, вышедших на дневную поверхность, приблизительно на порядок (Горбунова, Кучай, Доцев, 1989).
Источником землетрясения является процесс самопроизвольного нарушения сплошности среды в упругодеформированном объеме земной коры и верхней мантии, сопровождающийся излучением сейсмических волн (Запольский, Логинова, 1989).	
	Быстрое распространение разрыва в земной коре сопровождается излучением упругих волн, вызывающих землетрясения. Многие из них происходят по готовым разломам, где внезапное разрушение участков, препятствующих главному смещению, может происходить по динамическому механизму, наблюдаемому при обрушении склона (Осокина, 1989).
Геологическую среду и ее современное физи-	

Что такое очаг?	Что происходит в очаге?
ческое состояние следует рассматривать как геодинамическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени. Землетрясения при этом служат весьма чувствительным индикатором изменения структурных и термодинамических условий, являются важнейшим критерием современной тектонической активности. Очаговую зону землетрясения, в связи с этим, можно рассматривать как структуру разобщения и разупрочнения блоков земной коры и верхней мантии, способствующую восстановлению динамического равновесия, нарушенного вследствие интенсивных современных глубинных процессов. Такое представление очаговых зон позволяет подойти к возможности сопоставления сейсмических и геологических объектов (Щукин, 1979).	
	В изученных до сих пор очагах предваряющие толчки всегда были связаны с разрушением сред, наиболее прочных для данного очагового объема в данный момент времени. Появление новых разрывов может менять характеристики прочности в соответствующем объеме среды при неизменности типов горных пород. В каждой из зон по мере развития афтершокового процесса происходит постепенное уменьшение прочности среды. В большом объеме в целом наблюдается то же явление. Прочностные свойства среды, разрушаемые в процессе развития крупномасштабной дислокации – очагового разрыва, изменяются в десятки и даже сотни раз. Предельно высокие значения прочности, близкие к теоретическим значениям для соответствующих горных пород, имеют место, как правило, на первой стадии нарушения сплошности. Это можно объяснить явлением упрочнения среды на этапе накопления энергии упругих деформаций (Запольский, Логинова, 1989).
Очагом следует называть не только сам разрыв, остаточные деформации и афтершоковую область, но и объем прилегающих блоков, упругая потенциальная энергия которых и обуславливает величину землетрясения. Размеры блоков, участвующих в подготовке и осуществления землетрясений, значительно крупнее сейсмического очага даже в этом его толковании (Уломов, 1988).	
Очаг землетрясения – это не точка, не одномерная линия и не двумерная плоскость или поверхность, а трехмерный материальный объем масс коры или мантии – массив горных пород, блок, складка, группа складок, какая-то реальная трехмерная структура (Горшков, 1983, 1986).	В блоке накапливается потенциальная энергия эндогенного происхождения, она деформирует, смещает этот блок, происходит подъем масс, как в горсте, или опускание, как в грабене, или горизонтальное смещение, как в дугах, или при сдвигах, наклон, усиление, усложнение складчатости, изменение упругих свойств (нередко, как следствие, и разрыв), и в момент остановки этого процесса, почти мгновенной деформации выделяется

Что такое очаг?	Что происходит в очаге?
	энергия в форме кинетической энергии упругих волн, что приводит не только к упругим деформациям в среде, но и к остаточным. Энергию излучает каждая частица деформированного блока (Горшков, 1983, 1986).
Сейсмичность – процесс, развивающийся в трехмерном пространстве и имеющий трехмерную элементарную ячейку – очаг землетрясения (Кузнецова, Шумилина, Ошер, 1989).	
Блочно-иерархическая модель, представляющая сложную многокомпонентную систему отдельностей, находящихся в динамическом равновесии, при поступлении в нее энергии извне самоорганизуется, перестраивается, некоторые отдельности теряют устойчивость, сбрасывая накопленную энергию в виде упругих волн с частотой, определяемой их размерами. Процесс этот продолжается циклически, причем в процессе сброса упругой энергии слабые землетрясения будут более частыми, а наиболее сильные соответственно наиболее редкими. Согласно представлениям блочно-иерархической модели, землетрясения можно считать результатом упругой энергии при потере устойчивости отдельных блоков, составляющих земную кору. Любая точка таких блоков способна оказаться местом начала трещины и центром переупаковки или какого-либо другого процесса, ведущего к изучению упругих волн (Садовский, 1989).	
Представление о землетрясении как единичном акте разрушения упругой среды трудно увязать с наблюдающейся сейсмичностью отдельных регионов, в которых эпицентры землетрясений располагаются близко друг от друга. Если принять, что источником колебаний земной коры, т.е. змлетрясения, является образование в её толще локального разрыва («трещины»), то повторное землетрясение в том же месте уже не происходит в условиях сплошной среды (Садовский, Писаренко, Болхвитинов, 1987).	Различие между сейсмически активными и асейсмичными зонами литосферы определяется в основном различиями скорости поступления тектонической энергии и скорости её диссипации на различных уровнях иерархического ряда отдельностей. Энергия упругих волн землетрясений пропорциональна объему очаговой зоны. Это означает, что удельная плотность сбрасываемой при землетрясении энергии на единицу объема очаговой зоны не зависит от силы землетрясения, следовательно, разница в энергии сильных и слабых землетрясений происходит не за счет различия объема очаговых зон, накапливающих упругую энергию. Деформирование геофизической среды сопровождается появлением пространственных структурных образований (блоков консолидации), состоящих из элементов среды, принадлежащих к одному и тому же уровню иерархии. Образование структур, их деформирование и потеря устойчивости, в результате которой возникает новая структура блоков, объясняет каким образом непрерывное деформирование среды приводит к более или менее периодическим скачкам напряженного состояния, т.е. к тому, что принято называть сейсмическим режимом (Садовский, Писаренко, Болхвитинов, 1987).

Что такое очаг?	Что происходит в очаге?
Под очагом землетрясения будем понимать разрыв или систему разрывов, возникших в земной коре во время землетрясения. Известное (с 20-х годов нашего столетия) квадрантное распределение по поверхности Земли знаков первых вступлений сейсмических волн, а также прямые замеры перемещений по берегам сейсмогенных разрывов оставляют мало сомнений в том, что очагами землетрясений являются разрывы сдвигового типа, когда нормальная составляющая взаимного перемещения берегов пренебрежительно мала по сравнению со сдвиговой составляющей (Соболев, 1993).	Землетрясения возникают как форма релаксации накопленной в Земле упругой энергии. При землетрясении энергия снимается в некотором окружающем разрыв объеме пород. Границы этого объема, строго говоря, не определимы, и практически в значительной степени зависят от строения и напряженно-деформированного состояния земной коры. Соответственно этот объем не классифицируется как очаг (Соболев, 1993).
Под очагом понимается разрыв сплошности материала Земли (локальная неустойчивость) под действием напряжений (сдвига), накопленных в процессе тектонической деформации (Костров, 1975; Kostrov, Shamita Das, 1988). Очаг землетрясения есть трещина в материале Земли.	Трещина возникает в результате напряжений (сдвига), накопленных при тектонической деформации, и ведет к полному или частичному снятию напряжений на поверхности трещины. Трещина возникает в небольшой области и затем распространяется со скоростью, не превышающей скорости продольных упругих волн. Очагу землетрясения отвечает трещина сдвига, т.е. скачок нормальных перемещений пренебрежительно мал. Окружающий материал остается линейно упругим (Kostrov, Shamita Das, 1988).

Качественное сопоставление очагов землетрясений с характером блокового строения показало, что очаги всегда располагаются на участках сложного глубинного строения (как правило, в граничных зонах); наибольшее их количество сосредоточено на границе низко- и высокоскоростных блоков (неоднородностей) земной коры и верхней мантии. Можно выделить три типа расположения очагов:

1. Очаги сосредоточены в блоках, как бы «зажатых» между более крупными структурами (например, межгорные впадины Кавказа и Средней Азии) и на склонах крупных положительных структур (Кавказ, Крым, Копет-Даг, Тянь-Шань); платформенные и приподнятые блоки (массивы, щиты).

2. Положение очагов в коре очень разнообразно. В некоторых блоках очаги располагаются внутри всей коры диффузно, в некоторых сосредоточены в верхней части коры, в других возникают вблизи определенных зон. Заметная приуроченность очагов к границам раздела или слоям земной коры обнаруживается не всегда. Иногда можно видеть, что очаги как бы оконтуривают определенные скоростные неоднородности.

3. Отличительная особенность глубинного строения пассивных блоков – слабая скоростная дифференциация разреза, т.е. отсутствие резких (с большим перепадом скоростей) границ раздела.

Что же отличает среду крупных землетрясений? Из рассмотрения обширного материала с большой определенностью выделяется связь очага с зонами контактов крупных блоков и, прежде всего, с зонами резких градиентных характеристик поля скоростей. Очаги отстоят от контакта и смещены внутрь блока коры или мантии (например, район Вранча в Восточных Карпатах).

Нередко они сопровождаются разрывом среды (смещение поверхности фундамента и других границ) единого скоростного блока; этот разрыв всегда активен, в то время как контактная зона может быть и пассивной.

Из сказанного следует, что очаг крупного землетрясения располагается в определенном блоке и близ контакта крупных скоростных неоднородностей, т.е. существует в определенной динамической системе (скоростные и структурные неоднородности среды плюс зона

контакта крупных блоков). Это означает, что в проблеме прогноза землетрясений поиск участков, предрасположенных к крупным землетрясениям, следует связывать, прежде всего, с поиском системы, а не какой-то одной из её составляющих. Чаще всего наблюдательные сети располагают в области активного глубинного разлома. Однако ожидать возникновения землетрясения можно в окрестностях зоны того глубинного разлома (контакта), который разделяет контрастные скоростные неоднородности; именно такие зоны аккумулируют сильные напряжения, но не всегда эти разломы являются одновременно проводниками этих напряжений.

Любой процесс подготовки землетрясения предполагает развитие его во время и наличие связи с этим различных состояний среды на пути развития этого процесса.

В настоящее время многие сейсмоопасные регионы изучены достаточно детально, выявлены примерные контуры блоков земной коры и особенности их внутреннего строения. Трудности заключаются в том, чтобы выявить, в какой стадии подготовки к землетрясению находится среда. Перераспределение напряжений в среде происходит непрерывно, и сейчас уже невозможно восстановить первоначальную эталонную среду, которая в результате каких-то преобразований «породила» то или иное землетрясение. Например, из анализа особенностей строения земной коры очаговых зон крупных землетрясений Кавказа, следует, что часть очагов располагается в средах с наличием волноводов в земной коре, а часть – в среде, где скорость упругих волн с глубиной изменяется без инверсии.

Принципиальные модели строения очаговых зон можно разделить на три группы: 1 – землетрясения были очень давно (более 100 лет); 2 – давно (50-80 лет); 3 – недавно (не более 40-50 лет).

Если модели сред расположить во временной зависимости по отношению к самому событию землетрясения, то можно четко проследить, как усложняется после свершения землетрясения среда; появляются волноводы (вероятно, как зоны разрушения среды), в то время как через 40-50 лет среда фактически залечивается, т.е. среда очаговой зоны накопила уже достаточный потенциал энергии для следующего землетрясения.

Анализ примеров строения очаговых зон крупных землетрясений позволяет сделать ряд выводов:

1. В земной коре, вероятно, в период подготовки землетрясения, под воздействием увеличения напряженного состояния будут сглаживаться скоростные контрасты на неоднородностях среды. Именно такая среда характерна для очаговых зон, альпийских складчатых зон (например, Кавказа), изученных в период подготовки землетрясений.

2. Особенность строения земной коры очаговых зон недавних (менее 40-50 лет) землетрясений заключается в наличии здесь волноводов. Видимо, это не является случайным. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне существенно изменяется, поэтому исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях, а также новообразований, например, волноводов, можно объяснить стремлением среды к новым условиям. Следует, однако, отметить, что ответственность за перестройку конструкции среды в очаговых зонах несут землетрясения лишь высоких рангов энергий (М более 6).

3. Обращает на себя внимание тот факт, что очаговые зоны в плане располагаются на участках активных глубинных контактов, разломов, но, как правило, внутри единого «скоростного» блока. Контакт крупных скоростных блоков, по-видимому, оказывается достаточно прочным, а разрыв среды происходит внутри массива по трещинам. Сейчас трудно более определенно сказать о взаимосвязи скоростных и структурных неоднородностей среды в очаговых зонах крупных землетрясений, так как столь тонкие особенности среды изучены пока ещё с недостаточной точностью. Однако, совершенно очевидно, что такая связь образует определенную динамическую систему очаговой зоны, которая не может существовать без какой-то отдельной её составляющей; главным стержнем этой системы является зона контакта блоков с разными скоростными свойствами. Должна ли она быть местом , где возникает очаг землетрясения?

4. Наличие «долгоживущей» скоростной неоднородности земной коры подтверждается повторяемостью крупных землетрясений в одном и том же блоке.

Ниже показаны некоторые «портреты» очаговых землетрясений, подтверждающих многообразие их проявления в структурных и динамических особенностях среды.

Очаг – геологический разлом, обнаженный на поверхности. Это, так сказать, классический пример связи очага с разломом и его оперениями – излучателями сейсмической энергии, приводящими к сильным разрушениям при относительно небольшой магнитуде.

Очаг – группа скрытых разломов в растущих антиклиналях. Сделан важный вывод о том, что скрытые разломы вспарываются медленно. Хотя не все связанные со складками землетрясения происходят медленно, почти все «медленные» землетрясения связаны с образованием складок. Утверждается, что складки, – по крайней мере, частично создаются «рывками» в результате следующих друг за другом на протяжении сотен тысяч или миллионов лет землетрясений, а не медленным, постоянным деформированием.

Очаг – разрыв в модели перколяции. Согласно качественным физическим моделям, процесс разрушения протекает следующим образом: вначале появляются отдельные изолированные микротрещины, далее с ростом нагрузки, либо времени выдержки под постоянной нагрузкой плотность трещин увеличивается, они начинают сливаться и, наконец, при «критической плотности трещин» образуется магистральный разрыв, т.е. тело разрушается.

Очаг – разлом в зоне аномального напряженного состояния. Разное напряженное состояние геологической среды создает «благоприятные» условия для формирования очага. Так, предполагается, что в условиях региональной аномалии движений земной коры и квазистационарного поля напряжений «субгоризонтальное сжатие» в пределах уже существующей неоднородности (зона разуплотнения по гравиметрическим данным) пород среды с пониженными и неустойчивыми механическими характеристиками начинается процесс интенсивного разупрочнения пород с проявлением горизонтальных трещин отрыва.

Очаг – блок – интрузивный массив. В скрытом виде здесь присутствуют характеристики вещественного состава пород, их реологических свойств, определяющих тип деформации и тип землетрясения.

Очаг – блок – аномалия упругих свойств (скоростная аномалия). Эта версия о соотношении очага со скоростными аномалиями самая важная. В показателях скорости упругих волн отражены, как правило, неоднородности структуры, вещества и состояния среды.

Очаг – блок – современное быстрое поднятие. Остаточные горизонтальные и вертикальные смещения плохо согласуются с сетью разломов в фундаменте и описывают в своих контурах блок, соизмеримый с размером очага землетрясения.

Многообразие особенностей строения очаговых зон не снимает главных трудностей прогнозирования местоположения очага землетрясения в реальном времени. Здесь нужны новые идеи, подходы, технологии, техника.

Заключение

Вопросы связи очагов землетрясений с особенностями строения, состава, напряженно-деформированного состояния и другими характеристиками среды, как видим, разработаны еще недостаточно полно, хотя проблема оценки сейсмической опасности требует незамедлительных теоретических и экспериментальных исследований на эту тему на базе новых данных и представлений. Однако уже сейчас очевидными являются следующие положения.

Геологическую среду и ее современное физическое состояние следует рассматривать как динамическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени.

Очаговую зону землетрясения в связи с этим можно рассматривать как структуру разобщения и разупрочнения блоков земной коры и верхней мантии, способствующую восстановлению динамического равновесия, нарушенного вследствие интенсивных современных глубинных процессов.

Такое представление очаговых зон позволяет по-новому подойти к их исследованию и использовать возможности трехмерного представления и сопоставления сейсмических и геологических объектов.

Из сказанного следует, что очаг землетрясения в каждом конкретном случае проявляется в конкретных геофизических параметрах своими характерными особенностями. По типу этого проявления можно попытаться найти то общее, что контролирует процесс сейсмичности. Первоочередной задачей в связи с этим является исследование особенностей глубинного строения и состояния среды и необходимость сформулировать те признаки, которые могут быть использованы как диагностические на современную тектоническую и сейсмическую активность.

Особенности пространственного положения очаговых зон землетрясений подчиняются общим закономерностям внутреннего строения земной коры и верхней мантии и, по-видимому, неодинаковы для разных регионов в связи с различиями их глубинного строения, истории развития и современного тектонического режима. Из этого следует, что нет стандартной геолого-геофизической характеристики сейсмогенных зон, а известные качественные признаки сейсмической опасности сами по себе не обеспечивают однозначного решения задачи пространственного предсказания места будущих землетрясений. При этом вообще не доказано, что существуют какие-то единоообразные, общие для всех случаев, критерии сейсмичности.

Очевидно, что процесс сейсмичности обязан сочетанию большого числа обуславливающих его факторов и определяется как спецификой регионального строения и общим развитием глубинных процессов, так и локальными особенностями строения и развития среды.

Возникла настоятельная необходимость классификации очагов землетрясений по типам глубинных сейсмогенных сред, выраженных в индивидуальном сочетании (комбинации) геолого-геофизических параметров среды, как структурных, так и динамических.

Необходимость выявления и картирования в пределах сейсмогенных зон очагов землетрясений определенного в геофизическом отношении типа (следовательно, и типа сред) представляется нам задачей важного практического значения.

С нашей точки зрения, оценка вероятности возникновения очагов землетрясений индивидуальных типов и их совокупностей является наиболее оправданной при долговременной оценке сейсмической опасности. Такой путь дифференцированного анализа сейсмичности (вернее, очагов землетрясений) позволит избежать формальных решений, драматических ошибок, а также расширить наши представления в проблеме сейсмогенезиса, в вопросах типизации сейсмогенных сред.

Высказанные предположения, хотя во многом уже доказанные, не следует рассматривать как исчерпывающие проблему глубинных сейсмотектонических исследований. Мы находимся в стадии непрерывного поиска. Есть убеждение в главном: без знания региональных закономерностей строения и динамики среды (коры и мантии) вряд ли возможны прогрессивные решения общих проблем сейсмотектоники и конкретных задач долговременной оценки сейсмической опасности.

К сожалению, трагические уроки разрушительных землетрясений недавнего прошлого не учтены составителями последнего варианта карты сейсмического районирования страны (ОСР-98), вернувшимися на тропу тривиального решения «очаг – разлом», популярного в 50-е годы и принесшего немало огорчений для составителей (включая и автора этой статьи) карт сейсмического районирования территории бывшего СССР. Время и новые данные о среде подсказывают направления новых решений. Примеры их можно найти также и на страницах настоящего сборника.

МЕТОДЫ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ В СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОНАХ (ИСТОРИЯ И УДИВИТЕЛЬНЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ФАКТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ)

Ю.К. Щукин, В.А. Ерхов

Институт динамики геосфер РАН, ВНИИГеофизика, г. Москва, Россия

Время беспощадно отодвигает минувшее, стирая из памяти, казалось бы, незабываемые события прошлых лет. Но все же, остаются контуры нашей былой деятельности и все значительнее становятся личности наших современников.

Михаил Константинович Полшков – одна из тех самых личностей, без которых теперь уже невозможно представить развитие региональной и разведочной геофизики в СССР в период 40-70-х годов прошлого столетия.

Научно-организаторская деятельность М.К. Полшкова с ее огромными масштабами научных проблем и региональных производственных забот впечатляла еще при его жизни. С именем М.К. Полшкова связана также история ВНИИГеофизики. Коллектив института, своего детища, он возглавлял более 30 лет.

В прекрасной статье А.Н.Савостьянова дан развернутый перечень основных вех научной и организационной деятельности М.К. Полшкова (Геофизика, 5, 1994).

Постараемся лишь дополнить важный раздел его научной биографии. М.К. Полшков в течение почти десяти лет, вплоть до своей смерти в 1978 г., был бессменным председателем Комиссии по изучению сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики (сначала при Совете по региональным геофизическим работам, а затем при Междуведомственном совете по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР). Председателем МСССС АН СССР был чл.-корр. АН СССР Е.Ф. Саваренский. Автору этой заметки довелось все это время быть секретарем названной Комиссии, а после смерти М.К. Полшкова ее председателем. Проблемой изучения сейсмоопасных зон посчастливилось заниматься до сегодняшнего дня.

«Комиссия по изучению сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики направляет Вам Решение семинара (Москва, 28 мая 1969 г.), утвержденное Начальником геофизических работ Министерства геологии СССР В.В. Федынским (5 сентября 1969 г.), для использования при проектировании и производстве работ в сейсмоопасных зонах». Этот документ, за подписью председателя Комиссии М.К. Полшкова, снабженный необходимыми методическими разработками, положил начало планомерным комплексным геолого-геофизическим исследованиям в сейсмоопасных зонах СССР силами организаций Мингео СССР в содружестве с АН СССР.

На этом семинаре, проведенном ВНИИГеофизикой по поручению Мингео СССР, приняли участие представители геофизических учреждений Казахстана, Узбекистана, Грузии, Сибири, Украины, а также московских учреждений: Министерства геологии СССР, ВНИИГеофизики, ИФЗ АН СССР, МГУ, ЦНИИСК и ПНИИС Госстроя СССР, ИГИРГИ Министерства Нефтедобывающей промышленности СССР и других.

Доклады В.В. Федынского, М.К. Полшкова, Е.Ф. Саваренского, Г.П. Горшкова, С.В. Медведева И.Л. Нерсесова, А.А. Борисова, И.В. Померанцевой, Ю.К. Щукина, а также региональные сообщения Б.Б. Тальвирского (Узбекистан), А.Ф. Игошина, С.М. Альтера, Л.А. Певзнера (Казахстан) и др., сделанные днем раньше на сессии Междуведомственного Совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР, обозначили основные научные, методические и производственные вопросы дальнейших работ.

Участие в совместных исследованиях, кроме первых из названных выше имен, также Ю.В. Ризниченко, Ю.Д. Буланже, М.А. Садовского, Н.Н. Пузырева, В.В. Белоусова и многих других специалистов, создавало высокий научный уровень и авторитет новому направлению геофизических работ. Почти все эти известные ученые были и хорошими друзьями. Это делало работу и общение с ними огромной радостью и отличной научной школой.

Была отмечена высокая эффективность применения методов разведочной геофизики для целей изучения глубинного строения сейсмоопасных зон (с учетом инженерно сейсмологических грунтовых условий, сейсмогеологической обстановки формирования очагов землетрясений), как важнейшей исходной основы для сейсмического районирования.

Были одобрены разработанные во ВНИИГеофизике (М.К. Полшков) общие положения комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах методами разведочной геофизики (гравиметрическими, магнитометрическими, сейсмическими и др.), обеспечивающими решение основных задач в условиях выбранного объекта исследований (регион, район, участок). Определено, что итоговые документы по результатам этих исследований, содержащие комплекты карт - структурно-тектонических, глубинного строения земной коры, сейсмических и др., должны составляться по единой легенде и в едином масштабе. Конечным результатом должно быть составление комплексной карты глубинного строения и сейсмичности.

В 1970 г. при Междуведомственном Совете по сейсмологии и сейсмостойкому строительству АН СССР была создана постоянно действующая Комиссия по изучению сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики (председатель М.К. Полшков) для рассмотрения направлений исследований и полученных результатов.

Во ВНИИГеофизике была создан сектор для разработки методических вопросов изучения сейсмоопасных зон с использованием разведочной геофизики и обобщения результатов их применения.

Исключительно четкая организация того времени позволила в кратчайшие сроки подготовить необходимые научные и методические разработки, а в регионах выполнить неповторенные до сих пор исследования регионального и локального (очаги землетрясений) рангов.

Публикациями М.К. Полшкова «Результаты применения и перспективы использования методов разведочной геофизики при изучении сейсмоопасных зон», М., ВНИИГеофизика, 1969 и коллектива авторов сборника «Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах», М., ВНИИГеофизика, 1971, было положено начало регулярным изданиям самых свежих результатов экспериментальных, методических и научных достижений нового направления. Редактором почти всех этих книг был М.К. Полшков, выступавший также единолично или с коллективом авторов с новыми статьями. Без всякого сомнения, все столичные и региональные издания 70-х годов прошлого столетия заложили научно-методические основы обсуждаемого направления, которое и ныне (под названием «Прогноз землетрясений») значится в перечне работ федерального уровня.

Результаты исследований сейсмоопасных зон, полученные при исследовании последствий Ташкентского землетрясения 1966 г., показали эффективность методов разведочной геофизики для изучения их глубинного строения. Такие исследования были проведены в 70-е годы в Ташкентском и Алма-Атинском сейсмоопасных регионах; начались работы в Армении, в районах городов Фрунзе, Душанбе, Ашхабада; в ряде других районов крупного гражданского и промышленного строительства, расположенных в областях высокой сейсмической активности.

Во ВНИИГеофизике, как головной организации по проблеме, под руководством М.К. Полшкова работали четыре группы специалистов, занятых разработкой аппаратуры и методов сейсмологических наблюдений с использованием обменных сейсмических волн от землетрясений (МОВЗ). Под научным руководством и при непосредственном участии М.К. Полшкова созданы аппаратура и метод «Земля» для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Это дало преимущество в развитии собственных работ в разных регионах страны и в зарубежных странах.

Лидирующей была группа И.В. Померанцевой и А.Н. Мозженко, уже получившие в г. Ташкенте в 1966 году прекрасные результаты важного научного и практического значения. Смелые выводы об очаге Ташкентского землетрясения, пространственно совпадающим с низкоскоростной неоднородностью (волноводом) в самых верхах коры, а также комплект

структурных карт по глубинным срезам земной коры блокового строения – все это стало добротной научной и практической основой для задач сейсмического районирования и микрорайонирования Узбекистана. Здесь еще до землетрясения также были выполнены полноценные наблюдения и построения с использованием характеристик физических полей. И.В. Померанцевой принадлежат также первые (60-е годы) сейсмологические наблюдения на юго-востоке Русской платформы (была отмечена местная сейсмичность с многочисленными очагами слабых землетрясений). Значимость сделанных классических выводов сохранилась по сей день.

Другая группа специалистов, использующая МОВЗ, руководилась Б.Е. Щербаковой. Она была занята разработкой методических вопросов обработки и интерпретации полученных наблюдений. Наиболее выразительными результатами изучения глубинного строения и сейсмичности были получены для регионов Забайкалья и Прибайкалья. Наиболее интересными были динамические разрезы земной коры, полученные при работах на Кубе. Жаль, что они оказались забытыми и не полностью завершенными (из-за смерти лидера группы Б.Е. Щербаковой) для практической сейсмологии.

Третья сейсмическая группа МОВЗ работала под руководством Г.В. Егоркиной. Сотрудникам этой группы, имевшей склонность к разносторонним подходам при анализе и синтезе полученных полевых материалов, принадлежат классические публикации по сейсмоактивному региону Армении. Глубинные сейсмические разрезы земной коры, карты строения земной коры, скоростные модели и поля скоростей и на их основе – исследование и построения сейсмически анизотропных зон, изучение механизма очагов землетрясений и полей тектонических напряжений. Многочисленные идеи исходили от умного и обаятельного лидера – Г.В. Егоркиной и от всех исследователей этой группы, что привлекало к сотрудничеству с ними многих столичных и региональных геофизиков и геологов.

Четвертой группой руководила Т.М. Линькова (Полшкова), ученица А.М. Епинатьевой. Достижения этой группы при изучении земной коры центральных районов Русской платформы и Кольского полуострова известны, хотя и далеки от проблемы сейсмоопасных зон.

М.К. Полшков умело извлекал все лучшее из каждой группы с тем, чтобы совокупные достижения внедрять в регионы Кавказа, Средней Азии, Сибири и Востока страны. То, что до сих пор в этих и других регионах МОВЗ (позже переименованный И.В. Померанцевой в МРС) доминирует в комплексе других сейсмических методов, наряду с электроразведкой, до сегодняшнего дня (Геофизический вестник, № 6, 2003), без всякого сомнения, заслуга сейсмической школы М.К. Полшкова.

М.К. Полшковым в 1971 г. был создан сектор (А.А. Борисов) при отделе изучения глубинного строения земной коры (Н.А. Беляевский). Его цель – совершенствование методических и научных подходов к анализу и синтезу имеющейся и оперативной информацией о строении и поведении физических полей в сейсмоопасных зонах и в очагах сильных и разрушительных землетрясений. Основные задачи:

– подготовка надрегиональной (в масштабе страны) и региональной глубинной геолого-геофизической основы для задач оценки сейсмической опасности и сейсмического районирования разной детальности (это главная задача);
– разработка методики количественной оценки долговременной сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных;
– создание глубинных моделей очаговых зон сильных землетрясений;
– публикация методических и научных результатов, обзоров отечественного и зарубежного опыта использования геофизических методов в сейсмоопасных зонах;
– проведение регулярных научно-методических семинаров и совещаний для обсуждения получаемых результатов.

Это далеко не полный перечень задач, поставленных новой проблемой. Естественно, что все полученные разработки должны незамедлительно передаваться в регионы, где такие исследования только начинаются.

Постановление ЦК КПСС от 23 февраля 1978 г., касающееся упорядочению работ по прогнозу землетрясений, соответствующие распоряжения и планы ГКНТ СМ СССР, Приказы Мингео СССР, облегчали организационную часть работы. В середине 70-х годов было получено правительственное распоряжение по незамедлительному комплексному изучению глубинного строения и сейсмической опасности региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ) в связи с прокладкой новой ее трассы.

Отличные организаторские возможности М.К. Полшкова, поддерживаемые административно и дружески **В.В. Федынским** – начальником Управления геофизических работ Мингео СССР, позволили за короткое время выполнить все поставленные задачи.

Следует заметить, что во ВНИИГеофизике, в содружестве со многими десятками геологических организаций страны осуществлялись фундаментальные проекты: «Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР», «Карта глубинных разломов территории СССР и омывающих морей» (Н.А. Беляевский), «Карта структуры складчатого фундамента и осадочного чехла территории СССР» (Н.В. Неволин) и много других региональных построений. Научное лидерство творческого коллектива геофизиков и геологов объединения и института создавало авторитет и благоприятный климат для работы и принятия совместных решений.

При Комиссии МСССС АН СССР по изучению сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики (М.К. Полшков) была организована Рабочая группа по изучению сейсмогенных структур методами геотектоники (председатель Г.П. Горшков), в рамках деятельности которой находились вопросы сейсмогеологического содержания. Совместные семинары и совещания геологов, сейсмологов, геофизиков-разведчиков были наиболее интересными и плодотворными и завершались заметными публикациями высокого научного уровня **(Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. – М.: ВНИИГеофизика, 1971; Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. – М.: ВНИИГеофизика, 1973; Земная кора сейсмоопасных зон. – М.: Наука, 1973; Геофизические поля и сейсмичность. – М., 1975; Глубинное строение земной коры. – М.: Наука, 1975; Методика и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении сейсмоопасных зон. – М., ВНИИГеофизика, 1977; Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. – М.: Наука, 1978**). Перечислены лишь основные публикации, непременным редактором которых был М.К. Полшков. Оставим в стороне коллективные публикации по геофизике и сейсмичности региона БАМ, изданные в столице под руководством Л.И. Красного, а также многочисленные региональные коллективные персональные монографии и обзоры по этой проблематике – их многие десятки.

После смерти М.К. Полшкова тематика комплексного изучения сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики во ВНИИГеофизике и в рамках упомянутой Комиссии и рабочей группы МСССС АН СССР (председатели Ю.К. Щукин и Г.П. Горшков) получили новый импульс в связи с мощным развитием региональных работ по программе протяженных геотраверсов и сверхглубокого бурения. Появились новые обстоятельные публикации (Методы разведочной геофизики при изучении сейсмоопасных зон территории СССР. – М.: ВИЭМС, 1980; Геодинамика и сейсмичность. – М.: ВИНИТИ, 1980; Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. – М.: Наука, 1983; Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М., 1984; Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зоне территории СССР. – М.: Наука, 1984; Проблемы сейсмотектоники. – М.: Наука, 1986; Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. – М.: Наука, 1987; Долговременное прогнозирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных. – М.: Наука, 1988; Комплексные геолого-геофизические исследования в сейсмоопасных регионах СССР. – Москва-Душанбе, 1988 и др.).

Разведочная геофизика быть нацелена на изучение тонких особенностей среды и поведения геофизических полей не только в сейсмоактивных Северо-Кавказаского, Байкаль-

ского и Курило-Камчатского регионах, но и в пределах Урала, Карело-Кольского региона, в других платформенных регионах там, где сосредоточены районы гражданского и промышленного строительства. Другие методы наблюдений за проявлением слабой и микросейсмичности, измерения изменений во времени физических полей – все это требует новых технологических решений на новой концептуальной основе комплексного изучения геологических, а не только сейсмической, опасностей, прогноза нежелательного проявления техногенных и экологических процессов (Щукин, 2000, 2001).

Залогом наших безусловных успехов выполненных грандиозных работ являются, конечно же, основы, заложенные нашими классиками геофизиками и геологами, в первую очередь, М.К. Полшковым, В.В. Федынским при удивительно мощной поддержке Е.Ф. Саваренского (см. статью в начале сборника о Е.Ф.) и их школами специалистов по разведочной геофизике в сейсмоопасных зонах. Традиции этой школы живы и мы видим новые интересные результаты работ (Геофизический вестник, № 6, 2003).

Первые же результаты показали, что разведочная и региональная геофизика «неразлучны» и дают наиболее плодотворные результаты (рис. 1-7).

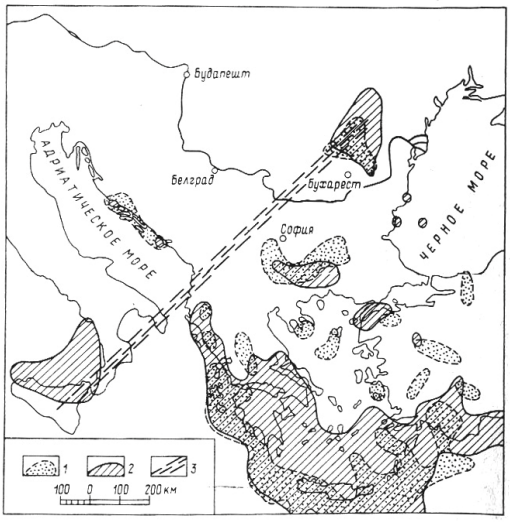


Схема мощности сейсмогенного слоя литосферы Альпо-Карпато-Динарского региона; мощность слоя: 1 – 40 км; 2 – до 100-200 км и более; 3 – зона Сицилия – Скутари-Печ – Вранча

Рис. 1. Первая удача отрисованных глубин очагов Землетрясений, по данным Балканского проекта ЮНЕСКО – рук. Г.П. Горшков (Ю.К. Щукин, 1978)

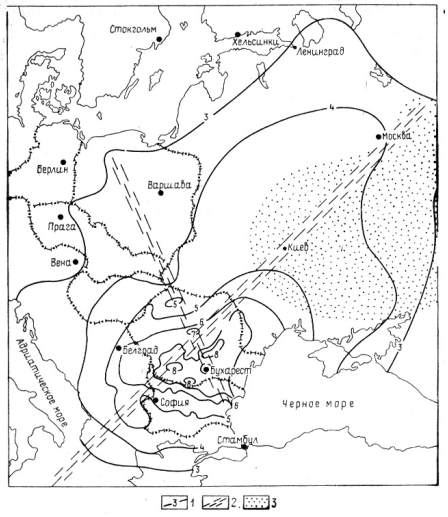


Схема изосейст Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г.: 1 – изосейсты землетрясения; 2 – осевые зоны области аномальных сотрясений; 3 – области положительных значений остаточных аномалий силы тяжести

Рис. 2. Изосейсты глубоких землетрясений Вранча на фоне точеных контуров глубинных мантийных аномалий силы тяжести (Ю.К. Щукин, Т.Е. Люстих, 1980)

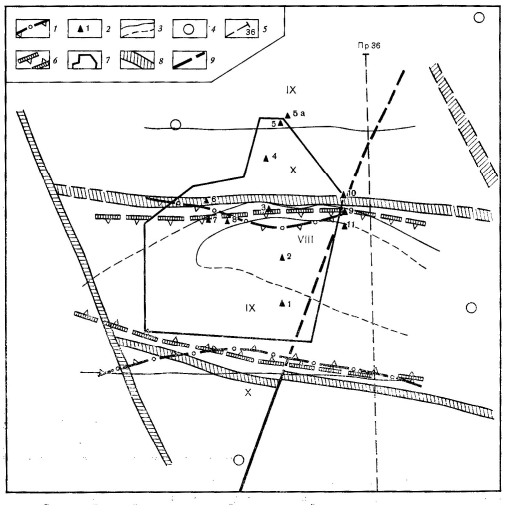


Схема сейсморайонирования г. Фрунзе по геофизическим данным

Рис. 3. Сейсмическое микрорайонирование города Фрунзе по геофизическим данным (В.А. Ерхов, 1980)

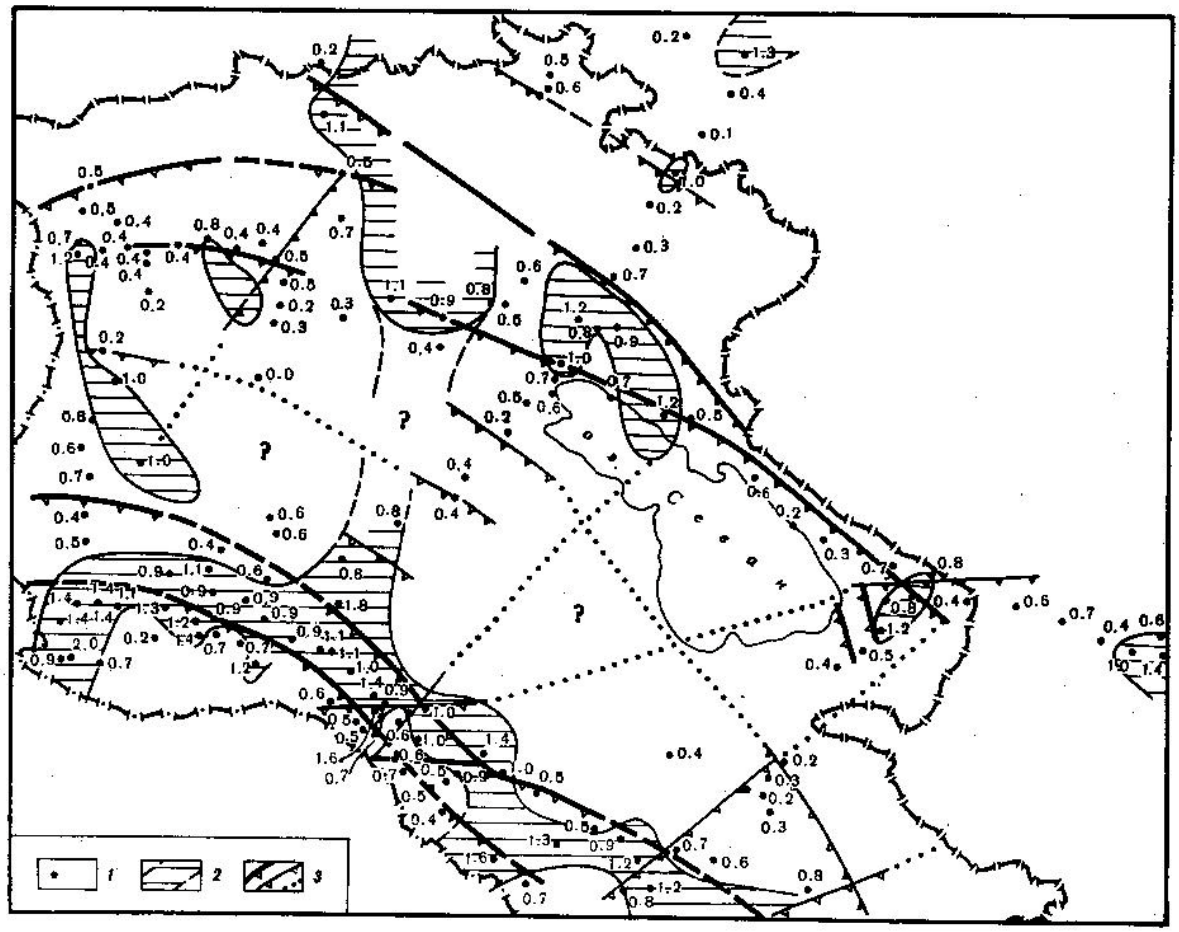


Рис. 4. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией сейсмических волн, с глубинными разломами: *1 – точки наблюдений и максимальные значения анизотропии скоростей; 2 – зоны повышенных значений анизотропии скоростей. 3 – глубинные разломы по наблюдениям «Земля». (Г.В. Егоркина, Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин, 1980)*

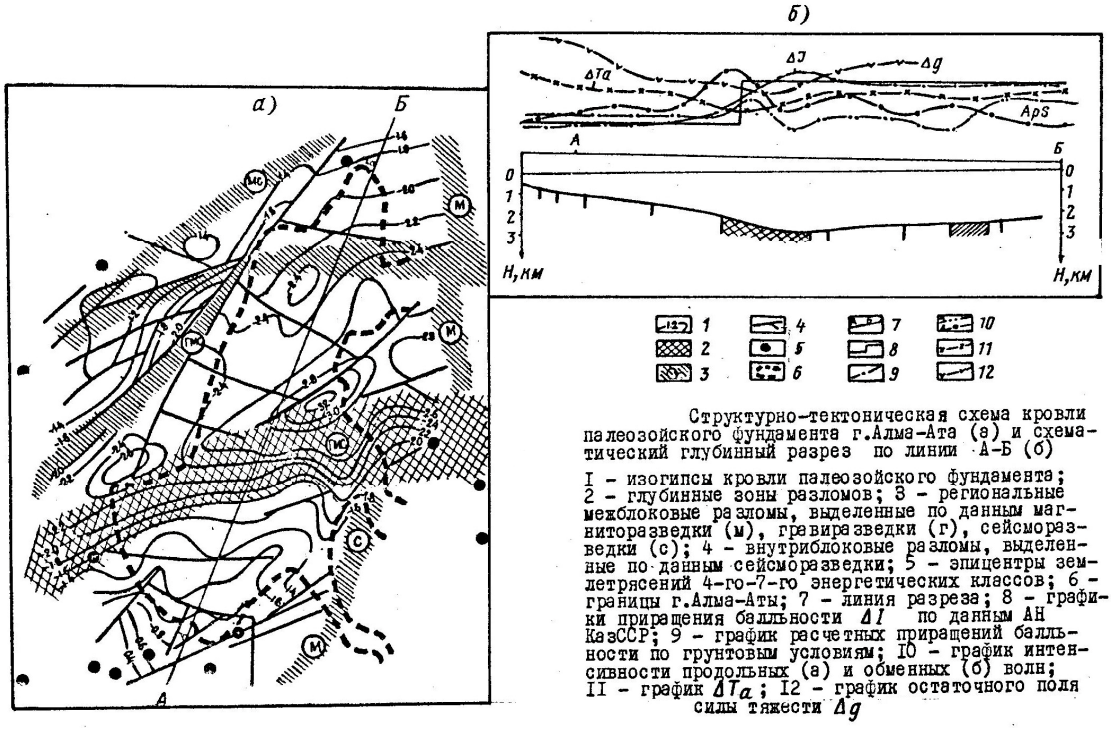


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема кровли палеозойского фундамента г. Алма-Ата (а) и схематический глубинный разрез по линии А – Б (Л.А. Певзнер, В.И. Шацилоа и др., 1980)



Геолого-геофизический разрез по Каскеленскому профилю

I – подошва палеозойского фундамента; 2 – "гранитный" слой; 3 – граница (переходный слой) Конрада; 4 – "базальтовый" слой; 5 – граница (переходный слой) Мохоровичича; 6 – мантия; 7–8 – разломы по геофизическим данным: 7 – уверенные, 8 – предполагаемые; 9 – гипоцентры землетрясений 4-го–7-го энергетических классов; I0 – гипоцентры землетрясений 8-го–II-го энергетических классов

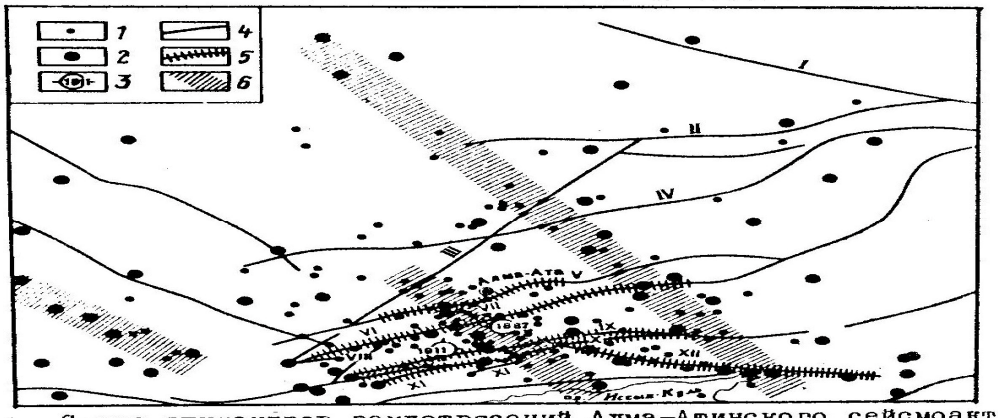


Схема эпицентров землетрясений Алма-Атинского сейсмоактивного района, зарегистрированных за период с I декабря 1966 г. по 8 ноября 1967 г. и с I6 апреля по 3I августа 1968 г.

Эпицентры землетрясений: I – 4-го–8-го энергетических классов; 2 – 8-го–II-го энергетических классов; 3 – катастрофические землетрясения с $K \geqslant 16$; 4 – тектонические нарушения по геологическим данным; 5 – разломы по геолого-геофизическим данным; 6 – скрытые нарушения по расположению очагов слабых землетрясений

Рис. 6-7.

Самым примечательным оказался тот факт, что проведенный анализ показал, что в разрезе на некоторых временных интервалах наблюдаются следующие изменения: появление и исчезновение границ обмена во времени, смена характера границ и т.п. Характер этих изменений виден на рис. 8, где представлены временные статистические разрезы по совокупности далеких землетрясений из одной эпицентральной зоны (В.А. Безгодков, Р.Е Чавушян, 1988)

В последующем этапе региональных работ нами было введено понятие «исчезающих (мерцающих) неоднородностей», которое экспериментально и теоретически обосновал ныне покойный академик В.П. Мясников, объяснив такое явление природой напряженного состояния среды.

В.В. Белоусов назвал часть геофизики «сиюминутной тектоникой».

В наших докладах постараемся показать новые достижения разведочной геофизики еще 80-х годов, которые вкупе с региональной вывели Россию на одно из ведущих мест в мире.

Но самые интересные выводы еще впереди!

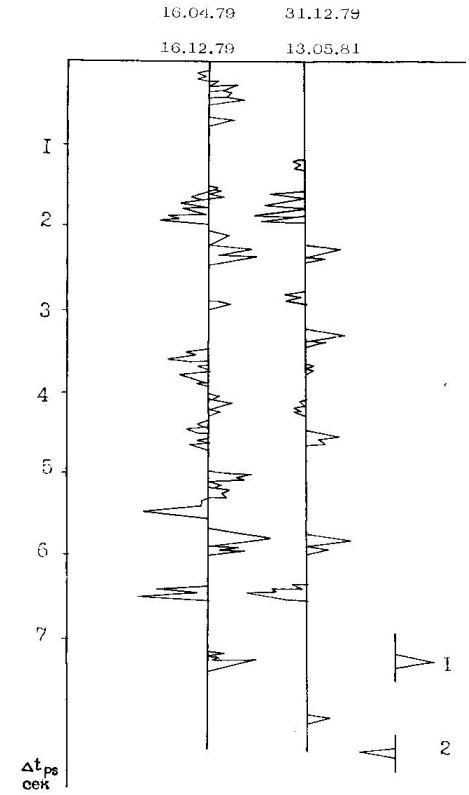


Рис. 8.

ПАТРИАРХИ И РУКОВОДИТЕЛИ ПРОБЛЕМЫ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ В СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОНАХ б. СССР



В.В. Федынский

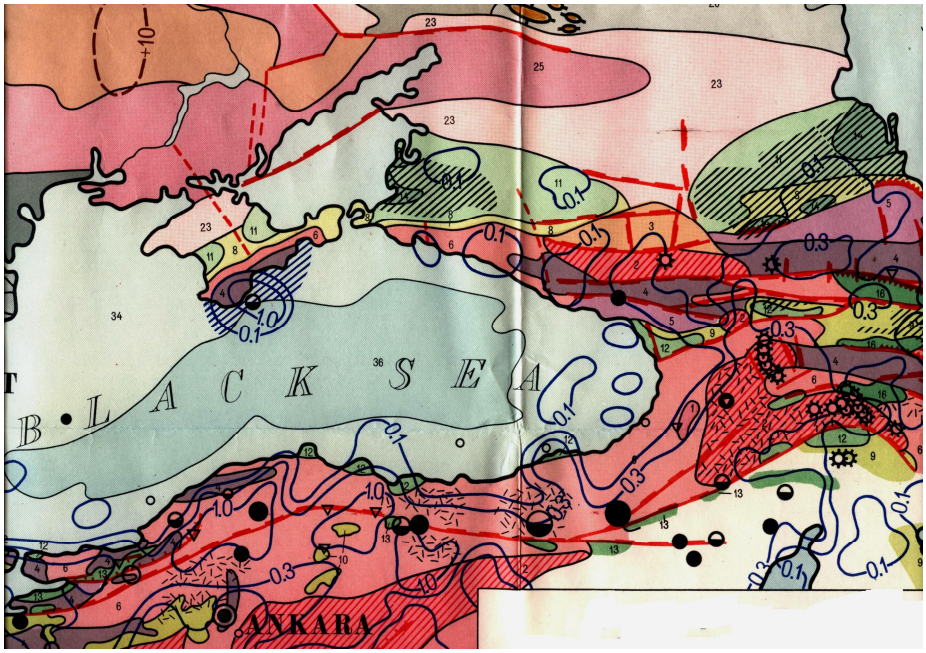


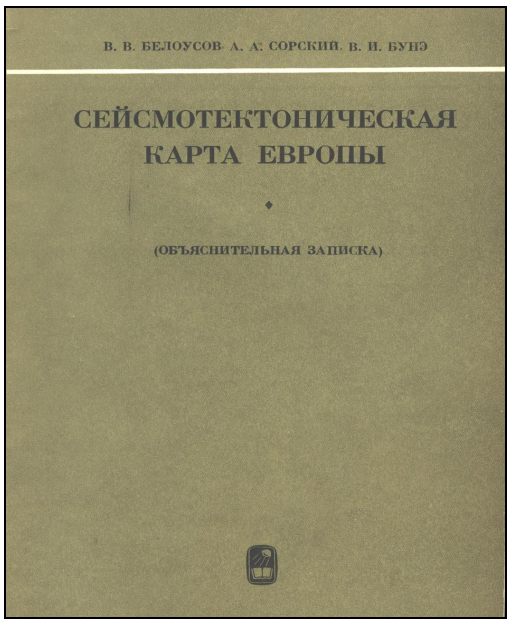
М.К. Полшков



Е.Ф. Саваренский

ФРАГМЕНТ «СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ». – М., 1968





УДК 550.24

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОЧАГАХ КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ

С.Л. Юнга[1], Е.А. Рогожин[1], Д.В. Чебров[2]

[1]Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия;
[2]Геофизическая служба РАН, г. Москва, Россия

Введение. Рассмотрены вопросы анализа сейсмотектонических деформаций в очаговых зонах региона сильнейших высокомагнитудных землетрясений последних трех десятилетий на стадии их подготовки. В целом, эта тематика приобрела особое значение в связи с необходимостью прогресса в наших все еще далеко несовершенных представлениях о природе и генезисе столь непредвиденно мощных сейсмических ударов, как землетрясение на о. Хонсю в 2011 г. Вкладываемые в сейсмические наблюдения высоко технологичные средства и огромные интеллектуальные усилия должны одновременно сопровождаться привнесением новых знаний, о запоздании которого напомнила нынешняя катастрофа. Огромный поток современной сейсмологической информации требует своего постоянного переосмысления. В этом плане на основе ставших доступными, начиная с конца XX века, весьма объемных данных по кинематике сейсмогенных подвижек оказалось возможным предпринять попытку различить две противоположные гипотезы о формировании зоны мегаразрыва в очаге крупного землетрясения. В такой зоне, казалось бы, естественно ожидать возникновения все более усложненных условий реализации деформаций. С другой стороны, не менее очевидным выглядит обусловленность тектонических процессов субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под континент, как бы деформирующей все на своем пути, не оставляя при этом возможности на развитие каких-либо иных локально усложненных процессов. Разрешение коллизии этих двух гипотез может в новом свете представить, а затем, возможно, и предвидеть процесс развития таких крупных сейсмических катастроф.

Метод анализа. Используется макроскопический подход и региональный масштабный уровень, на котором первоначально изучается статистическая характеристика совокупности тензоров сейсмических моментов, а затем рассчитываются обобщенные меры сходства каждого отдельного события по отношению к среднему тензору [1]. Сейсмотектоническая деформация выделенной области земной коры обусловлена совокупностью подвижек по разрывам в очагах землетрясений и, прежде всего, определяется суммой тензоров сейсмических моментов землетрясений, т.е., иными словами, отдельных элементарных тензоров СТД, в качестве которых и выступают собственно CMT-решения (centroid tensor moment). Для целей данного анализа наиболее существенна направленность сейсмотектонического деформационного процесса, которую оказывается возможным характеризовать соответствующим направляющим тензором $\boldsymbol{m}^*$, построенным посредством расчета среднего тензора и нормировки на его интенсивность κ, т.е. $\boldsymbol{m}^* = \langle\boldsymbol{m}\rangle / \kappa$, где $\kappa = \mathrm{sqrt}(\lambda(\langle\boldsymbol{m}\rangle,\langle\boldsymbol{m}\rangle))$, $\lambda(a,b) = a * b$ есть скалярное произведение тензоров a и b, $\mathrm{sqrt}(\lambda) = \sqrt{\lambda}$, знак « $*$ » означает свертку тензоров по обоим индексам, а угловые скобки обозначают осреднение. Здесь средний тензор $\langle\boldsymbol{m}\rangle$ рассчитывается также по нормированным тензорам сейсмических моментов $\boldsymbol{m}$, полученным после приведения CMT-тензоров к единичной интенсивности. Оценкой меры сходства k индивидуального единичного тензора $\boldsymbol{m}$ единичному среднему тензору $\boldsymbol{m}^*$ служит их скалярное произведение $k = \lambda(\boldsymbol{m},\boldsymbol{m}^*)$. Область значений величины k отвечает отрезку $[-1,1]$. При больших положительных значениях k индивидуальный тензор m соответствует среднему механизму $\boldsymbol{m}^*$, а при отрицательных значениях k такое соответствие нарушается. Для средних тензоров $\langle\boldsymbol{m}\rangle$, а также их составляющих, отвечающих обобщенно-плоским и перерезывающим деформациям, проводился анализ на собственные значения, определялось соотношение Лоде-Надаи μСТД между собственными значениями (тип деформации), ориентация главных осей.

При μСТД = –1 в макрообъеме имеет место двухстороннее сжатие (одноосное удлинение) и при μСТД = +1 одноосное сжатие.

Результаты пространственно-временного анализа. Изучены очаговые зоны и соответствующие им субрегионы сильнейших землетрясений конца XX – начала XXI вв.: Шикотанское землетрясение 4 октября 1994 г., Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г., Симуширские землетрясения, землетрясение вблизи острова Хоккайдо 25 сентября 2003 г. и главное сейсмическое событие Тохоку в районе о. Хонсю 11 марта 2011 г., гипоцентры которых располагались на границе с Курило-Камчатским и Японским глубоководным желобом и оказались приуроченными к зоне Заварицкого-Беньофа. Параметры исследованных землетрясений по каталогам NEIC Геологической службы США и Геофизической службы РФ, а также результаты их анализа сведены в таблицу 1. В колонках слева направо располагаются: региональный идентификатор землетрясения, дата события, магнитуда MS, координаты главного толчка и характеристика СТД, параметр κ и вариаций СМТ в виде минимально наблюдаемого значения коэффициента $k_{\min}$, общее число исследуемых индивидуальных СМТ-решений в период времени, непосредственно предшествующий главному толчку, и результат анализа «+ / –» в графе «прим.», означающий наличие – «+» или отсутствие – «–» эффекта разупорядоченности.

Таблица 1

Характеристики очаговых зон исследованных землетрясений

Землетрясение	**Дата**	φ, °	λ, °	***Ms***	κ	$k_{\min}$	***N***	**прим.**
Шикотан	04.10.1994 г.	43,77	147,32	8,3	0,8	0,5	16	+
Кроноцкое	05.12.1997 г.	54,84	162,04	7,9	0,6	–0,1	36	+
Хоккайдо	25.09.2003 г.	41,81	143,91	8,3	0,7	0,6	34	+
Симуширское-1	15.11.2006 г.	46,59	153,27	8,3	0,8	0,6	61	+
Тохоку	11.03.2011 г.	38,30	142,37	9,0	0,7	0,6	61	+

Рассмотрим более детально результаты исследования зоны подготовки катастрофического землетрясения 11.03.2011 г. M = 8,9 вблизи восточного побережья о. Хонсю. Процесс его подготовки исследован в рамках анализа сейсмотектонических деформационных процессов на региональном уровне, который включает оценку временного хода ряда ключевых параметров, выявление их вариаций и пространственную приуроченность аномалий к очаговой зоне [2].

Результаты расчетов фоновых характеристик СТД, за период 2006-2011 гг. в очаговой зоне землетрясения Тохоку, представлены далее на рис. 1, 2.

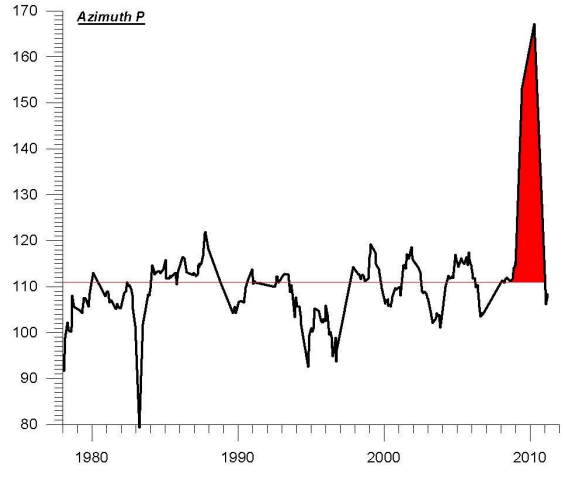


Рис. 1. Временной ход коэффициента Лоде-Надаи за период 1976-2011 гг. в окрестности очаговой зоны землетрясения Тохоку, *аномальный период выделен красным цветом*

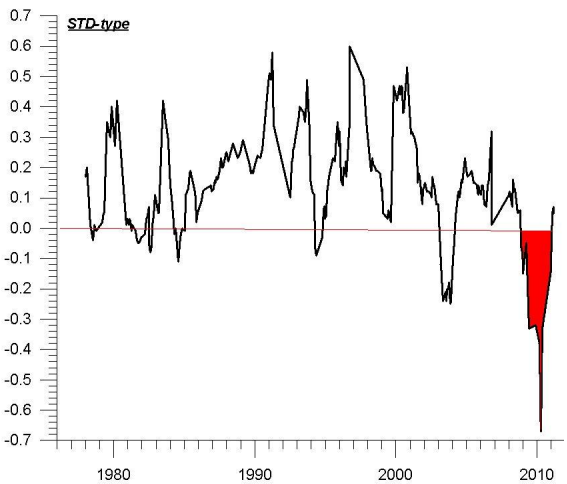


Рис. 2. Временной ход параметра азимута оси P максимального сжатия за период 1976-2011 гг. в окрестности очаговой зоны землетрясения Тохоку, *аномальный период выделен красным цветом*

При временной развертке положения направления деформации максимального сокращения отражается устойчивая фоновая ориентация главной оси сжатия *P* в азимутальном диапазоне 90-120 с средним значением *Az* = 111°. Резкое уклонение от этого диапазона прослеживается в течение 2010-2011 гг. (рис. 2).

Во временном ряде параметра μСТД типа сейсмотектонических деформаций фоновый режим сжатия или транспрессии на последнем критическом интервале сменяется режимом растяжения (рис. 2).

Коэффициент *k* сходства индивидуальной нормированной СМТ-матрицы $\boldsymbol{m}$, приведенный к единичной интенсивности средного СМТ-решения $\langle \boldsymbol{m} \rangle^*$, определяется скалярным произведением $k = \boldsymbol{m} * \langle \boldsymbol{m} \rangle^*$, где знак « $*$ » означает свертку тензоров по двум индексам.

Временной ход коээффициента сходства индивидуальных механизмов среднему СМТ-решению, построенному за период 2006-2011 гг., представлен на рис. 3. Резкая аномалия отчетливо проявляется на интервале рассогласования 2009-2011 гг.

Соответствующая этим построениям пространственная картина аномалий коээффициента сходства индивидуальных механизмов среднему решению дана на рис. 4.

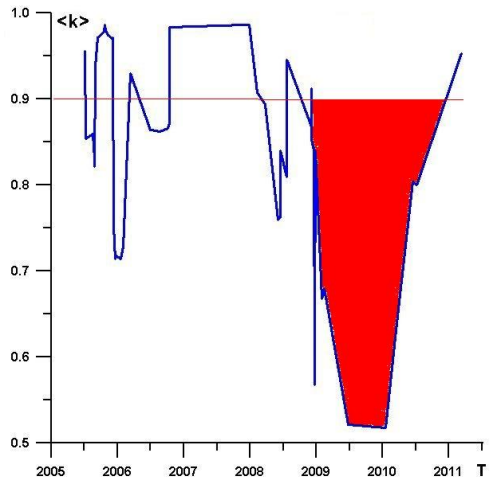


Рис. 3. Временной ход коэффициента сходства индивидуальных механизмов среднему решению за период 2006-2011 гг. в очаговой зоне землетрясения Тохоку; *аномальный период выделен красным цветом*

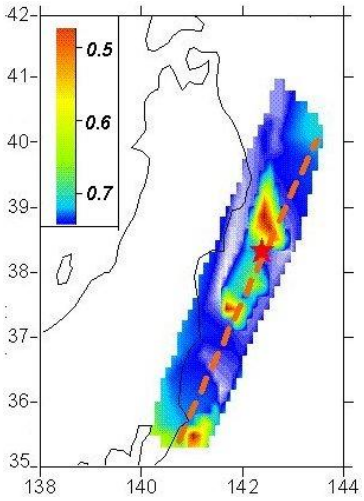


Рис. 4. Пространственная картина аномалий коэффициента сходства среднего и индивидуальных механизмов; *эпицентр землетрясения Тохоку на восточном побережье о. Хонсю показан в виде красной звезды*

Таким образом, процесс реализаций СТД в регионе Хонсю и глубоководного желоба характеризуется наличием устойчивых долговременных тенденций, на фоне которых выявляются резкие аномалии, приуроченные к пространственно-временной окрестности очага катастрофического землетрясения Тохоку. Эти особенности в реализации СТД, по всей видимости, могут ассоциироваться с процессом подготовки зоны вспарывания магистрального разрыва

Можно сделать вывод, что сейсмотектонический деформационный процесс в очаговых зонах землетрясений демонстрирует общие закономерности, проявляющиеся на глобальном уровне осреднения, и признаки подобия при детальном рассмотрении их особенностей. На глобальном уровне это выражается в целом устойчивом характере режима СТД в очаговых зонах и в соответствующих субрегионах, а также в примерном равенстве характеристик упорядоченности СМТ-решений. На детальном уровне, в эпоху до события в очаговой зоне и окрестности фоне устойчиво высоких значений к появляются единичные разупорядоченные события. Аномальный период занимает от одного квартала до одного-двух лет, а в отдельных случаях, по-видимому, может достигать примерно трех лет. Так, например, такое рассогласование наблюдается в период с 1991 по 1994 гг., непосредственно предшествующий Шикотанскому землетрясению. При рассмотрении временного хода коэффициента сходства индивидуальных механизмов среднему решению за период 2005-2011 гг. в очаго-

вой зоне землетрясения Тохоку отчетливо проявляется аномальный период на интервале рассогласования 2009-2011 гг. Самоподобие сейсмотектонического деформационного процесса, в целом проявляющееся в широком диапазоне масштабов и отражающее фрактальные свойства реальной блоковой геофизической среды, при переходе к масштабам порядка размеров очаговой зоны землетрясения Токоху оказывается нарушенным, что отражается в появлении флуктуаций, а затем в своего рода бифуркации и потери устойчивости в его ходе, собственно и проявляющимися в акте сильного землетрясения.

Заключение. Таким образом, в данной работе определено, что на стадии развития очага крупного землетрясения имеет место определенная рассогласованность фокальных механизмов в зоне его подготовки в радиусе порядка очаговых размеров на интервале времени в один-два года до его реализации. Проведенный анализ показывает, что в рассмотренной совокупности реализаций параметров сейсмотектонической деформации проявляются значимые вариации, непосредственно предшествующие катастрофическому землетрясению. Этот вывод основывается на анализе крупнейших событий региона в течение последних десятилетий с магнитудами M > 8. В перспективе проведение целенаправленных исследований фокальных механизмов и СМТ-решений позволяет достигнуть определенного продвижения в уяснении природы сейсмотектонического деформационного процесса и выявления предвестников сейсмических катастроф.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука, 1990. – 191 с.
2. Рогожин Е.А. , Юнга С.Л. , Родина С.Н. Особенности реализации сейсмотектонических деформаций при генезисе очага 2011 Тохоку // Геофизические процессы и биосфера, – Т. 10. – № 2. – 2011. – С. 22-36.

УДК 551.24+552.163.321

СЕЙСМИЧНОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ПАЛЕОЗОН

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа так же, как и диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой области примитивной палеодуги Северного Сахалина. Эта область геологически длительный период по настоящее время, учитывая Нефтегорское землетрясение, не менее 200 млн. лет является сейсмоактивной областью, сформированной над зоной Заварицкого-Беньоффа (рис. 1, 2). О предостроводужной палеосейсмичности свидетельствуют также обвально-оползневые горизонты мощностью от 4-6 до 45-50 м, которые прослеживаются в разрезах мелового флишоидного комплекса внутри алевролито-песчаных ритмических пачек.

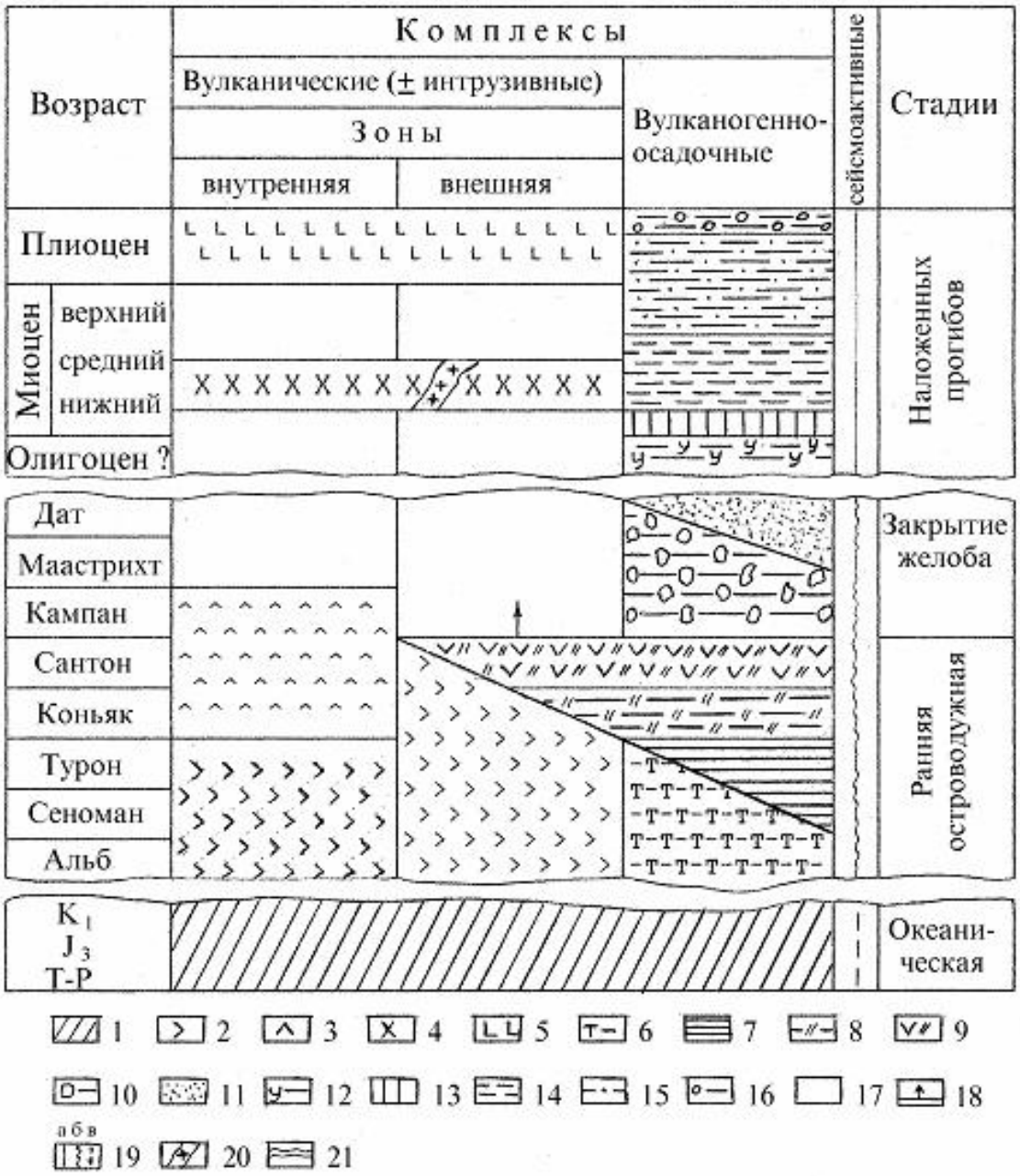


Рис. 1. Схема сопоставления магматических и вулканогенно-осадочных пород комплексов фронтальной части примитивной приокеанической островной палеодуги Восточного Сахалина. *1-16 – комплексы: 1 – вулканогенно-кремнистый океанический; 2 – спилит-кератофировый; 3 – трахиандезит-трахибазальтовый; 4 – андезито-базальтовый; 5 – щелочных габброидов; вулканогенно-осадочные: 6 – туфо-глинисто-кремнистый, 7 – вулканотерригенный флишоидный, 8 – кремнисто-глинистый, 9 – вулканогенно-кремнистый, 10 – олистостромовый; 11 – вулканотерригенный; 12 – угленосный континентальный; 13 – терригенный флишоидный; 14 – глинисто-кремнистый4 15 – песчано-глинистый морской (нефтегазоносный); 16 – грубопесчаный с лигнитами; 17 – амагматические условия; 18 – подъем и вывод офиолитов; 19 – сейсмоактивность: а – слабая, б – интенсивная, в – предполагаемая; 20 – интрузивные тела гранодиоритов; 21 – значительные перерывы в осадконакоплении и вулканизме*

Офиолитовые диапиры сформировались в области перехода от примитивной островной дуги к желобу над сейсмофокальной зоной [1]. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин). Как показал структурно-формационный анализ, внедрение диапира происходило в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны при растяжении предостроводужья, сопровождаемого отодвиганием, откатом желоба в востоку в пределах современного Охотского

моря. Подобная геодинамическая обстановка формирования офиолитов рассмотрена в обзорной статье А.Д. Чехова [2]. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок, массив серпентинизированных ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. [3]. Известно, что подавляющее большинство неглубоких землятресений, в том числе крупнейшие из них возникают в литосфере островных склонов современных желобов. При этом распределение числа гипоцентров толчков в литосфере островного склона желоба имеют максимум на глубинах 40-50 км в литосферной мантии [4].

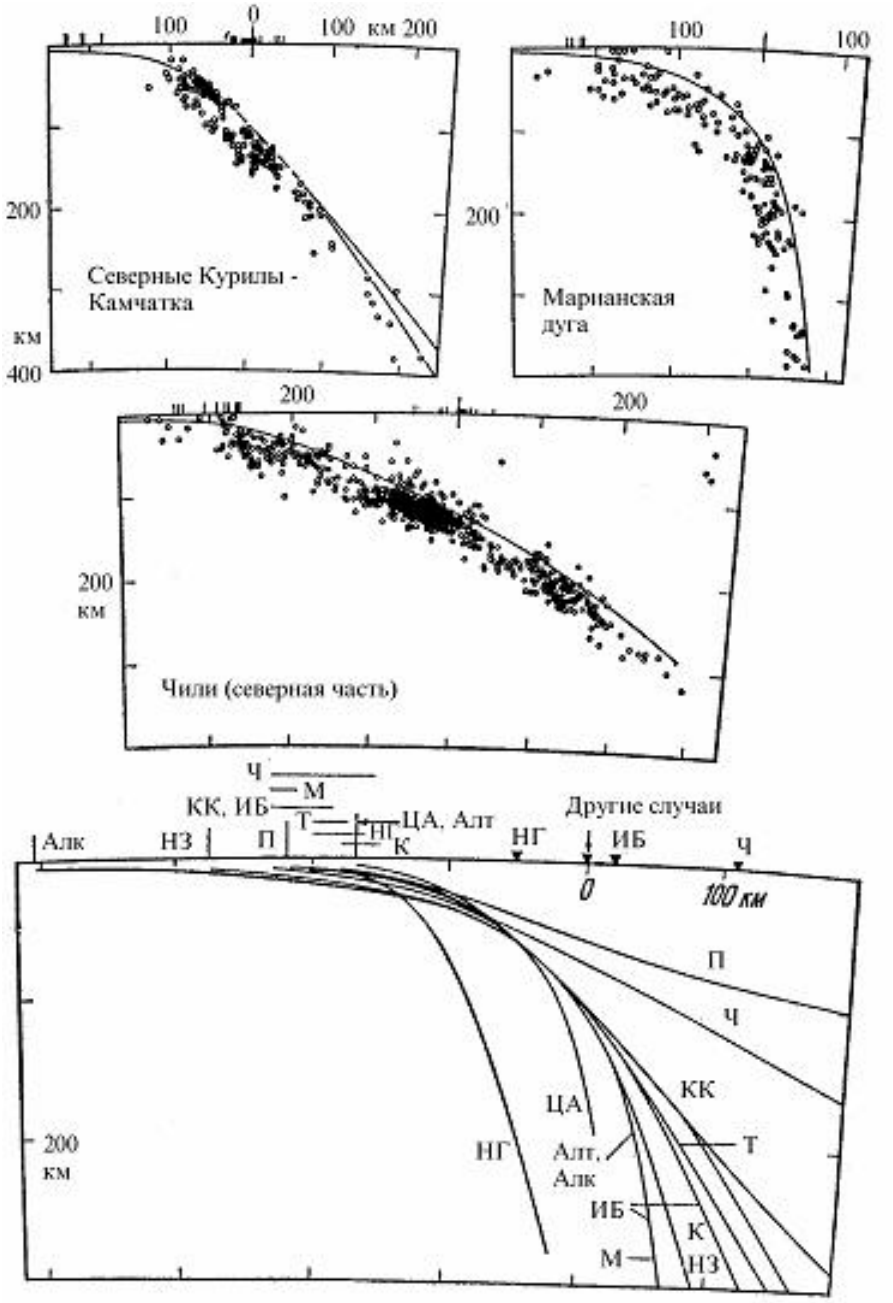


Рис. 2. Расположение очагов землетрясений в зоне активных континентальных окраин и островных дуг [10]. *НГ – Новые Гебриды, ЦА – Центральная Америка, Алт. – Алеутские острова, Алк – Аляска; М – Марианская впадина; ИБ – Идзу-Бонинский желоб; К – желоб Кермадек; НЗ – Новая Зеландия; Т – желоб Тонга; КК – Курилы Камчатка; Ч – Чили (Северная часть); П – Перу*

Эта зона представляет область дифференцированных, преимущественно, субвертикальных перемещений литосферных масс [5]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъему слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа трассируемой очагами землетрясений [2]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъёмом диапира или диапиров, фдюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода диапира были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, параллельных даек» спилит-кератофировым.

Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных (T = 900° С) и глубинных (30 км) в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов (550-350° С) на контакте серпентинитов с породами, габброидного, лайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апофлишоидных метасоматитов пограничных вулканогенно-осадочных флишоидных серий [1]. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные флишоидные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические слои (диопсид, ксонотлит) в зонах субвертикальных контактов песчано-глинистых пород с серпентинитами. Образование биметасоматических слоёв, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита [$(K_{0,02}Na_{0,04}Ca_{5,76}\,Mg_{0,.09}\,Fe^{2+}{}_{0,06}Si_{5,96}Al_{0,04})O_{18}(OH)_2$], а именно по удвоению параметра с до 14Å, происходило при температурах не ниже 350° С [6]. Эти принципиально новые данные объяснимы с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации, в Сахалинскую фазу тектогенеза в конце плиоцена – начале постплиоцена [7].

Формирование офиолитовой ассоцации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов. Углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в условиях постоянно повышенных температур (T > 350° С), вследствие стадийного магматизма последовательно формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды [1]. Подъём офиолитового диапира определил геодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления для присдвигового бассейна Северного Сахалина. Подъём офиолитового диапира определил геодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления для присдвигового бассейна Северного Сахалина. Залежи нефти и газа сосредоточены в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых-неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северовосточного и северо-западного простирания [3]. Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостровдужной палеозоны в процессе закрытия (замыкания) желоба (см. рис. 1, 2). Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон

способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоёв и высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, приводящей к высоким поровым давлениям и, как следствие, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в поздние этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). В рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных востановительных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершенном подъеме офиолитового диапира в Охотском море [7]. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам [3]. По результатам исследований сделаны прогнозы относительно залежей нефти и газогидратов в акватории Карагинского и залива Корф в Беринговом море, а также залежей нефти и газа на суше в районе пос. Тиличики и Хаилино на Камчатке, где недавно происходили землетрясения в палеозоне примитивная островная дуга-желоб. Палеозона субдукции перед островом Карагинский показана на карте, составленной Н.И. Селивёрстовым (1998), на основе комплекса геолого-геофизических данных для акватории Берингова моря. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200 ± 10 млн. лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существания диапира близко совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 56-67.
2. Чехов А.Д. Офиолиты Корякского нагорья и палеогеодинамические обстановки их формирования // Вулканизм и геодинамика: Мататериалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Т. 1. – Петропавловск-Камчатский, 2009. – С. 115-118.
3. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. – М.: ИЛОВМ РАН, 2000. – 193 с.
4. Болдырев С.А. Преобладающая глубина очагов фокальной зоны Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям наземных и донных станций // Сейсмологические исследования Мирового океана. – М.: Наука, 1983. – С. 94-103.
5. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. – М.: Наука, 1987. – С. 198-209.
6. Clark S.P., Scharer J.F., Neufville J. Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6$-$CaAl_2SiOg$- SiO_2 at low and high pressure // Cargenie Insl. Wash. Yb. – Vol. 61. – 1962. – P. 59-69.
7. Речкин А.Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 102-120.
8. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. Записка к карте. – Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. – 38 с.
9. Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. – М.: Наука, 1978. – С. 177-237.
10. Буало Г. Геология окраин континентов. – М.: Мир, 1985. – 155 с.

УДК 551.24.03; 550.34

О СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЙОНА РАЧИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ДАННЫМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ АНАЛИЗА СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия

Часть задач тектоники и геодинамики, включая некоторые проблемы сейсмичности, не может быть решена без привлечения методов тектонофизики. Используя приемы описания напряженного состояния и определения величин больших деформаций в моделях и в природных структурах, эта отрасль науки позволяет сравнивать между собой несколько конкурентных моделей, находить параметры, по которым модели отличаются друг от друга, и аргументированно находить решение для природной структуры – какая из моделей может быть привлечена для ее интерпретации. Одна из таких нерешенных проблем – это строение и происхождение структур линейной складчатости. Сейчас общепризнанным является использование разнообразных схем пододвигания как для областей простых складок и надвигов в пределах форланда (что является корректным), так и для структур центральных частей складчатых сооружений (хинтерланда). Однако, как выясняется, реальная структура зон интенсивной линейной складчатости в хинтерланде остается малоизученной, поскольку для ее исследования до последнего времени не существовало количественных методов. Основным вопросом здесь остается выбор того, как следует достраивать структуру смятого в складки осадочного чехла не только на глубину 2-3 км от уровня обнажений, но и до кровли фундамента (на 20-30 км). Именно в этом аспекте проблемы ключевым методом, позволяющим решать такие задачи, является исследование величины и типа складчатых деформаций. Результаты этих исследований полезны в решении ряда проблем тектоники [1], в том числе – в описании структуры зон очагов сильных землетрясений.

Наиболее сильное из землетрясений Кавказского региона – Рачинское (29.04.1991 г., M_w = 7,0, глубина от 5 до 17 км) – возникло в зоне сочленения Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (рис. 1). Вытянутое облако афтершоков имело размеры примерно 100 × 30 км с «кавказским» простиранием около 300° ЗСЗ и состояло из нескольких кластеров. Два основных были вытянуты вдоль Уцерского разлома на севере облака и вдоль более широтной Рача-Лечхумской шовной зоны на юге. Разные данные о механизме давали варианты смещения по пологому надвигу 24°-39° с падением на ССВ [3], которым в принципе соответствовали парные плоскости крутого взброса с падением на ЮЮЗ. В многочисленных публикациях исследователи в основном сходились в том, что очаг имеет северное падение плоскости смещения. В обоснование такого варианта приводятся многочисленные структурные пересечения (например, [4] и [5]), имеющие в целом характер пододвигания «жестких» южных блоков (рис. 2). Тем не менее, до сих пор механизм и природа очага этого землетрясения остаются предметом дискуссий [6].

В структуре района основными его элементами следует считать Дзирульский массив, Окрибо-Сачхерскую зону, Рача-Лечхумскую шовную зону, Гагро-Джавскую зону и Чиаурскую зону (рис. 1), которые отличаются друг от друга характером отложений, временем и интенсивностью деформаций. Последние две тектонические зоны, как и ряд более северных зон, относятся к сооружению Большого Кавказа. В Дзирульском массиве все отложения мезозоя и кайнозоя имеют платформенный характер, горизонтальное залегание и малые мощности (до 2-5 км). В Окрибо-Сачхерской зоне терригенные отложения нижней и средней юры мощностью до 3-5 км в целом полого погружаются на север и нарушены складками и разрывами. Они с размывом надстраиваются толщами вулканогенного байоса и терригенного бата. Вся структура с угловым несогласием перекрывается субгоризонтальным маломощ-

ным (1-2 км) чехлом карбонатных параплатформенных пород верхней юры и мела. Рача-Лечхумская разломная зона имеет ширину до 5-10 км и состоит из блоков, имеющих индивидуальные особенности развития. Мощности мезозойского осадочного чехла здесь в целом больше, чем в Окрибо-Сачхерской зоне, интенсивности проявленных деформаций существенно выше и они затрагивают все структурные этажи. В строении зоны участвует Рача-Лечхумская грабен-синклиналь с деформированными неогеновыми молассовыми отложениями. В Гагро-Джавской зоне наблюдаются интенсивно смятые в складки толщи нижней и средней юры (терригенные флишоидные и вулканогенные породы) общей мощностью до 5-6 км. В южном крыле Уцерского разлома, отделяющего эту зону от Чиаурской, в районах г. Они и пос. Кваиси на породы средней юры с угловым несогласием ложатся карбонатные параплатформенные отложения от верхней юры до эоцена, образующие структурный этаж мощностью 1-2 км. Эти породы здесь смяты в относительно простые складки и нарушены надвигами на юг с небольшими амплитудами. В Чиаурской зоне терригенный флиш нижней и средней юры непрерывно продолжается карбонатным и терригенно-карбонатным флишем верхней юры, мела и низов палеогена, образуя чехол общей мощностью от 12 до 15 км. Общепринято, что структура этой зоны образована при пододвигании под Большой Кавказ жестких блоков срединного массива (рис. 2).

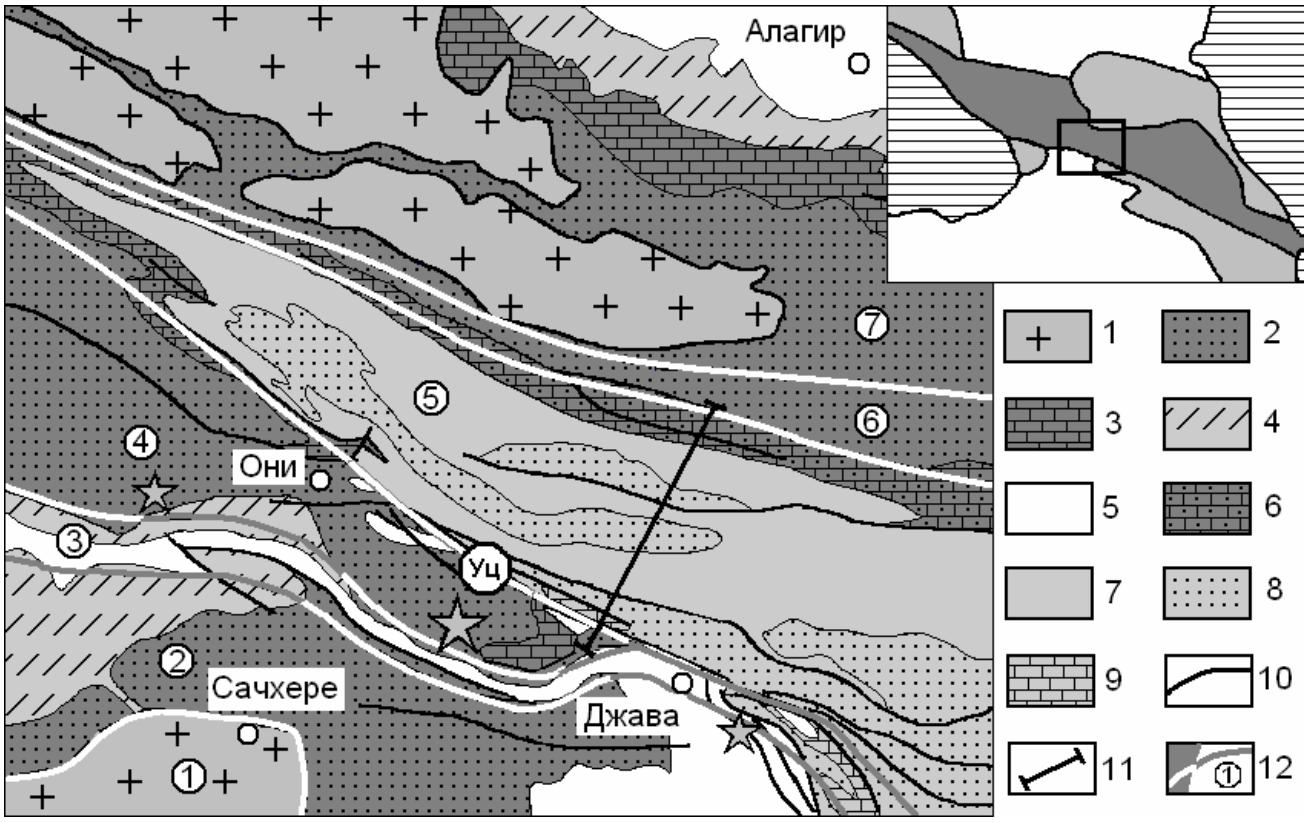


Рис. 1. Схематическая геологическая карта части Чиаурской тектонической зоны Большого Кавказа (по [1]). *Карта составлена по материалам [2], тремя звездочками показаны позиции главного толчка и основных афтершоков [3]. 1 – выходы фундамента палеозойского и докембрийского возраста; 2 – отложения нижней и средней юры; 3, 4, 5 – отложения за пределами Чиаурской тектонической зоны: 3 – верхней юры, 4 – мела, 5 – палеогена–неогена; 6-9 – флишевые отложения Чиаурской тектонической зоны: 6 – верхней юры, 7 –нижнего мела (валанжин), 8 – нижнего мела (готерив-альб), 9 – верхнего мела; 10 – разрывы, 11 – линия структурного пересечения (см. рис. 3); 12 – границы тектонических зон и их номера (1 – Дзирульский массив, 2 – Окрибо-Сачхерская зона, 3 – Рача-Лечхумская шовная зона, 4 – Гагро-Джавская зона, 5 – Чиаурская зона, 6 – Дигоро-Осетинская зона, 7 – другие зоны северного склона Большого Кавказа; Уц – Уцерский разлом)*

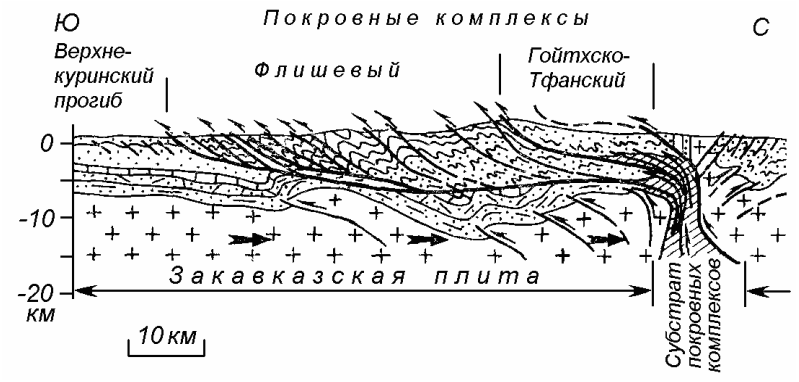


Рис. 2. «Концептуальное» пересечение через Большой Кавказ в районе Чиаурской тектонической зоны, показывающее пододвигание блоков Закавказского срединного массива как основную причину формирования структуры Большого Кавказа (по [5], с изменениями)

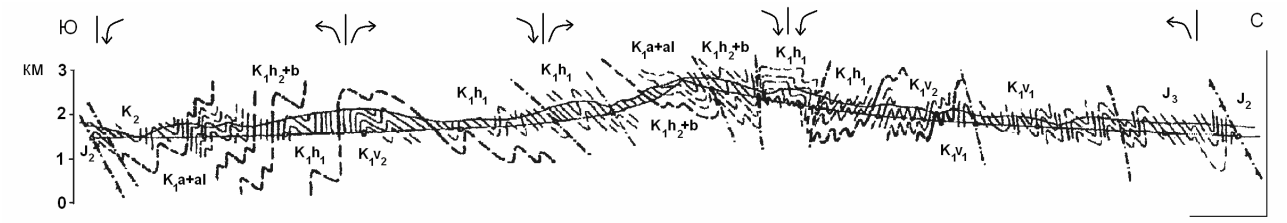


Рис. 3. Структурный разрез по пересечению р. Кешельта – р. Гинат [7], составленный по детальной геологической карте и замерам структуры в полевых условиях (см. рис. 1). *Стрелками показаны границы структурных ячеек*

Структура Чиаурской зоны была нами изучена в детальных маршрутах в 1976-1977 гг.; в результате построены несколько пересечений, одно из них захватывает южную и северную границы зоны (рис. 3). Для анализа деформаций и построения доскладчатого пересечения был использован метод восстановления доскладчатого состояния профиля по геометрии складчатых доменов [8]. Пересечение было разбито на 26 доменов, включая по одному в соседних зонах для определения характера и величины смещения по разломам. В доменах замерялись наклоны осевых поверхностей складок, величина укорочения по углу схождения крыльев складок, наклон зеркала складок, а также длина отрезка линии профиля и наклон отрезка. Измерялись падения поверхностей сместителей имевшихся на границах доменов разломов. Тремя операциями – поворотом, простым горизонтальным сдвигом и растяжением – каждый домен приводился к состоянию горизонтальной слоистости, внутри которой располагался отрезок линии профиля вычисленной доскладчатой длины. Полученные доскладчатые домены последовательно присоединялись друг к другу и образовывали общий доскладчатый профиль. Современная длина профиля составила около 27 км, доскладчатая – 65 км. Далее в доскладчатом профиле выделялись «структурные ячейки» от ядра локального синклинория до ядра антиклинория, длина которых примерно соответствовала общей мощности осадочного чехла. По соотношению горизонтальных сторон ячеек в современном и доскладчатом состоянии находилась величина их укорочения. Для выделенных четырех ячеек Чиаурской зоны эти величины оказались равны 0,56, 0,42, 0,40, 0,41 (рис. 4, А). Линия профиля проходила через часть основных стратиграфических подразделений, что дало возможность определить их мощности. Мощность «отслеженных» таким образом подразделений составила около 7 км из принятой для расчетов общей мощности чехла 13,5 км (среднее от крайних оценок 12 и 15 км). Колонки в 13,5 км для ячеек были «деформированы» в соответствии с найденными укорочениями и четыре структуры новой мощности были помещены на профиле так, чтобы в зону рельефа попали именно те подразделения, которые там обнажаются (рис. 4). Подошва осадочного чехла в четырех колонках образовала предположительный рельеф кровли фундамента (19, 22, 25, 17 км). Была также оценена глубина фундамента в соседней структуре Закавказского массива с учетом мощностей осадков и слабой степени деформированности; она составила 5-7 км. Оказалось, что для существования структуры, в которой средняя юра в Гагро-Джавской и Окрибо-Сачхерской зонах контактирует с верхним мелом в Чиаурской зоне через разлом, плоскость которого падает на север, необходимо, чтобы он имел характер сброса с амплитудой смещения 10-15 км по кровле фундамен-

та (рис. 4). Это означает, что фундамент Чиаурской зоны испытал такое же укорочение, как и залегающий выше осадочный чехол. Таким образом, было найдено, что не существует никаких геометрических условий для возникновения «субгоризонтального надвига» по кровле «жесткого» фундамента. Соответственно, любые модели такого типа (рис. 2) в принципе не могут быть использованы для интерпретации структуры Большого Кавказа.

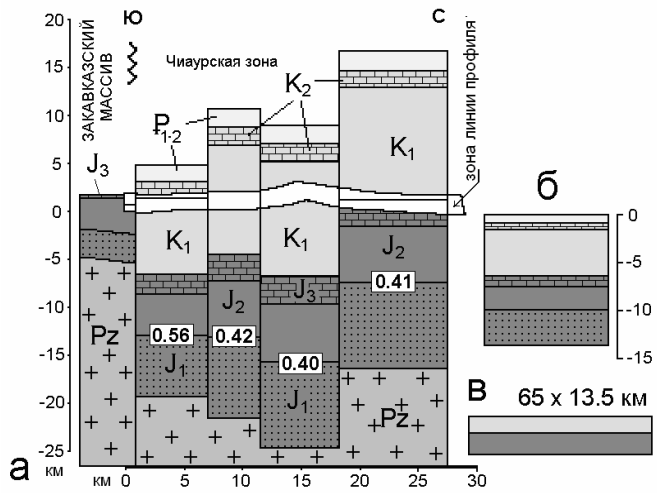


Рис. 4. Общая схема положения кровли фундамента для Закавказского массива и Чиаурской тектонической зоны (по [9], с изменениями), вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые. *а – рассчитанные позиции основных стратиграфических разделов в четырех структурных ячейках и величины укорочений в них; б – исходные доскладчатые мощности в стратиграфической последовательности для того же вертикального масштаба, что и в а; в – показана пропорция вертикальной и горизонтальной сторон доскладчатой линзы осадочного чехла для Чиаурской тектонической зоны*

Имевшиеся модели пододвигания были основаны на реально существующих надвигах, которые фиксируются, в частности, восточнее пос. Джава. В свете отрицания нами этих моделей существование надвигов требует объяснения. Если рассмотреть детально развитие зоны сочленения форланда и хинтерланда (рис. 5), то легко можно увидеть, что эти надвиги имеют локальный характер и приурочены к недеформированным блокам срединного массива, испытавшим погружение (рис. 5, Б). Заметим, что такая ситуация возможна только при деформации и масштабном погружении всей структуры, включая верхи мантии [10].

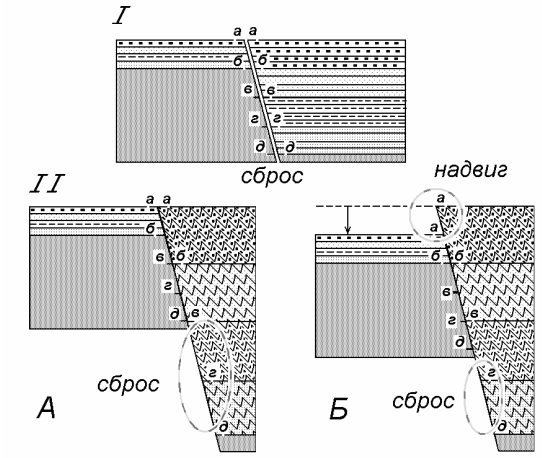


Рис. 5. Принципиальная схема соотношения структуры срединного массива и внутренней части складчатой системы (по [10], с изменениями). *I – стадияосадконакопления, II – стадия складчатости, укорочение блока сопровождается увеличением еговертикального размера. Слева от разлома показан стабильный блок, справа – скла дчатый блок. Показаны реперные уровни (от а-а до д-д, для конца первого этапа – без смещения), позиции сбросов (А, Б) и надвига (Б)*

Проведенное статистическое сопоставление параметров складчатой структуры Северо-Западного Кавказа (СЗК) с экспериментальными и теоретическими моделями типа «аккреционная призма» позволяет утверждать, что складчатость Большого Кавказа не совпадает с этими эталонами ни по одному из их важнейших признаков [11]. В эталонах существуют только моновергентные пологие надвиги; в природной складчатости существуют крупные изгибные структуры, а разломы представлены и сбросами, и надвигами. Основное сокращение в эталонах осуществляется по надвигам; в природе доля укорочения по надвигам составляет около 0,1 от общего укорочения. Найденная по 42-м ячейкам сложная поверхность кровли фундамента в СЗК не дает возможности провести единый субгоризонтальный детачмент [1]. Фундамент не «жесткий», а деформированный.

В свете представленных выше данных, пока нельзя сделать каких-либо определенных выводов о положении сместителя и о характере подвижки в очаге Рачинского землетрясения.

Существование плоскостей надвигания на юг возможно, но только в рамках ограниченных структур типа «short-cut». Они формируются при смещении по надвигу небольшого блока, треугольного в разрезе, на стадии сжатия и складчатости рядом с крупным сбросом [11]. Эшелонированное расположение сейсмодислокаций [4], ряд явлений в структуре новейших и палеоразрывов, обнаруженные мантийные включения [12] указывают на существование в зоне очага землетрясения (в пределах Рача-Лечхумской зоны) крупнейшего разлома, уходящего субвертикально глубоко в земную кору и мантию, и имеющего компоненту движения по типу правостороннего сдвига в геологическом прошлом, на неотектоническом этапе и, возможно, в момент возникновения землетрясения. Для этого разлома характерна существенная деформация северного блока при неподвижности «платформенного» южного.

Ошибочность общераспространенных схем пододвигания южных блоков под Большой Кавказ и неприемлемость их использования для объяснения его структуры связаны с тем, что все они не являются сбалансированными по объемам пород осадочного чехла и величинам складчато-разрывных деформаций. Авторы таких пересечений стремились в первую очередь к их соответствию определенной геодинамической концепции, а не к отражению реальной структуры. Очень важным является также то обстоятельство, что при такой ошибочной интерпретации очага землетрясения совершенно игнорируется крупнейшая региональная субвертикальная неоднородность в строении земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев Ф.Л. Тектонофизические методы оценки величины конечной деформации для структур линейной складчатости разного ранга: примеры решения геотектонических задач // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы конференции / Под ред. Ю.Л. Ребецкого. – Т. 1. – М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009. – С. 133-146.
2. Геологическая карта Кавказа в масштабе 1:500 000 // Под ред. Наливкина Д.В. и др. ВСЕГЕИ. – М.: Аэрогеология, 1978.
3. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: ИКЦ Академкнига, 2003. – 375 с.
4. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М. Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения // Физика Земли. – № 3. – 1993. – С. 3-11.
5. Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. – № 5. – 1986. – С. 94-106.
6. Белоусов Т.П. Рачинское землетрясение 1991 года и его проявление в рельефе Большого Кавказа. – М.: Светоч Плюс, 2009. – 208 с.
7. Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – 76 с.
8. Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. – № 11. – 2009. – С. 1023-1034.
9. Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX тектонического совещания / Под ред. Ю.В. Карякина. – Т. II. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 411-415.
10. Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические исследования. – № 1. – 2008. – С. 56-75.
11. Yakovlev F. Experience of faults typology in linear folding and statistic study of their system based on results of balancing sections for North-West Caucasus // Geophysical Research Abstracts. EGU2011-8185. – Vol. 13. – 2011.
12. Белоусов Т.П., Богачкин Б.М., Геншафт Ю.С., Копылова М.Г., Чичагов В.П., Яковлев Ф.Л. Первая находка мантийных ксенолитов в магматических породах Большого Кавказа // Доклады АН. – № 6. – 1992. – С. 1146-1151.

СОДЕРЖАНИЕ

Вместо предисловия 3

Памятные даты и события «от Ломоносова и доныне» 7

Ломоносов Михаил Васильевич (1711-1765) (к 300-летию со дня рождения) 8

Первая сейсмологическая сессия 10

Издательская деятельность. Из итогов I Международной сессии научного совета сейсмологического института Мушкетов Д.И. 13

Ближайшие задачи сейсмогеологических исследований Д.И. Мушкетов 15

Саваренский Евгений Федорович (1911-1980) (к 100-летию со дня рождения) 17

Ризниченко Юрий Владимирович (1911-1981) (к 100-летию со дня рождения) 22

Косминская Ирина Петровна (1916-1996) (к 95-летию со дня рождения) 25

Панасенко Георгий Данилович (1921-1998) (к 90-летию со дня рождения) 29

Проблемы сейсмического районирования западного сектора советской Арктики. Панасенко Г. 30

Яншин Александр Леонидович (1911-1999) (к 100-летию со дня рождения) 33

Косыгин Юрий Александрович (1911-1994) (к 100-летию со дня рождения) 36

Красный Лев Исаакович (1911-2008) (к 100-летия со дня рождения) 41

Буланже Юрий Дмитриевич (1911-1997) (к 100-летию со дня рождения) 49

Пиотровский Михаил Владимирович (1911-2000) – рыцарь науки (к 100-летию со дня рождения) 52

Добрев Тома Босилков (1921-2003) – известный болгарский геофизик (к 90-летию со дня рождения) 54

Кеминское землетрясение 4 января (по н. ст.) 1911 года 56

Сарезская природная катастрофа 1911 года 63

Шебалин Николай Виссарионович (1922-1996) (на встречу 85-летию со дня рождения и «в тему наших обсуждений») 65

Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е. Фазовая перестройка ионно-солевого состава локально-равновесных гидрогеохимических систем как индикатор быстропротекающих геодинамических процессов 76

Адушкин А.В. Мониторинг экологического состояния района экспериментального аварийного взрыва химических взрывчатых веществ 82

Акманова Д.Р., Викулин А.В., Долгая А.А., Осипова Н.А. Миграция сейсмической и вулканической активности и напряженное состояние вещества в зонах с различными геодинамическими обстановками 86

Андреев А.В., Лунина О.В., Гладков А.С. Оценка параметров сейсмогенного источника цаганского землетрясения 1862 г. По результатам изучения косейсмических деформаций в рыхлых отложениях (Байкальская рифтовая зона) 91

Аптикаева О.И. К вопросу о влиянии неравномерности вращения земли на сейсмичность 95

Аптикаева О.И. Поле поглощения и сейсмотектонические процессы в очаговых зонах сильных землетрясений Гармского района 100

Аракелян Ф.О., Недядько В.В., Попова О.Г., Ракитов В.А. Сейсмический мониторинг на Томском полигоне в переходной области между окраинной частью Западно-Сибирской плиты и Томь-Колыванской складчатой зоной 106

Ассиновская Б.А., Овсов М.К. О сейсмической регионализации Восточно-Балтийского региона 110

Багдасарова М.В. Современные движения земной коры и флюидодинамика в ее недрах .. 114

Белоусов Т.П. Альпийские палеонапряжения Памира, западной части зоны сочленения Тибета с Гималаями и Северного Вьетнама (сравнительный анализ) 119

Беседина А.Н., Кабыченко Н. В., Кочарян Г.Г, Павлов Д.В. Коррекция частотных характеристик сейсмоприемников для мониторинга параметров блоковых движений в низкочастотной области 125

Бочаров В.Л. Подземные воды как индикатор напряженно-деформационного состояния грунтового основания зданий и сооружений 128

Бочаров В.Л., Евсеев А.В. Экологические риски развития атомной энергетики в России.. 131

Бугаев Е.Г. Оценка стабильности параметров сейсмического режима в районе размещения Нововоронежской АЭС 135

Бугаенко И.В., Цветкова Т.А., Кендзера А.В. Мантийные предпосылки землетрясений области Вранча 137

Бурдакова Е.В. Способ обнаружения современных «живущих» разрывов на оползне по образовавшимся при смещении блоков пород пустот-резонаторов 141

Быцань Е.Н. Построение реологических тел высокого ранга для создания мониторинга промышленных объектов 145

Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю., Иванчин А.Г. Блоковая сейсмотектоника, мезомеханика и сверхпластичные свойства геосреды 148

Виноградов Е.А, Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Свинцов И.С. Реакция подземных вод на удаленные сейсмические события 153

Вольфман Ю.М., Гинтов О.Б., Пустовитенко А.А., Колесникова Е.Я., Муровская А.В. Использование результатов тектонофизических исследований при изучении сейсмотектоники Крымского региона 157

Ворохобина С.В. Изучение триггерной сейсмичности методами нелинейной динамики ... 162

Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Демьянов Г.В. Использование спутниковых геодезических методов для изучения современных движений земной коры 164

Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В. Картирование «живущих» разломов на акваториях и на суше по нарушениям структуры верхней части разреза и выходам газа на примере северо-запада России 169

Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В. Тренд-анализ скоростного разреза при картировании «живущих» разломов в транзитной зоне Финского залива 174

Глинская Н.В. Выбор мест установки мониторинговой сейсмоакустической станции в зоне «живущих» разломов 176

Годзиковская А.А. Дальность макросейсмических проявлений при взрывах 179

Гончаров М. А., Фролова Н. С., Захаров В.С., Рожин П.Н. Цунамигенные землетрясения в зонах субдукции как результат быстротечного формирования мегасколов Риделя *R*' при объединении кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва 184

Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В. Анализ докембрийских структур юга Восточно-Европейской платформы по данным сейсмопрофилирования и изучения структурно-вещественных комплексов докембрия на территории Ростовской области 189

Гуфельд И.Л. Деструкция земной коры, особенности ее разномасштабной динамики и проблемы прогноза землетрясений 193

Дубянский А.И. Сейсмические характеристики гипоцентральных зон 199

Дубянский В.И. Микросейсмическое поле Земли как фактор самоорганизации земной коры 202

Жигалин А.Д. Прохождение Землей ключевых точек орбиты и изменение напряженного состояния литосферы 205

Зыков Д.С., Терехов Е.Н., Балуев А.С. Признаки новейшей активизации разрывов и следы вероятных палеосейсмодеформаций на участке баренцевоморского побережья Кольского полуострова 210

Иванов Н. Ю. О сущности сейсмических границ литосферы и верхней мантии 214

Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Выраженность рифейских авлакогенов Восточно-Европейской платформы в поле линеаментов и линеаментных формах 218

Имаев В.С., Стром А.Л., Семенов Р.М., Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаева Л.П., Лободенко И.Ю., Ременяк Д.М. Перспективы использования материалов лазерного сканирования при проведении палеосейсмологических исследований и некоторые проблемы Сибирской палеосейсмологии 223

ИмаеваЛ.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Динамика сейсмогенерирующих структур Арктико – Азиатского сейсмического пояса 231

Кадурин И.Н., Ракитов В.А., Недядько В.В., Олейник Т.С., Горбатенко Н.Н., Радькова Н.А. Геодинамические модели глубинного строения очаговых зон Алтае-Саянской складчатой области 236

Кармалеева Р.М., Кузьмин Ю.О. Современные аномальные деформации земной коры, средства и методы их обнаружения 240

Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Юровский П.П. Геодезическая проверка модели упругой отдачи в связи с землетрясением Паркфилд (Калифорния, США, 28.09.2004, М 6) 246

Кафтан В.И., Родкин М.В. Процесс постсейсмической релаксации по геодезическим и сейсмическим данным 250

Кендзера А.В., Пигулевский П.И., Щербина С.В. Прогнозирование опасных сейсмических событий как обобщенный метод сейсмического районирования 253

Кожурин А.И., Пинегина Т.П. Активная разломная тектоника полуострова Камчатский как проявление коллизии Камчатской и Алеутской островных дуг 260

Комитов Б.П. Солнечно-геомагнитные триггерные эффекты возбуждения некоторых землетрясений и вулканических извержений 263

Копп М.Л. Наложение разноориентированных новейших напряжений в центре Русской плиты и их вероятные источники 268

Корчин В.А. Петрофизические особенности зон низких сейсмических скоростей в земной коре и их термобарическая неустойчивость 273

Кочарян Г.Г. Геомеханика инициированной сейсмичности 278

Кузин А.М. О сейсмических границах МОГТ в региональных сейсмотектонических, тектонофизических построениях 283

Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Возможности детектирования землетрясений из космоса 287

Кучай О.А., Ребецкий Ю.Л. Поле напряжений Алтае-Саянской области и афтершоковых последовательностей Алтайского и Бусингольского землетрясений 292

Латынина Л.А. Измерения деформаций земной коры в странах Восточной Европы 297

Левшенко В.Т., Рогожин Е.А., Юнга С.Л. Вопросы оценки сейсмической опасности объектов критической инфраструктуры в стабильных континентальных областях России 302

Литовченко И.Н. О связи сейсмотектоники очагов сильных землетрясений в некоторых сейсмоактивных регионах Земли 308

Лунина О.В., Гладков А.А. Реляционная база данных для прогноза активных процессов в геологической среде: концептуальные основы и некоторые результаты ее разработки .. 314

Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Геофизическая основа сейсмотектонических построений в сейсмическом районировании европейского Северо-Востока России 317

Макаров В.И. Опыт сравнительной оценки сейсмического потенциала и районирования платформенных территорий Северной Евразии 322

Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О новейшей структуре Клинско-Владимирской части Смоленско-Дмитровско-Ветлужского вала (Русская плита) 327

Макеев В.М., Микляев П.С., Коробова И.В. Неотектонические деформации северо-западной части Восточно-Европейской платформы 332

Маммедли Т.Я. Новая методика выявления очаговых зон сильных землетрясений и определение их максимальных магнитуд (M_{max}) по слабой сейсмичности (на примере территории Азербайджана) 337

Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Плиоцен-плейстоценовый вулканизм для сейсмотектонических построений северного склона Восточного Кавказа (Дагестан) 341

Мирзоев К.М. Размеры очагов землетрясений и затухание сейсмической балльности на территории Таджикистана 345

Михайлова Р.С. О природе сейсмических событий ВКМ 350

Мищенко О.Н. Выделение сейсмотектонических аномалий по магнитному полю Земли методом анализа тренда на акваториях 354

Молчанов А.Е. Характеристики сейсмотектонического процесса разломных зон 358

Мурадов Ч. Детальное сейсмотектоническое районирование территории Туркменистана по сейсмотектоническим данным 364

Мурадов Ч., Гарагозов Д., Ходжаев А. Грунтовые воды и их роль при сейсмическом микрорайонировании территории (на примере г. Ашхабада) 364

Надежка Л.И., Ефременко М.А., Семенов А.Е., Пивоваров С.П. Некоторые особенности землетрясений на территории ВКМ 365

Надежка Л.И., Некипелов А.А., Сафронич И.Н. Опыт оценки групповой скорости низкочастотных волн Релея путем анализа волнового поля «сейсмической бури» на двух станциях территории ВКМ 369

Некрасова Л.В. Анализ периодичности в изменении техногенной сейсмичности горнодобывающих регионов Урала и Сибири 372

Никитина М.А. О моделировании локальных сейсмических событий в районе острова Валаам 374

Никонов А.А. Сейсмотектоника: термин, понятие, научное направление (опыт формулирования и систематизации) 379

Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Бискэ Ю.С., Маринин А.В., Родкин М.В. Сейсмотектоника, сейсмодеформации и палеоземлетрясения на ключевом участке «пещеры Иностранцева» – опыт детальных исследований на Фенноскандинавском кристаллическом щите 384

Нугманов И.И., Чернова И.Ю., Даутов А.Н., Лунева О.В. О связи неотектоники и современной геодинамики (на примере платформенных областей) 389

Нургалиев Д.К., Утёмов Э.В., Хасанов Д.И., Еронина Е.В. Апробация технологии сейсмического мониторинга для решения тектонических и нефтепоисковых задач 393

Овсов М.К. О подготовке данных для сейсмической регионализации Восточно-Балтийского региона 396

Орлов Р.А., Ипполитов О.М. Особенности рельефа границы Мохоровичича юго-западной части Воронежского кристаллического массива 400

Павленкова Н.И. Сейсмические границы в верхней мантии и сейсмичность 405

Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В. Прогнозирование активизации оползней 409

Паламарчук В. К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В., Прялухина Л.А., Тимичева В.М. «Живущие» разломы. Определения. Примеры 412

Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В., Тимичева В.М. Обнаружение и идентификация «живущих» разломов 417

Панас Н.М. Сейсмические микрособытия в Ладожском озере 422

Пигулевский П.И. Гидрогеодинамический мониторинг сейсмотектонических процессов в асейсмичных регионах Украины (на примере Днепропетровской области) 425

Платонова С.Г. О возрасте сейсмогенных деформаций Шаргийской впадины (Монгольский Алтай) 430

Попова О.Г., Жигалин А.Д. Влияния катастрофических событий (M > 6,8-7,0) на сейсмическую активность в удаленных от эпицентра сейсмоопасных регионах 432

Расцветаев Л.М., Демидов С.М. Структурные и геодинамические типы складчатых сооружений 437

Ребецкий Ю.Л. Деформационная неустойчивость гравитационного напряженного состояния 442

Ребецкий Ю.Л. Оценка сейсмической опасности на основе тектонофизического анализа сейсмологических данных 444

Рогожин Е.А. Сейсмотектоника зон сильнейших землетрясений России в начале XXI века 452

Рогожин Е.А., Родина С.Н. Палеоземлетрясения и сейсмический режим северного Сахалина 461

Родкин М.В., Шатахцян А.Р., Мандал П. Статистический анализ взаимного расположения афтершоков и месторождений – примеры уточнения смысла корреляционной размерности 464

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан 466

Семенец Н.В., Викулин А.В., Викулина М.А. Сейсмотектоника, геодинамика и социум .. 471

Семенюк Н.П., Верховцев В.Г., Коваль В.Б., Швайко В.Г., Юськив Ю.В. Новейшая геодинамика Ингульского мегаблока Украинского щита и ее пространственно-генетическая корреляция с докембрийскими структурами и металлогенией 476

Смекалин О.П., Щетников А.А. Аршанская палеосейсмогенная структура Тункинского сброса (Байкальская рифтовая зона) 479

Смирнов В.Н. Сейсмотектоника юго-восточной части сейсмического пояса Черского 484

Спунгин В.Г. Микросейсмотектоника, результаты наблюдений и возможные пути развития 488

Тимичева В.М., Морозов В.Н. Разделение аномалий акустической эмиссии на составляющие различной природы 491

Тимичева В.М. Обнаружение предвестников землетрясений по импульсам и энергии акустической эмиссии 494

Трегуб А.И., Ежова И.Т. Концентраторы тектонических напряжений и сейсмичность центральной части Воронежского кристаллического массива 498

Тукешова Г.Е. Гидрогеодинамические параметры подземных вод и выделение кратко-срочных предвестников 501

Удоратин В.В., Носкова Н.Н., Конанова Н.В. Взаимосвязь эпицентров землетрясений с плотностными неоднородностями консолидированной коры Тимано-Печорской плиты .. 504

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Калинин В.В. Неоген российского сектора Каспий-ского моря 505

Французова В.И., Макаров В.Н., Данилов К.Б., Горбатиков А.В. Низкочастотное про-свечивание земной коры Севера Русской плиты с использованием фоновых микросейсм 511

Ходжаев А. Оценка параметров сейсмических колебаний грунтов при землетрясениях Копетдагского сейсмоактивного региона 515

Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Скоростные границы мантии под Восточно-Европейской платформой 518

Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П., Рыжикова М.И. Соотношение магнитуд M_W и M_S для «слабых» землетрясений ($M_s \leq 5{,}5$) 521

Черемных А.В., Черемных А.С. К методике изучения разломно-блоковой структуры земной коры 526

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. Тектонические узлы и очаги землетрясений. Сходство и различие 530

Чувардинский В.Г. О разломно-неотектоническом происхождении конечно-мореных образований на Русской платформе 534

Шаров Н.В. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) 539

Шерман С.И. Сейсмические зоны Земли: распространение, сейсмотектоническая кон-цепция и тектонофизические модели 542

Шляховский В.А. Асейсмичные зоны – генераторы напряжений в литосфере 545

Шляховский В.А. Геофизический мониторинг техногенных воздействий 547

Щукин Ю.К. Некоторые аспекты сейсмотектоники 550

Щукин Ю.К., Ерхов В.А. Методы разведочной геофизики в сейсмоопасных зонах (исто-рия и удивительные практические факты и результаты) 563

Юнга С.Л. , Рогожин Е.А., Чебров Д.В. Сейсмотектонические деформации в очагах крупных землетрясений северо-востока Евразии 571

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Сейсмичность и нефтегазоносность предостроводужных палеозон 574

Яковлев Ф.Л. О строении фундамента и осадочного чехла района Рачинского землетря-сения по данным тектонофизических методов анализа складчатых деформаций 579

Содержание 584