МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ЦЕНТР
“ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ”
(ВГУ-ИГЕМ РАН)
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАГЕНИИ И ГЕОХИМИИ
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
АДМИНИСТРАЦИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

СТРУКТУРА, СВОЙСТВА, ДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Материалы XVI международной конференции
20-24 сентября 2010 года

Том I
А - К

ВОРОНЕЖ
2010

УДК 550.34
551.24
552.24

Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции 20 – 24 сентября 2010 года: в 2-х т. / под ред. член-корр. РАН Н.М. Чернышова, член-корр. РАН А.А. Маловичко – Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2010. – Т. I. – 389 с.

Тематика конференции:

- Геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии.
- Методы глубинного прогнозирования. “Сейсмоминерагения“ (сейсмотектоника и минерагения).
- Эволюция литосферы, геодинамика и рудогенерирующие системы.
- Образы и тектоническая память эволюционно изменяющейся геологической среды.
- Региональная и разведочная геофизика. Методы решения и практические результаты.
- Минерагенические процессы и месторождения.
- Петрофизические свойства осадочных и кристаллических пород.
- Неотектоника и современная геодинамика.
- Палео- и современная сейсмичность. Взрывы и землетрясения.
- Нелинейные геофизические процессы. Резонансные процессы и структуры в геологической среде**.**

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 10-05-06079-г), Геофизической службы РАН, Воронежского госуниверситета и Администрации Воронежской области.

Публикация выполнена с авторских оригиналов с незначительными редакционными правками.

Отв. за выпуск Л.И. Надежка, Ю.К. Щукин,
Компьютерная верстка М.А. Ефременко, А.Е. Семенов,
И.Н. Сафронич, Т.Б. Силкина
Фото И.Н. Сафронича

© Воронежский государственный университет, 2010

© Коллектив авторов, 2010

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ И СОБЫТИЯ

…Два чувства дивно близки нам –
В них обретает сердце пищу –
Любовь к родному пепелищу,
Любовь к отеческим гробам…
А.С. Пушкин

Да, это так… Когда «встречаешься» в одном мероприятии с незаурядными личностями, лидерами науки, с нашими научными «отцами», наставниками, друзьями. «Отлетают» десятилетия и мы вновь учимся, спорим, восхищаемся этими талантливыми учеными – патриотами геологии, геофизики, сейсмологии. Жертвенные люди – так, обычно, говорят о них.

Сколько интересных решений, идей, подсказок можно найти даже в этих кратких выписках из добротно написанных книг. Удивительно, но ряд идей по глубинной геологии, сейсмологии, другим областям знаний геологической науки, приходится осмысливать только сейчас. Кстати, в настоящее время, публикаций стало во сто крат больше, но, к сожалению, настолько же уменьшилось число идей. Мы сейчас «захламлены» данными (которых всегда нехватало). Мы «замоделировались», спрятались за «программным обеспечением», которому доверили свои будущие открытия. Хорошо бы совместить идеи с их математической обработкой. По-моему, мы уже начинаем это делать, что видно по публикуемым трудам наших разновозрастных исследователей. Радует то обстоятельство, что многие пожелания предыдущих пятнадцати конференций были реализованы их участниками в виде монографий, многие из которых для обсуждаемого региона Восточно-Европейской платформы опубликованы впервые.

Теперь кратко о тех, кого мы помним всегда и вспоминаем, особенно в дни их значимых дат. Короткие выдержки из трудов наших корифеев сближают наши усилия сделать геологию и геофизику более крепкой и уважаемой областью знаний, чем прежде (см., например, текст о В.И. Смирнове).

С.В. Медведеву в 60-е годы прошлого столетия мы, невероятно молодые, сдавали свои варианты региональных макетов карт сейсмического районирования. Много было пролито слез в ИФЗ, потому что С.В. с «легкостью» занижал - («Нас в «Госстрое» не поймут!») - выстраданную «кровью» балльность. «Молдаване» (среди которых был и я) и «украинцы» так и не смогли отстоять свои семибалльные зоны, в особенности для крупных и курортных городов Карпатского региона и Причерноморья.

П.Н. Кропоткин, С.Л. Соловьев, В.И.Мячкин, Н.И.Николаев (плюс Е.Е. Милановский) были официальными оппонентами моей докторской диссертации, так что все они «научные крестные отцы». Неужели некоторые уже перешагнули 100-летний юбилей (Н.И. Николаев), а другие могли, так же как Е.Е.Милановский, еще радовать нас своими открытиями?

С милейшим А.А. Борисовым мы с 1965 года работали вместе во ВНИИГеофизике Мингео СССР в отделе Н.А.Беляевского, вплоть до их кончины в 1978 году.

У не очень доступного В.И. Смирнова доводилось не раз бывать вместе с Г.П. Горшковым, который уже в который раз пытался объяснить происхождение (истоки) того или иного термина или названия рудного минерала для своего знаменитого словарика. Интересно было наблюдать редкую для В.И. растерянность. «…Чего тут не знать, Г.П.,… но я лучше расскажу в следующий раз…». Так же, кстати, отвечали и геофизики: «годограф» - чего проще, но лучше посмотреть еще раз. Наши милые, умные, любознательные «старики», вы были тогда еще такими молодыми! Светлая память о вас скрашивает нашу нынешнюю, «сероватенькую» без вас, научную жизнь и помогает выстоять. Простите за нашу прежнюю беспечность и неопытность в желании как-то и чем-то помочь вам…

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Александр Андреевич Дубянский (1880-1974)

к 130-летию со дня рождения

А.А. Дубянский (доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент Академии наук УССР) родился в селе Старая Криуша Петропавловского района Воронежской области. В 1908 году окончил Юрьевский университет с золотой медалью и степенью кандидата естественных наук. В 1924 г. получил звание профессора и возглавил кафедру геологии Воронежского сельскохозяйственного института (СХИ) В 1933-1949 годах заведовал кафедрой общей геологии Воронежского государственного университета, а в послевоенный период вернулся в СХИ на должность заведующего кафедрой геологии и сельскохозяйственной мелиорации, а также руководителя основанной им Проблемной научно-исследовательской лаборатории.

А.А. Дубянский являлся ярким представителем плеяды естествоиспытателей конца Х1Х – начала ХХ веков. Широкий круг его научных интересов, любознательность, инициатива и работоспособность в сочетании с глубокими знаниями природных геологических процессов и текущих потребностей общества в полезных ископаемых позволили А.А. Дубянскому стать признанным авторитетом и основоположником осадочной геологии и гидрогеологии Центрально-Черноземного края России. Им был открыт ряд месторождений полезных ископаемых, которые эксплуатируются и в настоящее время: Подгорненское - цементных мергелей-натуралов, Журавское и Бутурлиновское – охры, источник уникальной минеральный воды «Белая горка».

А.А. Дубянский осуществил блестящий научный прогноз о местонахождении наилучших залежей богатых руд КМА в Белгородской области, за который в 1959 году ему была присуждена Ленинская премия.

Профессор А.А.Дубянский избирался делегатом на Всероссийский и Всесоюзный съезды Советов (1936-37 гг.), в1939г. был депутатом Верховного Совета РСФСР. Он награжден орденом Ленина (1953 г), медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941-45 годов », занесён в Почетную книгу и награжден медалями Всероссийской сельскохозяйственной выставки, имеет звание заслуженного деятеля науки и техники РСФСР.

За 66 лет своей научной, педагогической и общественной деятельности профессор А.А. Дубянский опубликовал более 120 научных статей и монографий, посвящённых геологии, стратиграфии, гидрогеологии и полезным ископаемым Центрально-Чернозёмного региона, которые оказали прямое влияние не только на развитие местной промышленности, но и способствовали изучению геологического строения и подземных вод Русской платформы в целом.

В.И. Дубянский, Воронежский государственный университет

Борис Александрович Андреев (1910-1969)

к 100-летию со дня рождения

Доктор геолого-минералогических наук, профессор Борис Александрович Андреев принадлежал к той замечательной плеяде ученых, усилиями и трудами которых создавались отечественная и петербургская школы разведочной геофизики в нашей стране. Б.А.Андреев родился в 1910 году в Казани, где в 1931 году закончил физико-математический факультет Казанского государственного университета по специальности «гравиметрия и геодезия». Его научная и практическая деятельность началась в довоенный период. С 1931 года он научный сотрудник Геофизического института Главгеолразведуправления, начальник и техрук геодезических и геофизических партий ЦНИГРИ (так в то время назывался ВСЕГЕИ), старший научный сотрудник и руководитель гравиразведочной лабораторией ВСЕГЕИ. В 1939 году он успешно защищает кандидатскую диссертацию, а с 1940 года совмещает научно-исследовательскую работу с преподавательской в должности доцента в Ленинградском горном институте.

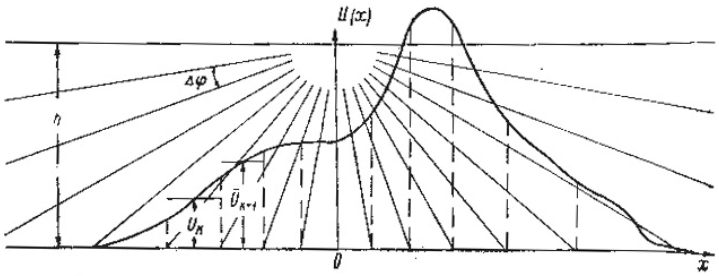
С 1941 по 1945 годы Б.А. Андреев участвует в военных действиях на Ленинградском фронте, сначала в качестве командира взвода, а затем в должности командира зенитной батареи. Его боевые заслуги отмечены орденом Красной Звезды, медалями «За оборону Ленинграда» и «За победу над Германией».

После войны Б.А.Андреев возвращается к научной и педагогической деятельности. С 1946 года он старший научный сотрудник ВИРГа и доцент в ЛГИ. В 1949 году он защищает докторскую диссертацию, а в 1950 году становиться профессором в Ленинградском горном институте и консультантом ВИРГа. За успехи в научной и педагогической деятельности его награждают медалью «За трудовое отличие» (1949г.), ему присваивается внеочередное звание директора геологической службы 1 ранга. В Горном институте создается кафедра структурной геофизики, бессменным заведующим которой Б.А.Андреев оставался до конца своей жизни. Он умер в 1969 году.

Б.А. Андреев своими работами внес крупный, основополагающий научный вклад в развитие региональной и структурной геофизики, гравитационной разведки полезных ископаемых. Еще в 1941 году им вместе с коллегами по работе был разработан и издан в качестве учебного пособия «Курс гравиразведки», по которому училось не одно поколение инженеров-геофизиков. Его монографии – «Геофизические методы в региональной и структурной геологии» (изд. в 1960 и 1965 годах) и «Геологическое истолкование гравитационных аномалий» (изд. в 1962 году, совместно с И.Г. Клушиным) относятся к числу классических работ в этой области научных знаний.

Светлую память о Б.А. Андрееве хранят его ученики и последователи, а его имя навечно вписано в историю развития отечественной геофизики.

(Российский геофизический журнал, 11-12,1998,с.107).

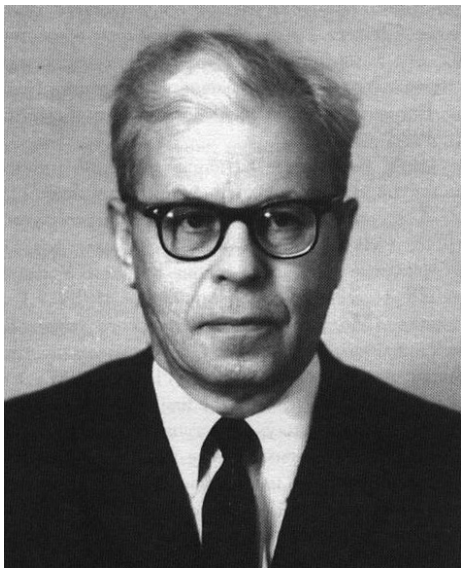


Лучевая палетка Б. А. Андреева для пересчета потенциального физического поля на вышележащий уровень. Высота пересчета h равна длине вертикального луча, отсекаемого снизу горизонтальной осью графика аномалии.

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Академик Петр Николаевич Кропоткин (1910-1996)

к 100-летию со дня рождения



ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПО ДАННЫМ НЕПОСРЕДСТВЕННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

«В связи с проведением туннелей, шахт и других подземных выработок во многих районах в массивах скальных горных пород обнаружены горизонтальные сжимающие напряжения, которые на 100-500 кГ/см выше геостатического (гидростатического) давления *p*, соответствующего весу пород ($\rho=\rho qH$, где ρ – плотность, q – ускорение силы тяжести, H – глубина от поверхности Земли). Они значительно больше и тех повышенных горизонтальных напряжений ($\delta n > \rho$), которые возникают у подножия возвышенностей и под глубоко врезанными долинами. Последние, например, в ущелье реки Нарын, имеющем склоны высотой 600 м, не более чем на 30 кГ/см² превышают геостатическое давление.

«Избыточные» горизонтальные напряжения, значительно превышающие геостатическое давление, по-видимому, имеют тектоническое происхождение и связаны как с особенностями позднекайнозойских деформаций соответствующего участка земной коры, так и глобальным полем напряжений, которое может соответствовать, например, общему сокращению радиуса Земли в современную геологическую эпоху. Считать эти напряжения сохранившимися от более отдаленных, чем поздний кайнозой, геологических эпох у нас нет оснований, так как время релаксации упругих напряжений в верхних слоях консолидированной земной коры составляет величину порядка 20 000 лет. Это соответствует естественному уменьшению напряжений в миллион раз за 300 000 лет – время, которое в пять раз меньше продолжительности новейшего, самого короткого из геологических периодов – четвертичного периода. Даже приняв время релаксации t = 100 000 лет, мы найдем, что за четвертичный период напряжения должны были уменьшиться в миллион раз.

Рассматриваемые «избыточные» горизонтальные напряжения наблюдались уже на глубине 6-15 м в некоторых пунктах южной Швеции, западной Финляндии и США, и на более значительной глубине в других районах, главным образом в кристаллическом фундаменте и в складчатых комплексах. Они почти отсутствуют в осадочном чехле (в том числе на глубине 1900 м в древнем осадочном чехле юга Африканской платформы) и в трещиноватых разностях массивных пород. Наибольшая глубина, на которой при измерениях методом разгрузки были обнаружены эти избыточные напряжения, составляет 880 м (Стёльберг в центральной Швеции), 915 м (Донецкий бассейн) и 1100 м (Альпы-туннель под Монбланом). Сумма главных напряжений сжатия δx и δy по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям ($\Sigma\delta n = \delta x + \delta y$) составляет соответственно 1020, 1150 и 1220 кГ/см² (Hast, 1971; Галушко, Куренков и др., 1968). Близкие результаты получены на глубине 600 м от уровня долины или около 800-1000 м от уровня средней поверхности Хибинского массива ($\delta x + \delta y$ = 930 кГ/см²; И.А.Турчанинов, Г.А.Марков). Во всех этих пунктах $\Sigma\delta n$ на 500-600 кГ/см² больше величины удвоенного гидростатического давления.

В общем, по имеющимся данным создается впечатление , что избыточные напряжения охватывают начиная с глубины 10-200 м (а местами с еще больших глубин, вероятно, с 2000 м) так называемый «гранитный» слой или складчатый и кристаллический фундамент земной коры в самых различных районах – как в пределах древних, тектонически слабо активных докембрийских платформ, так и в областях новейшей складчатости. Они обнаружены

на Балтийском щите (Турчанинов, Марков, 1966), на Канадском щите Северо-Американской платформы, в Либерии, Замбии и Египте - на Африканской платформе, в нижнепалеозойских (каледонских) складчатых поясах Норвегии, Шпицбергена и Ирландии, Саянского хребта и Горной Шории в Сибири, в верхнепалеозойских (герцинских) складчатых поясах Урала (Трифонов, Влох, Алейников, 1969), Донецкого бассейна, Центрального Казахстана (Коунрад, Джезказган), Аппалачи и других районов востока США, Юго-Восточной Австралии и о.Тасмания (Judd, 1964).

Они наблюдаются также в поясах более молодой, мезозойской и кайнозойской (альпийской) складчатости в Британской Колумбии (Западная Канада), Малайзии и Иране, Португалии, Алайском хребте, Альпах и Калифорнии. В нижнепалеозойских известняках глубоких (700м) слоев осадочного чехла Северо-Американской платформы отмечены горизонтальные напряжения $\delta x + \delta y = 724$ кГ/см², на 300 кГ/см² превышающие удвоенное геостатическое давление.

Особенно важен тот факт, что и в Исландии, которая расположена недалеко от осевой зоны Среднего Атлантического хребта и рассматриваемой обычно как пояс происходящего в настоящее время растяжения земной коры, Н.Хастом обнаружены уже на глубине от 4 до 50 м сжимающие напряжения, сумма которых по двум перпендикулярным горизонтальным направлениям превышает удвоенное геостатическое давление на 26-197 кГ/см².

По-видимому, при наиболее точных измерениях (например, в работах Н.Хаста, данные которого основываются на сотнях частных измерений, в каждом пункте и их последующей обработке (причем общее количество измерений определяется десятками тысяч) вероятная ошибка не превышает 5%. Наряду с этими работами нами использованы и такие измерения напряженного состояния, точность которых составляет только 10-30%. Однако в целом, имеющийся мировой материал уже содержит достаточно данных для того, чтобы, применяя статистические методы, сделать первые, наиболее общие выводы. Вероятно, имеются отклонения измеренных величин от истинного значения, характеризующего напряженное состояние земной коры, как в сторону завышенных величин (вследствие недоучета концентрации напряжений вблизи выработок и разломов), так и в сторону заниженных, в связи с естественной разгрузкой напряжений в трещиноватых и выветренных породах.

Считая, что отклонения в ту и другую сторону в общем имеют случайный характер, можно подвергнуть имеющиеся мировые данные статистической обработке по интервалам глубины. Такая обработка показывает, что напряжения либо близки к гидростатическому давлению (линия ОС на рис. 1), либо группируются у прямой АВ, которая соответствует формуле Н.Хаста: сумма напряжений по двум горизонтальным направлениям
$\Sigma\delta n = \delta x + \delta y = 180 + 0{,}98$ Н. На основании измерений, выполненных в трех взаимно перпендикулярных скважинах, удается получить достаточно данных для полного построения эллипсоида напряжений (Хаст, 1969). Выявляется, что хотя его главные оси, как правило, несколько отклонены от вертикали и от горизонтальной плоскости, соотношение напряжений по двум горизонтальным осям эллиптического сочетания δx и δy дает довольно верное, хотя и грубое представление об общей ориентировке и форме эллипсоида напряжений.

Анизотропия горизонтального сжатия выражается (по 51 пункту измерений, приведенным в статье Н.Хаста, печатающейся в журнале «Tectonophysics») следующими средними цифрами соотношений между δx и наименьшим δy горизонтальным сжатием: 1) соотношение $\delta x / \delta y$ от 0.75 до 1,0 характерно для 14% пунктов; 2) от 0.5 до 0.75 – для 67 %; 3) от 0.25 до 0.5 – для 13 %; 4) от 0 до 0.25 - для 6 % пунктов.

Последние группы характеризуются наибольшей анизотропией и отмечены Хастом главным образом в Норвегии и Северной и Юго-Западной Швеции. В этих районах отмечается северо-западная ориентировка наибольшего сжатия. Такая же ориентировка наблюдается на Кольском полуострове. Она перпендикулярна к полосе молодых неотектонических поднятий, сформировавших Норвежские горы, и к простиранию изостатических аномалий силы тяжести и главного сейсмического пояса Скандинавии. Геофизический анализ указывает здесь

на сжатие земной коры под действием сил, ориентированных в северо-западном направлении, перпендикулярно к побережью Атлантического океана.

Такая же перпендикулярность небольших измеренных горизонтальных напряжений по отношению к направлению хребтов и изостатических аномалий наблюдается в Португалии, на Урале и в Алайском хребте. На Урале наибольшее сжатие ориентировано поперек хребта, в широтном направлении. Анизотропия в некоторых случаях настолько велика, что в меридиональном направлении сжатие не только гораздо меньше гидростатического давления ρ, но местами даже заменяется растяжением (Дегтярский и Карабашский рудники; 1971). Растяжение перпендикулярное к наибольшему сжатию, отмечалось в Алайском хребте (на Хайдаркане; Степанов, Ялымов, 1967).

Таким образом, в ориентировке избыточных горизонтальных напряжений сжатия, наблюдается определенное соответствие с той схемой ориентации ныне действующих сил, которую можно наметить на основании изучения кайнозойской складчатости и неотектонического коробления (волнообразного изгибания) верхних слоев земной коры, выражающегося в образовании горных хребтов, а также на основании изучения землетрясений и аномалий силы тяжести.

Напомню, что складчатость, ориентировка напряжений в очагах землетрясений и геодезические измерения (в Японии и Таджикистане) указывают на горизонтальное сжатие, перпендикулярное к молодым хребтам и дугам островов на периферии Тихого океана и в Альпийско-Гималайском и Тянь-Шаньско-Монголо-Охотском подвижных поясах. Величину напряжений в наклонных зонах глубинных разломов (надвигов, взбросов) можно определить по правилу параллелограмма сил, зная нарушения изостазии и изобарии (подсчет гидростатического давления на поверхности, лежащей на 40 км ниже уровня моря, основанный на анализе скоростей сейсмических волн, плотностей слоев и аномалий силы тяжести; Исаев, Ушаков, 1972). Нарушения изобария составляют 1000-2000 кГ/см²; соответствующая горизонтальная компонента сжимающих напряжений в глубинных крупных надвигах достигает 1000-3000 кГ/см².

То обстоятельство, что зависимость суммарного горизонтального сжатия $\Sigma\delta n$ от глубины имеет одинаковый характер в совершенно различных тектонических областях – на докембрийских платформах, в поясах палеозойской консолидации, в зонах молодой альпийской складчатости и вблизи среднего океанического хребта – позволяют говорить о наличии поля сжимающих напряжений в земной коре. Заслуживает внимания предположение Н.Хаста о том, что в настоящее время радиус Земли сокращается (или такое сокращение имело место в геологически недавнем прошлом). Это подтверждается астрономическими данными об изменениях скорости вращения и момента инерции Земли. Из анализа и древних затмений найдено, что в течение последних 3000 лет радиус Земли сокращался на 0.5 мм год (Мейерманн, 1928; Парийский, 1955). Растяжение в рифах (оз. Байкал, океанические хребты) может иметь локальный характер; оно может быть результатом выдавливания наиболее пластичных и легких, полурасплавленных масс в обстановке общего сжатия (Кропоткин, 1971).

Однако для более древних геологических периодов (мезозой, третичный период) палеомагнитные данные указывают на процессы расширения Земли (Храмов, 1967; Van Andel, Hospers, 1969). Возможно, наблюдаемым фактам лучше всего соответствует пульсационная геотектоническая гипотеза Бэчера – Обручева (смена эпох сжатия и расширения Земли). При некоторых допущенных, по-видимому, возможен синтез этой гипотезы с концепциями мобилизма (расширения дна океанов, дрейфа материков), которые приобрели широкое признание в последние годы (Кропоткин, 1971).

Таким образом, исходя из статистического анализа мировых данных о зависимости величины горизонтального сжатия ($\Sigma\delta n = \delta x + \delta y$) от глубины и о зависимости $\delta x/\delta y$ от ориентировки молодых неотектонических деформаций земной коры (Gzovsky, 1967), можно предполагать широкое распространение избыточных напряжений в верхних консолидированных слоях земной коры на всей территории СССР. По-видимому, они будут во многих районах обнаруживаться уже на глубине 100-200 м, в других случаях – на большей глубине. Распределение напряжений в каждом конкретном случае зависит от геологического строения, наличия глубо-

ких трещин, разломов, прослоев или жил более пластичных пород (например, змеевиков), от механических свойств пород и т.д.

Можно ожидать, что в горных областях Сибири и в поясе молодой альпийской складчатости (Карпаты, Крым, Кавказ, Средняя Азия, Дальний Восток) ориентировка наибольшего сжатия будет приблизительно перпендикулярна к направлению горных хребтов и простиранию складчатости. Здесь же следует ожидать наибольшую анизотропию напряжений ($\delta x/\delta y$ меньше 0.5; местами – растяжение в горизонтальном направлении, перпендикулярном к наибольшему сжатию).

Большой интерес для понимания тектонических процессов и генезиса землетрясений имело бы проведение серии точных измерений напряженного состояния горных пород в рудниках Кавказа, Средней Азии (включая, например, разработки месторождений на Памире), Алтая и Дальнего Востока (месторождение Тетюхе и др.).

Заслуживает внимания вопрос о возможности стационарных, длительно проводимых тензометрических измерений с помощью лазерных сейсмографов (Вэли, 1971). Эти приборы обеспечивают измерение длины L с точностью $\Delta L = 10^{-8} L^{-10} L$. Регистрация изменений деформаций и напряжения во времени, вероятно, может способствовать прогнозированию землетрясений». (Из.:*«Напряженное состояние земной коры». М,, Наука,1973.)*

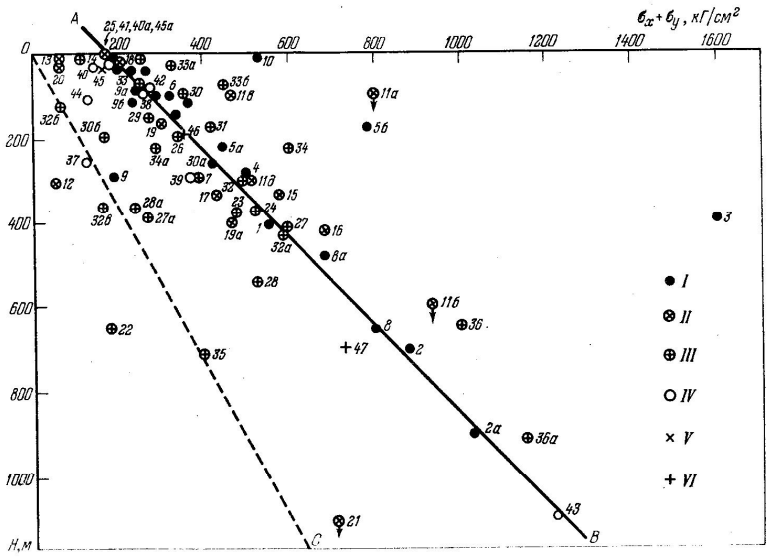
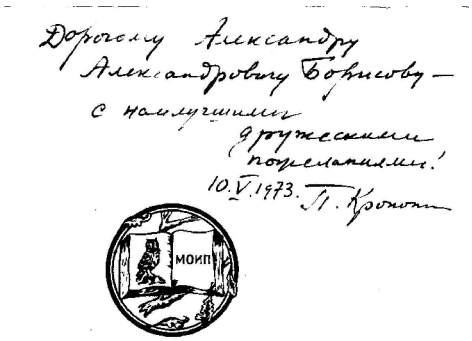


Рис. 1. Изменение величины напряжений (кГ/см^2) с глубиной (Н, м) в породах кристаллического фундамента и в складчатых комплексах. Показана сумма главных напряжений сжатия ($\Sigma\sigma_h = \sigma_x + \sigma_y$) по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям АВ – изменение напряжений по формуле Хаста (Hast, 1967); ОС – удвоенное гидростатическое (геостатическое) давление ($2p$)



Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Сергей Васильевич Медведев (1910-1877)

к 100- летию со дня рождения

ШКАЛА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ. ОБЗОР СЕЙСМИЧЕСКИХ ШКАЛ.

Вопрос о силе землетрясений является одним из наиболее старых в сейсмологии. Еще в античной литературе и в литературе Возрождения при описании сейсмических катастроф различным образом характеризовалась сила землетрясений. Начиная с XVII века делаются попытки классифицировать землетрясения по интенсивности.

Одно из первых делений сейсмических колебаний по их интенсивности было осуществлено итальянцем Поарди в 1627 году, когда он, описывая последствия землетрясения в разных пунктах, дал четыре градации. Объяснению сейсмических явлений уделял внимание М.В.Ломоносов. В 1757 году им была написана работа «Слово о рождении металлов от трясения Земли». В этом труде великий русский ученый, разделяя движение Земли при сейсмических катастрофах на четыре категории, указал, что особенно пагубны для сооружений горизонтальные колебания, определив тем самым одно из основных положений современной инженерной сейсмологии. «Когда по горизонтальной плоскости вся трясения сила устремляется, - пишет он,- тогда Земля из-под строений, якобы, похищается, и оные подобно как на воздухе висящие оставляет, и союз оплотов, опровергает».

В конце XVIII и XIX веков для классификации землетрясений появляется большое число разных описательных шкал, составляемых во время изучения землетрясений: Д. Пигнатаро (1783), Д. Брукса (1811), П. Эгена (1828), П. Макферлана (1839), А. Петермана (1856), Р. Маллета (1858), Р. Вильямсона (1870) и др. В 1883 году составили десятибалльную шкалу совместно М. Росси (Италия) и Ф. Форель (Швейцария). Эта шкала получила распространение в конце 19 века в России благодаря усилиям А.П. Орлова и И.В. Мушкетова. В 1900 году в Японии Ф.Омори предложил семибалльную шкалу, в которой каждому баллу была приписана величина максимального ускорения почвы. В 1904 году А. Канкани предагает величины максимальных ускорений для 12-балльной шкалы Д. Меркалли. Эта шкала Мекали-Канкани была рассмотрена на 2-м сейсмологическом конгрессе в Страсбурге. Позже в описательную часть шкалы Меркалли А. Зибергом были внесены уточнения и поправки. А.Зиберг дал более подробные чем у Д. Меркалли описания последствий землетрясений и более дифференцированно изложил характер повреждений сооружений.

Исправленная шкал, называющаяся шкалой Меркали – Канкани–Зиберга, была принята Международной сейсмической ассоцацией в 1917 году. В настоящее время в европейских странах пользуются преимущественно этой шкалой.

Позже, в 1931 году, в США, Г. Вудом и Ф. Ньюманом была предложена шкала, имеющая применение до настоящего времени. В американской литературе эта 12-балльная шкала обычно называется «модифицированной шкалой Меркалли», или шкалой ММ.

В Японии Ф.Омори ввел усовершенствование в составленную им ранее шкалу и опубликовал новую шкалу в 1920 году. В этой шкале землетрясения подразделяются по силе на шесть категорий, начиная от землетрясения слабо ощутимого людьми (1 балл) и до разрушительного землетрясения (6 баллов). В 1932 году для этой шкалы М. Ишимото предложил величины ускорений колебаний почвы, соответствующие каждому баллу шкалы. Более поздняя редакция японской сейсмической шкалы дана в 1950 году.

В 1931 году в СССР была утверждена в качестве стандарта 12-балльная шкала ОСТ ВСК-4537. Эта шкала была очень близка к шкале Меркалли – Канкани – Зиберга. В 1952 году в ИФЗ АН СССР была составлена новая сейсмическая шкала, имеющая 12 баллов.»

Сопоставление основных сейсмических шкал по баллам

Шкала Института физики Земли АН СССР с 1952 г.	ГОСТ 6249—52 с 1953 г.	ОСТ ВКС-4537 (с 1931 г. по 1952 г.)	Китайская шкала с 1956 г.	Американская Модифицированная Меркалли шкала (ММ) с 1931 г.	Японская шкала с 1950 г.	Шкала Росси-Фореля с 1873 г.	Европейская шкала (Меркалли—Канкани—Зиберга) с 1917 г.
1	—	1	1	1	0	1	1
2	—	2	2	2	1	2	2
3	—	3	3	3	2	3	3
4	—	4	4	4	2,3	4	4
5	—	5	5	5	3	5,6	5
6	6	6	6	6	4	7	6
7	7	7	7	7	4,5	8	7
8	8	8	8	8	5	9	8
9	9	9	9	9	5,6	10	9
10	—	10	10	10	6	10	10
11	—	11	11	11	7	10	11
12	—	12	12	12	7	10	12

Сопоставление сейсмических шкал прежних лет со шкалой Института физики Земли АН СССР

Авторы	Год	Баллы											
Институт физики Земли АН СССР	1952	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Д. Брукс	1811	6	5	5	4	3	3	2	2	1	1	1	1
П. Эген	1828	—	1	2	34	5	6	—	—	—	—	—	—
П. Макфарлан	1839	1	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—
А. Петерман	1856	—	—	5	5	4	4	3	3	2	1	—	—
Р. Маллет II	1862	5	4	4	4	4	4	3	2	1	—	—	—
М. Росси	1874	1	2	3	45	6	7	8	9	10	—	—	—
Е. Ньюманн	1878	—	—	—	—	1	2	3	45	6	7	8	9
Ф. Форель	1881	12	3	3	45	5	6	7	89	10	—	—	—
А. Гейм, В. Форстер	1882	1	2	2	35		7	8	9	10	—	—	—
Д. Меркалли I	1883	—	1	1	2	3	4	4	5	6	6	—	—
Г. Джонстон—Левис	1885	—	—	—	—	—	—	3	3	2	1	1	1
Д. Поуэлл	1886	1	1	2	2	3	4	5	5	—	—	—	—
Ч. Роквуд	1886	—	1	1	23	34	4	5	6	6	—	—	—
Х. Мазато	1892	1	1	2	2	3	3	3	3	3	—	—	—
М. Баратта I	1892	1	2	2	34	4	5	5	67	—	—	—	—
А. Рикко	1893	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6
М. Мазо	1895	—	1	1	23	4	4	5	6	6	—	—	—
К. Бассани	1895	13	45	6	78	9	10	1112	1314	1516	—	—	—
Д. Меркалли II	1897	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	—	—
Р. Олдхем I	1897	—	1	1	2	3	3	4	5	6	—	—	—
Р. Олдхем II	1899	—	6	6	5	4	4	3	2	1	—	—	—
Японская шкала	1900	1	1	2	2	3	3	4	4	4	—	—	—
Ф. Омори I	1900	—	—	—	—	1	12	3	4	5	6	67	7
Ф. Форель, Д. Меркалли	1904	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	—	—
Д. Меркалли, А. Канкани	1904	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Японская шкала	1906	1	2	2	3	3	4	4	5	5	5	5	5
Г. Вуд	1906	—	—	—	—	—	45	34	2	12	1	1	1
В. Корниш	1908	1	2	3	45	6	7	8	9	10	10	11	11
М. Холл	1909	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	—	—
М. Баратта II	1910	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
Д. Мильн	1911									1	23	3	—
А. Мак-Ади	1915	1	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Г. Рейд, С. Табер	1919	1	2	3	45	6	7	8	9	10	10	10	10
Ф. Омори II	1920	1	1	1	2	2	3	3	4	5	6	6	6
Японская шкала I МО	1920	—	—	1	1	2	2	3	3	4	5	6	6
В. Вонг	1923	1	2	3	45	6	7	8	9	10	11	11	11
Х. Рамирец	1933	1	1	1	12	2	2	3	9	3	—	—	—

Наиболее полное сопоставление различных сейсмических шкал выполнили Г.П. Горшков и Г.А. Шенкарева. Ими рассмотрено более 50 шкал. Однако, большинство из этих шкал не имели признания и широкого распространения и сопоставлялись авторами как средство для описания крупных землетрясений»

КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ШКАЛ

ГОСТ 8848-52, 1953		ГЕОСФИАН 1953		ОСТ-ВИС 4537 1933		D.Brooks 1811	P.Egen 1828	P.Macfarlane 1838	A.Petermann 1856	R.Mallet II 1862	M.S.Rossi 1874	E.Naumann 1878	F.Forel 1881	M.Heim-Forster 1882	M.Rossi-F.Forel 1883	G.Mercalli I 1883	H.Johnston-Lavis 1885	D.Powell 1888	C.Rockwood 1888	H.Masato 1892	M.Baratta I 1892	A.Ricco 1893	M.Mase 1895	C.Bassani 1895	G.Mercalli II 1897	R.Oldham I 1897	R.Oldham II 1899	Японская шкала 1900	F.Omori I 1900	C.Davison 1900	F.Forel-G.Mercalli I 1904	G.Mercalli-A.Cancani 1904	Японская шкала 1906	H.Wood 1908	V.Cornish 1908	M.Hall 1909	M.Baratta II 1910	J.Milne 1911	S.Mercalli-A.Cancani-R.Sieberg 1912	A.McAdie 1915	H.Reid-S.Taber 1919	F.Omori II 1920	J.M.O.J. 1920	W.Wong 1925	H.Wood-F.Neumann 1931	E.Ramirez 1935
-	1	-	1	<2,5		6	-	1	-	5	1	-	1-2	1	1	-	-	1	-	1	1	-	1-3	1	-	-	1	-	1	1	1	1	-	1	-	1	-	1	1	-	1	1		
-	2	-	2	2,6-3,9		5	1		-		2	-	3	2	2	1	-		1		2		4-5	2	1	6		-	2	2	2	2		2	1	2	1	2	1	-	2	2	1	
-	3	-	3	4,0-10			2				3	-			3					1	2	2	6	3				3	3	3					3		3			1	3	3		
-	4	4,0	4	10-25		4	3-4		5	4	4-5	-	4	3-5	4-5	2	-	2	2		3	2	3	7-8	4	2	5	2	-	4-5	4	4	3	-	4,5	-	4	2	4-5	2	1	4-5	4		
-	5	0,9-1,9	5	25-60		3	5				6	1	5	6	6	3	-	3		4		3	4	9	5			1	6	5	5		5	-	6	3	-	3	6	2	2	6		2
6	6	1,1-2,9	6	60-100			6				7	2	6	7	7		-	4		5				10	6	3	4	3		7	6	6	4	-	6		10	-	6	4	7	3	6		
7	7	2,1-4,0	7	100-250				10		3	8	3	7	8	8	4				5	6-7	4	5	11-12	7	4	3		3	8-9	7	7		4	-	7	5	8		3	7		8		
8	8	4,1-8,0	8	250-500		2	-	-			9	4-5	8-9	9	9	5	3	5		6		4	6	13-14	8	5	2	4	4	-	8	8			-	8	6	9	4		8	9		
9	9	8,1-16,0	9	500-1000				-		2	1	10	6	10	10	10	6	2	-			5		15-16	9	6	1		5	-	9	9			1	9	7		5	4	10		
-	10	16,1-32,0	10	1000-2500		1	-	-		1	-	-	7	-	-	-		-	-	-		5	-	-	10	-	-		6	-	10	10	5		2	10	8	10	5	6	11		
-	11	>32,0	11	2500-5000				-			-	-	8	-	-	-		1	-	-		6	-	-	-	-	-		7	-	-	11			1	3	11	9						
-	12	-	12	>5000				-			-	-	9	-	-	-		-	-	-		-	-	-	-	-	-			-	-	12			-	-	12	10						

Г.П.Горшков, Г.А.Шенкарева (1958).

48

Известия Академии Наук СССР
Серия географическая и геофизическая
Том XII, № 6, 1948

Дорогому Георгию Петровичу
– будоражащему совещания
8. 2. 1949 г. С.Медведев

С. В. Медведев

ВСЕСОЮЗНОЕ АНТИСЕЙСМИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

56

Дорогому Георгию Петровичу
Горшкову,
с глубоким уважением,
от всей бригады, руководящей
которой он был в Крыму
17.8.57 г.

Медведев С.В.

Спецгруппа Института физики Земли
им. Шмидта

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Владимир Иванович Смирнов (1910 - 1988)

к 100-летию со дня рождения

«Важнейшей особенностью социалистического строя является непрерывное повышение благосостояния трудящихся. Развитие всего народного хозяйства направлено на выполнение этой главной задачи. В соответствии с этим уделяется огромное внимание сырьевым ресурсам страны, на базе которых работают наши промышленные предприятия, в частности, запасам минерального сырья.

Среди минеральных богатств решающую роль играют рудные полезные ископаемые, объединяющие руды черных, цветных, редких, благородных и других металлов. В пятилетних планах развития страны предусматривается крупный рост добычи руд различных металлов в частности. Обеспечение такой гигантской программы добычи руд требует непрерывного расширения работ по геологическим поискам и разведки и осуществления их передовыми методами.

…Вместе с тем необходимо отдавать себе отчет в том, что условия производства поисковых и разведочных работ с каждым годом усложняются. Фонд легко открываемых месторождений, выходящих непосредственно на поверхность и сравнительно просто определяемых при поисковых работах, заметно сокращается. Многие известные рудные месторождения вырабатываются в их легко доступной части, и дальнейшую разведку их приходится вести в более труднодоступных частях или в сложных геологических условиях. Все это еще более повышает значительность задач по поискам и разведкам рудных месторождений.

Однако есть основания полагать, что геологи, несмотря на все возрастающие трудности будут успешно решать новые проблемы расширения минерально-сырьевой базы. Залогом этого является ряд обстоятельств. *Во-первых,* создание в нашей стране мощного, высококвалифицированного коллектива геологов. *Во-вторых,* совершенствование теории образования и размещения рудных месторождений, развивающейся путем обобщения огромного материала по их разведкам. *В-третьих,* улучшение методов поисков и разведок месторождений полезных ископаемых. *В-четвертых,* оснащение геологоразведочных работ новой, передовой техникой. *В-пятых,* наличие на обширных просторах нашей страны пород любого геологического возраста и состава, а также всех типов геологических структур, обеспечивающих необычайное разнообразие и богатство месторождений полезных ископаемых.

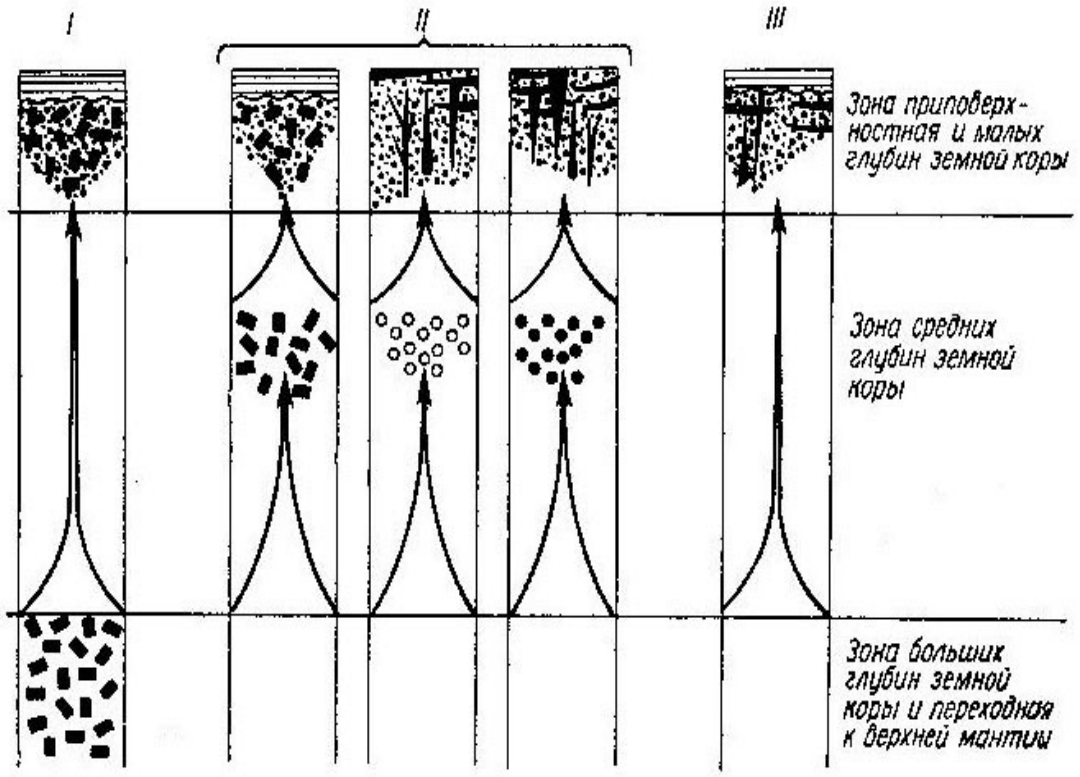
Успех работы гарантирует также наш государственный строй, при котором земля принадлежит народу и отсутствуют нелепые препятствия для планомерного геологического изучения недр. Наконец, что самое главное, успех в работе наших геологов обеспечивается регулярным руководством и помощью геологическим исследования, которые оказываются правительством.

Обращаясь к геологам – делегатам 17-й сессии Международного геологического конгресса в июле 1937 г., В.М. Молотов сказал: «Правительство и широкие массы трудящихся Советской страны высоко ценят Ваши труды в области науки и геологию, как великую науку особенно тесно связанную с жизненными интересами народа. В наших условиях, в стране социализма, где недра земли принадлежат самому народу, а не богачам-капиталистам, неисчислимые богатства земли познаются работниками науки в интересах трудящихся и полностью находятся в их распоряжении.

Поэтому же в нашей стране созданы благоприятные условия для развития наук, в частности, для развития такой науки, как геология…».

Однако было бы глубоко неправильно и опасно полагать, что решение задач по обеспечению прогрессивно развивающегося народного хозяйства сырьевыми ресурсами является простым и легким делом. Наоборот, создание крупных минеральных ресурсов для значительного расширения действующих горных предприятий и строительства новых требует полной мобилизации всех сил советских геологов».

Значение геологических поисков и разведок рудных месторождений для народного хозяйства (из введения к книге **«Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений», изд. МГУ, 1954).**



В.И. Смирнов, 1971

Схема уровней отделения ювенильных рудообразующих веществ, связанных с верхней мантией

I – на большой глубине в первичных подкоровых массах,
II – на средней глубине в прмежуточных очагах,
III – на малой глубине в приповерхностной части коры.

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Митрофан Степанович Точилин (1910 - 1968)

к 100-летию со дня рождения

«Воин, педагог, ученый»

Заведующий кафедрой минералогии и петрографии
(1946-1959гг. и 1965-1968 гг.);
декан геологического факультета
(1949-1953 гг.; 1955-1959 гг.);
проректор ВГУ по науке (1967-1968 гг.)

Митрофан Степанович Точилин родился в с. Б. Подосинки Карачаевского района Брянской области в семье крестьянина 15 декабря 1910 г. В 1929 г. после окончания школы крестьянской молодежи, он был рекомендован на работу в Брянский окружной союз в качестве практиканта – агронома, а позже, в порядке выдвижения, был переведен на должность младшего, а в 1931 г. – старшего агронома. В 1931 г. он поступил учиться в Пермский государственный университет на геологический факультет, по окончании которого был оставлен в должности ассистента на кафедре минералогии и петрографии, одновременно был заместителем декана геологического факультета. Научная деятельность М.С. Точилина началась в 1937 г. исследованием кристаллографии цирконов Ильменских гор.

С 1939 г. М.С. Точилин работает в Воронежском университете. В 1941 г., накануне начала Вликой Отечественной Войны, им была защищена кандидатская диссертация на тему "Петрология южного выхода Воронежского кристаллического массива ". В ней он впервые доказал гибридную природу гранитоидов, описал интересные явления двойникования полевых шпатов, предложил свой метод определения кислых плагиоклазов на сетке Вульфа. Им была также предпринята попытка сравнительного анализа с аналогичными породами Азовского кристаллического массива.

Следует особо отметить, что успешной научно-педагогической работе способствовала царившая на кафедре минералогии и петрографии творческая атмосфера. В то время заведующим кафедры был замечательный ученый - минералог, ученик академика В.И. Вернадского С П. Попов, а деканом факультета был талантливый ученый – минералог Е.К. Лазаренко, впоследствии ставший академиком АН Украины. Вместе с М.С. Точилиным в качестве ассистента трудился будущий академик и Министр геологии СССР А.В. Сидоренко.

Но все творческие планы и надежды перечеркнула война. В августе 1941 г. М.С. Точилин вступает добровольцем в Воронежский коммунистический полк и уходит на фронт. В книге "Бойцы вспоминают минувшие дни" (Воронеж, 1967, с. 104, 110-111) М.С. Точилин пишет: *"…подал заявление с просьбой зачислить в полк. Мне напомнили, что я имею броню и могу остаться в университете. Да, формально это было так. Но перед глазами стояли липецкие эшелоны с эвакуированными женщинами, ранеными бойцами, в ушах звучали страшные рассказы о зверствах фашистов. Родине требовались бойцы. Я твердо решил быть одним из них…».*

За боевые заслуги М.С. Точилин был награжден орденами "Отечественной воины" 1-ой степени и "Красной звезды", шестью медалями: "За отвагу", "За оборону Москвы", "За взятие Будапешта", "За взятие Вены", "За победу над Германией, "XX лет Победы в Великой Отечественной войне".

После демобилизации из Советской Армии М.С. Точилин возвратился в Воронеж. Он был назначен заведующим кафедрой минералогии и петрографии, которую возглавлял с

небольшими перерывами 22 года (до января 1968 года). В трудные послевоенные годы М.С. Точилин проделал огромную работу по восстановлению факультета и укреплению кафедры. В период 1949-1953 и 1955-1959 деканом факультета. Энергии М.С. Точилина хватало, чтобы, не прерывая работы в университете, совмещать ее с работой в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР, в котором он возглавлял лабораторию региональной геологии и, являлся членом Ученого Совета института и членом Президиума филиала.

Это был наиболее плодотворный период работы М.С. Точилина. В 1951 г. он закончил докторскую диссертацию на тему "Происхождение, распространение и поисковые признаки Липецких железных руд". Затем переходит к изучению богатых железных руд, приуроченных к докембрийским железокремнистым формациям на территории КМА, Кривого Рога, Урала и Кольского полуострова, Южного Хингана, где под его руководством в 1953 г. проходил первую производственную практику автор этой статьи. Уместно отметить, что в 1962 г. М.С. Точилин выступал в качестве оппонента по кандидатской диссертации Н.М.Чернышова, который по его предложению был зачислен в состав кафедры.

Вывод М.С.Точилина о генетической связи железистых кварцитов с подводным вулканизмом был фундаментальным вкладом в геологию рудных месторождений.. Это было весьма убедительно доказано в его монографиях – "Происхождение железистых кварцитов" (1963 г.) и "Геология и генезис железистых руд Приимандровского района Кольского полуострова" (1964 г., совместно с П.М. Горяиновым) и сериях статей. Они получили высокую оценку, как среди отечественных геологов, так и за рубежом. Этот пример, кстати, показывает, сколь результативным оказалось его "научное совместительство" работы в разных железорудных регионах страны.

М.С. Точилин написал 65 научных работ, им отредактировано 15 геологических сборников и монографий, выпущенных в свет издательствами "Наука", "Недра" и Воронежского университета. Свойственный М.С. Точилину разносторонний подход к решению проблем во многом определялся его систематической работой над методологическими вопросами в геологии, о чем свидетельствуют его статьи в сборнике "Философия и естествознание" (1965 г.), выступления на теоретических конференциях по методологии о роли геологических знаний в воспитании научного мировоззрения у студентов. Им подготовлено 7 кандидатов наук. Целая плеяда его учеников, геологов-производственников работала в самых различных уголках страны и за ее пределами. Некоторые из них стали лауреатами Ленинской и Государственной премий. Забота о развитии науки на факультете проявилась в создании по инициативе М.С. Точилина «Проблемной научно-исследовательской лаборатории геологии и минерального сырья ЦЧЭР», объединившей усилия многих направлений ученых факультета. На её базе впоследствии был создан институт геологии.

Свою кипучую энергию в научной и педагогической деятельности М.С. Точилин сочетал с большой организаторской и общественной работой. Он был проректором по научной работе, бессменным председателем Ученого совета, много лет был лектором общества "Знание". За успешную учебную, научную и общественную деятельность М.С. Точилин награжден орденом Трудового Красного Знамени, медалью "За трудовую доблесть".

Преданность любимому делу, личное обаяние, душевная чистота и благородство, исключительная доброжелательность к окружающим, неутомимое желание делать добро и нести его людям, закаленный войной требовательный и бескомпромиссный характер снискали М.С. Точилину высокий человеческий и научный авторитет, любовь и уважение на кафедре, факультете, университете и далеко за его пределами. Он был убежден, что главные дела научные и педагогические, в первую очередь, зависят, не только от личных качеств каждого, но и от создания особого духовно-нравственного климата факультета. И, наверное, самой высокой наградой стало то, что его именем назван новый минерал – **точилинит**, открытый в 1967 г. на Нижнемамонском сульфидном медно-никелевом месторождении С.П. Молотковым – аспирантом Н.М. Чернышова.

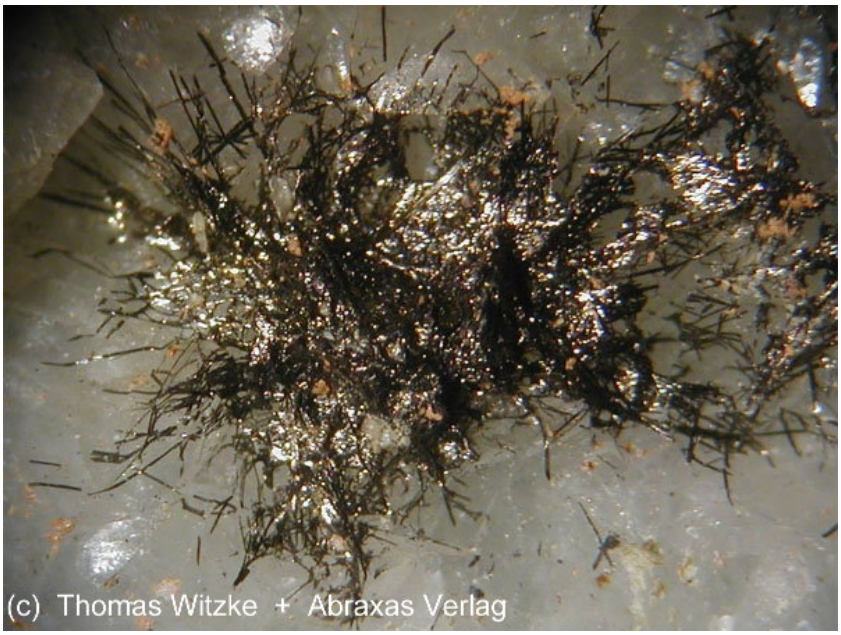


Рис. Точилинит. Химическая формула: $6Fe_{0.9}S{\cdot}5(Mg,Fe{+}{+})(OH)_2$
Происхождение названия: назван в честь М.С. Точилина, русского учёного

Это был сульфид-гидрооксид железа и магния. Более пяти лет длилось его исследование, чтобы убедиться, что это действительно новый минерал. И только в 1971 году он был утверждён Международной комиссией. Позже точилинит был обнаружен на месторождениях многих стран, а так же на Луне.

Именно воронежская земля стала родиной нового минерала. Он получил имя в память о профессоре Воронежского университета Митрофане Степановиче Точилине, известном ученом, исследователе докембрия и руд Воронежского кристаллического массива, талантливом организаторе научно-исследовательских работ, воспитавшем многие поколения геологов. Само имя минерала, вошедшее во все мировые справочники, стало символом памяти и благодарности нашим учителям и наставникам. В связи со 100-летием со дня рождения профессора М.С. Точилина Учёным советом Воронежского госуниверситета принято решение, в соответствии с которым лаборатории «Геология, минералогия, геохимия и минерагения докембрия Центрального региона России» присвоено имя проф. М.С. Точилина. Этой дате посвящена предстоящая Международная конференция по проблеме «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Предусмотрено издание книги о М.С. Точилине «Воин, учёный, педагог», учреждены именная стипендия и дипломы по итогам ежегодных научных сессий и студенческих конференций. Кроме того, предусмотрено обращение в администрацию г. Воронежа об установлении мемориальной доски М.С. Точилину на доме, в котором он жил (ул. Театральная, 19).

Никто не забыт, ничто не забыто!

чл.-корр. РАН, проф. Н.М. Чернышов, Воронежский государственный университет

Виктор Иосифович Мячкин (1930-1980)
к 80-летию со дня рождения

ФИЗИКА ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Приведенное краткое рассмотрение физики очага землетрясений не претендует на полноту. Оно преследовало цель служить введением, быть обоснованием последующего изложения и подчеркнуть важность использования результатов механики разрушения в сейсмологии » («Процессы подготовки землетрясений»,М., Наука, 1978).

«Достижения сейсмологии в изучении очага землетрясений и его параметров, даны геологии и геофизики о строении Земли и тектонических процессах в ее недрах, развитие физики разрушения материалов синтезируются в настоящее время в новом направлении сейсмологии – физике очага землетрясений. Развитие этого направления, являющееся естественным следствием общего прогресса наук о Земле, необходимо как физическая основа для решения фундаментальных проблем современной геофизики и в первую очередь для народнохозяйственных задач: прогноза времени сильных землетрясений, расчета их воздействия на поверхность Земли и сооружения, создания новых методов сейсмического районирования.

Интерес к очагу землетрясений, как и к проблеме предсказания времени его возникновения, возник вместе с самой сейсмологией. В 1910 году – Рейд предложил гипотезу, связывающую землетрясение с разрушением материала Земли. Развитие сейсмологии, особенно открытие в 30-х годах нодальных линий, позволило начать прямое исследование параметров очагов землетрясений. Широко известны классические работы Байерли, В.И. Кейлис-Борока, А.В. Введенской, Х. Хонда и других, явившиеся основой для получения информации об очаге из сейсмологических наблюдений. Идеи Г.А. Гамбурцева по изучению физики землетрясений, работы ученых ИФЗ АН СССР и других мировых геофизических центров позволили получить многосторонние физические характеристики землетрясений: энергетические, пространственно-временные связи, изменения характеристик среды и др. Развиты тектонические представления о формировании разрывов в земной коре. Предложена и развита макроскопическая теория сейсмического течения горных масс. На основе соединения результатов механики разрушений и достижений сейсмологии, развита теория очага землетрясений. В последнее десятилетие в результате широких поисковых исследований по предвестникам землетрясений и лабораторных экспериментов по физике разрушения получены фундаментальные данные по процессам подготовки землетрясений.

Анализ и некоторое обобщение этих достижений в (93) позволили в первом приближении очертить рамки физики очага землетрясений, наметить классификацию ее разделов и указать некоторые позиции, являющиеся, по нашему мнению, ключевыми для дальнейшего развития этой области науки.

Понятие «очаг землетрясения» трактуется в сейсмологической литературе весьма разнообразно. Эти определения включают такие крайности, как некоторую точку (гипоцентр) с соответствующими координатами и область (объем), оконтуренную координатами афтершоков.

Учитывая современные представления сейсмологии и механики разрушения, очаг тектонического землетрясения можно определить как динамически движущийся разрыв непрерывного материала Земли, возникающий под действием напряжений, накопленных в процессе сдвиговых тектонических деформаций. Этот разрыв проходит по некоторой поверхности.

Мы ограничиваемся указанным механизмом землетрясений и не рассматриваем возможности землетрясений другого типа, например, связанных с изменением удельного объема в результате фазовых переходов.

Изучение динамики и квазистатики процессов развития и заживления разрывов – и составляет предмет физики очага землетрясений. По существу *физика очага землетрясений – это физика разрушения горных масс в условиях земных недр*. Очевидно, что очаг землетрясения как процесс быстрого распространения не может быть понят и физически описан без выяснения условий его возникновения и исчезновения. Поэтому – физика очага должна описывать не только процесс землетрясения, но и процессы подготовки землетрясения и его последствие. Соответственно можно выделить три раздела, имеющие специфические особенности и методы исследования: 1) - физика подготовки землетрясения; 2) – физика происходящего землетрясения; 3) – физика остаточных явлений.

Подобный подход к классификации сейсмического процесса предлагал ранее Касахара (226). Он разделял его на стадии: предсейсмическую, главную (разрывную), и постсейсмическую. Сходные стадии в формировании тектонических разрывов выделял М.В. Гзовский (32). Позднее Рац и Чернышев (131), «модернизировав» классификацию Гзовского, стадии формирования тектонических разрывов, поставили в соответствие «схеме, принятой в настоящее время в физике», и рассматривали: 1) равномерное растрескивание во всем объеме деформируемого тела, 2) сгущение и слияние трещин, 3) образование и разрастание магистрального разрыва (у М.В. Гзовского объединены первые две стадии и в конце добавлена стадия замедленного разрастания образовавшегося разрыва). В нашей классификации по определению стадия равномерного растрескивания по объему в физике очага землетрясения формально может не рассматриваться, хотя и является существенной для понимания причин землетрясений.

В наибольшей степени физические представления о разрушении, результаты механики динамического распространения разрыва используются в настоящее время при описании и изучении происходящего землетрясения. Теория этого раздела физики очага землетрясений наиболее разработана и является ключевым моментом для понимания процессов подготовки и заживления разрывов. Окончательно решен вопрос о точечном источнике волн, эквивалентном очагу землетрясений, введены описания очага в физических терминах, таких как ориентация и размеры площади разрыва, величина снятого напряжения, распределение подвижки по поверхности разрыва и др. (65, 67, 68). Выяснены возможности определения этих величин из сейсмических наблюдений.

Для описания очага в целом, на основе длиннопериодных наблюдений оказалась удобной дислокационная модель, которая позволила ввести в сейсмологию новую характеристику очага – сейсмический момент и его обобщение – тензор сейсмического момента очага (57, 67). Сейсмический момент является мерой вклада данного землетрясения в среднюю деформацию или, если сейсмичность связана с движением по отдельному разлому, в среднюю подвижку по разлому (67). Таким образом, определяя сейсмические моменты для совокупности землетрясений, можно изучать связь сейсмичности с тектоническим процессом и особенности процесса на стадиях подготовки сильного землетрясения. На этом пути можно надеяться получить более «чистые» предвестники деформационного типа. Сейсмический момент дает возможность оценить некоторые интегральные характеристики очага при независимой оценке размеров площадки разрыва, которая может быть проведена по наблюдениям на поверхности Земли, макросейсмическим данным (189) и размерам области афтершоков. Величины снимающихся напряжений в очаге неглубоких землетрясений оказались поразительно низкими, от единиц до сотни бар. Снимаемые напряжения порядка нескольких килобар для глубоких землетрясений отчасти можно объяснить увеличением прочности и однородности материала с глубиной, но возможна и недооценка размеров очагов глубоких землетрясений.

Сейсмическое излучение (его направленность, распределение амплитуд и частот P – и S волн, энергия) связано с параметрами разрыва (формой и размером, скоростью распределения, условиями взаимодействия берегов разрыва). Здесь заложены глубокие принципи-

альные возможности для изучения особенностей излучения и зависимости от строения характеристик среды различных сейсмоактивных районов, а следовательно, и прогноза особенностей разрушительного воздействия землетрясений. Экспериментальное изучение прочности горных пород и характеристик трения в условиях, соответствующих процессам в очагах землетрясений, интенсивно проводится во многих лабораториях мира, особенно в США (205, 218). Теория здесь сталкивается с большими математическими трудностями. Объяснения формы спектров в работах (197, 213) неудовлетворительны, так как основываются на гипотезах, не имеющих прямого физического смысла и экспериментальной базы. Заметим также, что изучение физической природы разрыва при различных термодинамических условиях чрезвычайно важно также и для предсейсмического и постсейсмического этапов, так как определяет скорость процессов в целом и соотношение изучаемой и теряющейся энергии.

Исследованиям остаточных явлений в зоне очагов сильных землетрясений посвящено очень много работ как экспериментальных, так и теоретических. Однако, механика деформирования сред, содержащих разрывы, используется здесь еще не в полной мере, несмотря на ряд фундаментальных исследований в этой области (128, 170, 190). Важным обстоятельством для понимания постсейсмического этапа является то, что остановка разрыва оказывается растянутой во времени. У концов разрыва за счет концентрации напряжений резко ускоряется рост дефектов, возникают новые землетрясений - афтершоки. Поведение среды у концов разрыва аналогично поведению материалов в условиях быстро приложенной нагрузки. На необходимость изучения афтершоков для физики землетрясения обращено серьезное внимание В.И.Уломовым. В его работах (170, 171) изучено и объяснено распределение афтершоков в разных частях очаговой зоны, именно с этих позиций, обнаружены сейсмические предвестники крупных афтершоков, использованные для официального предупреждения о крупных повторных ударах.

Обратим внимание, что известное в сейсмологии различие энергетических классов и времени проявления афтершоков, сопровождающих землетрясения одинаковых энергий, объясняется с позиций механики разрушения. Остановка разрыва на прочностном барьере, за которым находится зона высоких напряжений, должна приводить к длительному процессу с крупными афтершоками. Выход разрыва в зону низких средних напряжений вызывает его остановку без существенных остаточных явлений. При этом афтершоковые процессы должны быть существенно различны в различных частях объема пород, в котором произошло землетрясение. Вблизи плоскости разрыва могут возникать «вялые» афтершоки обратной подвижки. Это экспериментально обнаружено в последнее время при детальных исследованиях последствий Дагестанского землетрясения, проведенных под руководством Н.В.Шебалина.

Наименее разработанными в физике очага являются вопросы подготовки землетрясений. По-видимому, первой сводной работой в этом направлении является монографический сборник (177), содержащий как оригинальные, так и обзорные статьи по теории, лабораторному и полевому эксперименту сотрудников секции физики очага и предвестников ИФЗ АН СССР. Исследования советских и зарубежных ученых, выполненные в последние годы по этим вопросам, были доложены на Ташкентском международном симпозиуме (166) и опубликованы в (202,203,235). Здесь мы коротко остановимся на истории основных представлений. Долгое время в геологии и геофизике главное внимание уделялось осредненным связям между напряжениями и деформациями, возникновение землетрясения связывалось с понятием критического напряжения, предела прочности горных пород. Роль трещин и дефектов учитывалась лишь в «среднем»: диссипация потенциальной энергии упругих напряжений в реологических моделях среды (49,50), вклад в среднюю тектоническую деформацию (65,139), в сейсмическое течение горных масс (67). Неоднородность поля напряжений связывалась главным образом с различием скоростей деформаций участков земной коры или концентрацией напряжений на геологических неоднородностях. Тектонофизические представления М.В. Гзовского (32), К.И. Кузнецовой (72), подчеркивавшие роль систем подготовительных разрывов, в 1960-е годы не получили должного развития.

Из господствовавших в это время представлений о пороговом характере явления землетрясения, типа хрупкого разрушения горных пород, монотонности медленно нарастающих напряжений нельзя было ожидать каких либо резких изменений и особенностей в геофизических полях и деформациях горных масс. Это отражалось в высказываниях ряда ученых о возможностях решения проблемы прогноза: «В настоящее время непосредственный физический анализ основ прогноза практически невозможен;… в области прогноза землетрясений научного подхода пока не существует…» (М. Бот, 1966); «Землетрясение наступает внезапно и совершенно незакономерно, на вид чисто случайно» (Ф.Д. Стейси, 1964); «Главным в программе прогноза землетрясений должна быть регистрация с максимально достижимой точностью всех явлений, которые могут оказаться предвестниками…». Это грубо эмпирический подход, при котором неизбежна бесплодная работа, но он оправдан тем, что у нас нет достоверной теории землетрясений» (Ф. Пресс, В. Брейс, 1966).

Серьезное продвижение в понимании процессов подготовки землетрясения достигнуто только в последние пять лет как результат осмысления данных о предвестниках землетрясений на основе достижений механики разрушения, выяснения роли трещинообразования как основного фактора в подготовке разрывов на разных масштабных уровнях. Анализу разрушения тел ростом трещин и базирующимся на нем теориям посвящены последующие параграфы. Здесь мы только приведем обобщенную схему деформирования горных пород в условиях всесторонних давлений с дополнительной осевой нагрузкой, предложенную в работе (217) известными исследователями Д.Григгсом и Д.Хандиным еще в 1960 году. Показано, что диаграммы переходного типа разрушения, которые, по-видимому, более всего отвечают сдвиговому характеру тектонического землетрясения, имеют ярко выраженный участок падения напряжений с увеличением деформации перед разрушением. Эта особенность стадии предразрушения для условий квазистатических нагрузок и отсутствия свободных границ разрушающегося объема в недрах Земли должна учитываться при построении любых моделей подготовки землетрясений.

Приведенные ниже шутливые посвящения были сделаны за несколько месяцев до внезапной кончины этого красивого и жизнелюбивого талантливого ученого, «научное место» которого в наших рядах так и осталось никем не занятым…

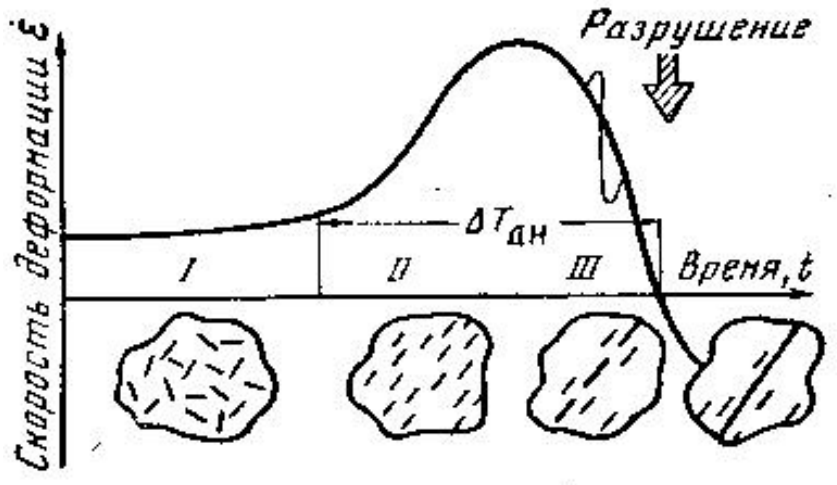
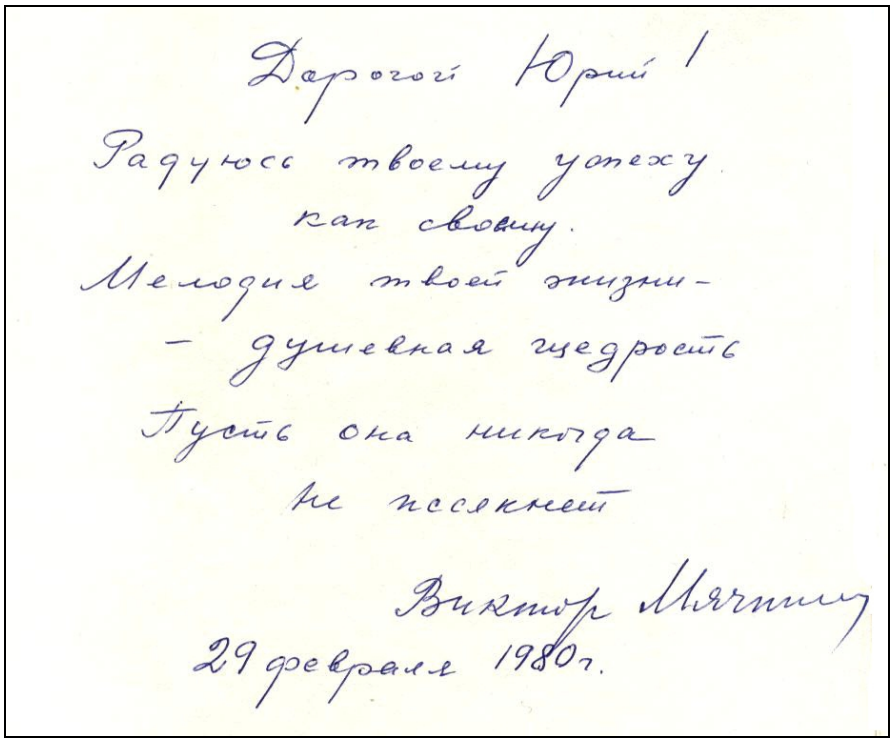


Схема временного хода скорости суммарной деформации зоны подготовки землетрясения

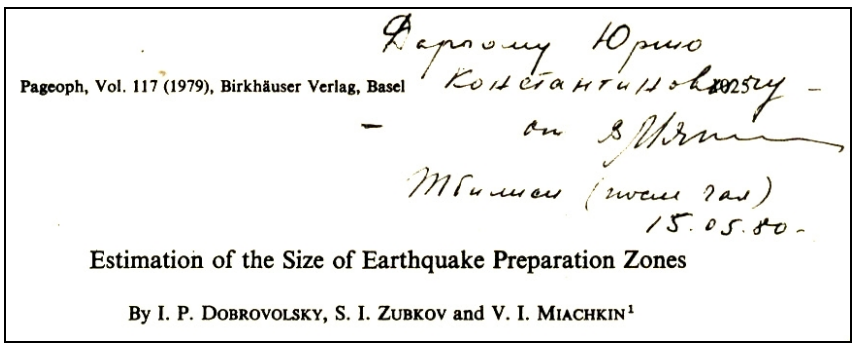


Дорогой Юрий!

Радуюсь твоему успеху
как своему.
Мелодия твоей жизни -
- душевная щедрость
Пусть она никогда
не иссякнет

Виктор Мячкин

29 февраля 1980 г.



Pageoph, Vol. 117 (1979), Birkhäuser Verlag, Basel

Дорогому Юрию Константиновичу -
- от В. Мячкин
Тбилиси (тысяч гал)
15.05.80 -

Estimation of the Size of Earthquake Preparation Zones

By I. P. DOBROVOLSKY, S. I. ZUBKOV and V. I. MIACHKIN[1]

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Академик Сергей Леонидович Соловьев (1930-1994)

к 80-летию со дня рождения

С.Л. Соловьев родился 12 апреля 1930 г в городе Новгороде. Отец Соловьев Леонид Тихонович, заведовал созданной им кафедрой биохимии Ленинградского медицинского педиатрического института; мать – Соловьева Евгения Федоровна, работала детским врачом-инфекционистом. В 1947 году после окончания с золотой медалью средней школы Сергей Леонидович поступает на физический факультет Ленинградского университета. При специализации на третьем курсе он выбирает отделение геофизики, его привлекает сейсмология. Он интуитивно чувствует, что в этой области сделано еще немного и имеется большой простор для труда и творчества специалиста с физическим образованием и естественнонаучным мировоззрением. На четвертом курсе он слушает факультативную лекцию приехавшего из Москвы проф. Е.Ф. Саваренского на тему о локации областей зарождения штормов по наблюдениям микросейсм. Это не только укрепляет его в правильности сделанного выбора , но он решает использовать возможности летней производственной практики для временной работы на возглавлявшейся Е.Ф. Саваренским сейсмической станции «Москва». Е.Ф. Саваренский предлагает практиканту на выбор две темы дипломной работы: 1) – по совершенствованию сигнализатора для сейсмической службы и 2) – более сложную – по разработке методов энергетической классификации землетрясений и, в частности, по ознакомлению с появившейся в США шкалой магнитуд. он выбирает вторую тему.

В 1953 г С.Л. Соловьев с отличием оканчивает университет и поступает в аспирантуру Геофизического института АН СССР, которому принадлежала сейсмостанция «Москва». Он продолжает научную работу под руководством Е.Ф. Саваренского, готовит и досрочно защищает в июне 1956 г диссертацию на степень кандидата физико-математических наук на тему «Об энергетической классификации землетрясений СССР».

В шкале магнитуд, предложенной К.Л. Рихтером и развитой Б. Гутенбергом, для классификации землетрясений используется логарифм амплитуды той или иной сейсмической волны с учетом закономерности убывания этой величины с ростом эпицентрального расстояния. Наиболее простой вариант шкалы магнитуд основан на данных о поверхностных волнах, амплитуда которых, как правило, монотонно спадает с увеличением эпицентрального расстояния. Однако, к 1952 г существовали калибровочные кривые для определения магнитуды только на больших эпицентральных расстояниях, начиная с 20° (или с 2200 км), что во многих случаях превышало расстояния, на которых землетрясения страны регистрировались существовавшими в СССР сейсмическими станциями.

Получив в свое распоряжение копии сейсмограмм разрушительного Ашхабадского землетрясения 5-6 октября 1948 г и привлекая данные о других туркменских землетрясениях, Сергей Леонидович строит калибровочные кривые для поверхностных волн на расстояниях 4-20° и проверяет существовавшие для расстояний 20-105°. Впоследствии, в 1962 г на совещании большой группы советских и чехословацких сейсмологов в Праге, кривые С.Л. Соловьева лягут в основу рекомендаций для всеобщего использования («Пражская формула») и по существу станут мировым стандартом. Одновременно с построением калибровочных кривых он находит количественное соотношение между магнитудой и энергией сейсмических волн землетрясений, которое совпадает с появившимся в печати к моменту защиты диссертации известным соотношением Б.Гутенберга и К.Рихтера [IgE(эрг)=11.8+1.5M].

Продолжая сотрудничество с сейсмической станцией «Москва», Сергей Леонидович показывает, как по записям станционных приборов можно оперативно определить магнитуду и глубину очага любого удаленного землетрясения, а на основе этих данных оценить силу землетрясения в его очаговой области. Это имело важное значение для составления станцией «Москва» оперативных сводок о происходящих на территории страны разрушительных землетрясениях.

Магнитуда землетрясения оказалась мощным инструментом для объективной оценки и сравнения уровня сейсмической активности различных зон. Сергей Леонидович составляет первую карту очагов сильных землетрясений в СССР с классификацией последних по магнитуде; оказывается, что в стране наиболее сейсмоактивен западный склон глубоководного Курило-Камчатского желоба (75-80 % землетрясений страны), а не Средняя Азия (15-18 %) или Кавказ (0.2 %), как представлялось многим ранее (карта получила высокую оценку академика Д.В. Наливкина и других специалистов). После окончания аспирантуры С.Л поступает на работу в Институт физики Земли АН СССР, образовавшийся при разделе Геофизического института на три учреждения.

Е.Ф. Саваренский обращается к Сергею Леонидовичу с просьбой отредактировать и подготовить к печати капитальный труд советских сейсмологов – «Атлас землетрясений в СССР». Понадобилось пять лет кропотливого, напряженного труда, чтобы привести рукопись в порядок; вызывала сомнение точность определения эпицентров в одних зонах, в других полностью отсутствовали магнитуды землетрясений, микросейсмические данные или библиография. Всюду карты не соответствовали каталогам, не была учтена Уральская зона с невысоким уровнем сейсмичности и т.д. требовались согласования предложенных им новых определений с авторами карт.

Занимаясь магнитудной классификацией землетрясений Байкальской зоны, отсутствовавшей в рукописном каталоге, С.Л. с удивлением обнаруживает, что одно из старых, полузабытых землетрясений (29 апреля 1917 г) судя по магнитуде, было разрушительным, и предсказывает высокую сейсмичность к северо-востоку от оз. Байкал. Это совпало с заключениями, составленными на основе полевых изысканий иркутских сейсмологов, членов – корреспондентов АН СССР Н.А.Флоренсова и В.П.Солоненко, а затем было подтверждено катастрофическим Муйским землетрясением 27 июня 1957 г.

Обобщение наблюдений над сильными землетрясениями в СССР, во-первых, заставляет его прийти к заключению, что наклон так называемых графиков повторяемости землетрясений, отражающих соотношение между частотой и магнитудой землетрясений, меняется от зоны к зоне. В то время было принято считать, что наклон постоянен. Во-вторых, он приходит к важному заключению (независимо от Шлангера из Швеции) что в первом приближении сильные землетрясения происходят как случайные события, т.е. сейсмический процесс во времени пуассонов. Сейчас это представление считается одной из аксиом сейсмологии.

Одновременно с деятельностью в ИФЗ, в 1956-1961 гг., С.Л.Соловьев работает ученым секретарем Совета по сейсмологии АН СССР. Совет был создан после Ашхабадского землетрясения 1948 г, для координации и научного руководства всеми исследованиями по сейсмологии в стране. Работа в Совете и над «Атласом землетрясений в СССР» позволила ему понять и оценить состояние и значимость сейсмологических исследований в разных регионах. Особо его привлекла проблема цунами (морских волн – наводнений), вызываемых землетрясениями, главным образом, на Тихоокеанском побережье страны. Он определяет магнитудный порог объявления тревог цунами для создавшейся службы оповещения (вместе с Н.В. Шебалиным) и составляет подробный каталог известных в СССР цунами (вместе с М.Д. Ферчевым). работа над рукописью «Атлас землетрясений в СССР» была окончена в 1961 г, и он вышел в свет в 1962 г, став прототипом для издававшихся с того же года ежегодников «Землетрясения в СССР». В 1961 г Сергей Леонидович по предложению директора Сахалинского комплексного НИИ СО АН СССР члена-корреспондента АН СССР Г.А. Хельквиста переехал в Южно-Сахалинск и возглавил крупный отдел сейсмологии.

Всемирную известность Сергею Леонидовичу принесли работы по морской сейсмологии и цунами на тихоокеанском побережье России. Он был признанным авторитетом в международных сейсмологических кругах. Достойным признанием научных заслуг стало избрание его в 1991 г действительным членом Российской академии наук (член-корреспондент АН СССР с 1972 г). Продолжив усилия своих предшественников, он, по-существу, создал отечественную школу исследований по проблеме цунами и оказал влияние на развитие исследований этой проблемы за рубежом. Им заложены основы отечественной школы по морской сейсмологии. (Из: С.Л.Соловьев. Библиография ученых. М.,Наука, 1994. Фрагменты текста взяты из вступительной статьи ак.А.С. Алексеева).

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Андрей Петрович Тарков (1930-2002)

к 80-летию со дня рождения

Андрей Петрович Тарков – профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный работник высшей школы Российской Федерации. В этом году 7 ноября ему бы исполнилось 80 лет. Его разнообразные научные интересы и организаторский талант позволили достичь больших успехов в научной и педагогической сфере.

Начало научной деятельности Андрея Петровича связано с Дальним Востоком, где он был начальником Дальневосточной группы геофизических партий, выполняющих научно-методические сейсмические работы в Зее-Буреинской впадине.

Дальнейшая научная деятельность была направлена на изучение различных аспектов строения земной коры Воронежского кристаллического массива и с педагогической работой в Воронежском государственном университете.

Придя доцентом на кафедру разведочного дела ВГУ в 1961 году, он уже в 1962 году организовывает на геологическом факультете и становиться заведующим кафедрой геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. В период становления кафедры его заслуге принадлежит подбор кадров преподавателей высокой квалификации, а также оснащение учебных и научных лабораторий новейшей аппаратурой отечественного и зарубежного производства. Прием студентов по геофизической специальности был доведен до 50 человек.

Организовав кафедру, Андрей Петрович активно начинает организовывать научные исследования, спектр которых широк: изучение физических свойств горных пород при различных P, T условиях, решение задач рудной сейсморазведки, изучение глубинного строения литосферы ВКМ комплексом геофизических методов (ГСЗ, магнито-вариационные, магнито-теллурические, петрофизические и гравимагнитные исследования). Широта научного кругозора, увлеченность и удивительная работоспособность позволили Андрею Петровичу создать группу учеников и совместными усилиями получить уникальные данные о строении земной коры и верхов мантии ВКМ. Монография Андрея Петровича «Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным» (1974г), не утратила своей актуальности до настоящего времени. Он впервые ввел понятие «легкого» - КМА и «тяжелого» - восточного мегаблоков ВКМ, показал особенности строения их литосферы.

Активная научная деятельность Андрея Петровича была направлена на решение актуальных прекладных задач. Особого внимания заслуживают выполненные под его руководством работы методом микроОГТ в районе расположения Нововоронежской атомной станции. Он получил уникальные данные по строению осадочного чехла и верхней части кристаллической коры, которые легли в основу оценки геодинамического состояния района размещения НВ АЭС.

Под научным руководством профессора Таркова А.П. было подготовлено и защищено семь кандидатских диссертаций. Он автор более 70 научных работ, в том числе трех монографий. Им было защищено большое число научных отчетов.

За активную научную, педагогическую и общественную работу в Воронежском государственном университете решением коллегии Министерства геологии СССР Андрей Петрович был награжден значком «Отличник разведки недр», а также ему было присвоено почетное звание «Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации».

Л.И. Надежка, А.И. Дубянский, Воронежский государственный университет

Живое слово об Андрее Петровиче Таркове

Вспоминая Андрея Петровича Таркова, главное, о чем нельзя не сказать – это о масштабности его личности, которая проявлялась абсолютно во всем, начиная с внешнего вида и кончая грандиозными бесконечными идеями.

Каким запомнился Андрей Петрович? Он, как стихия, мог быть суровым и даже грозным для студентов и сотрудников кафедры, когда был ее заведующим, и в то же время умиротворенным и благодушным. Он мог быть строгим и непримиримым как начальник и одновременно по-отечески заботливым. Резкость и упрямство его характера сочетались с душевной простотой и умением сглаживать острые углы в отношениях. Контрасты его личности поражали. Он живо интересовался жизнью окружающих его людей, независимо от их ранга, с большим любопытством расспрашивал обо всём: о политике, о здоровье, о настроении, об отношениях между людьми, как в коллективе, так и в семье. Он был очень любознательным и наблюдательным, от его взгляда не ускользали никакие мелочи.

Главным отличительным свойством его характера была исключительная трудоспособность, того же он требовал и от студентов, и от сотрудников, будучи заведующим кафедрой. Сам он был поглощен работой практически всегда, включая праздничные, выходные и отпускные дни. Целеустремленность, умение добиваться поставленной цели, трудолюбие, постоянная заинтересованность в деле, которому он служил, стремление всегда быть в курсе всех событий, как на работе, так и во всем мире – вот далеко не полный перечень, характеризующий личность Андрея Петровича. Это был неординарный, очень живой и всесторонне заинтересованный человек.

Благодаря неутомимому рвению Андрей Петровича кафедра с момента её образования имела для учебных и научно-производственных целей новейшую геофизическую аппаратуру, которая постоянно обновлялась. На кафедре был создан специализированный вычислительный центр и появились первые в ВГУ 2 персональных компьютера. Несмотря на немалые годы, а было ему уже около 70 лет, он поставил себе целью освоить персональный компьютер и добился этого. Он совершенно не стеснялся учиться у своих учеников и коллег по работе. Пусть не лихо, но он научился сам набирать свои статьи, составлять заявки на гранты и отправлять их по электронной почте. Стоит отметить, что на тот момент далеко не все профессора, доценты и преподаватели имели навыки работы на компьютере.

Андрей Петрович был неиссякаемым источником идей, при этом всегда стремился их реализовывать. Это поразительное качество он не утратил до конца своих дней. Незадолго до его кончины, когда мы с мужем пришли к нему домой, чтобы помочь разобраться с проблемами электронной почты, он с энтузиазмом начал посвящать нас в перспективы своих дальнейших планов. Эти планы были связаны с поиском алмазов на территории Воронежской области.

К сожалению, не всем планам суждено было сбыться. Андрей Петрович Тарков – основатель кафедры геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, не дожил всего несколько месяцев до празднования юбилея своей родной кафедры – 40-летия со дня её образования. 26 марта 2002 года совершенно неожиданно для всех оборвалась его жизнь. Это событие было для всех как «гром среди ясного неба». Трудно было поверить, что такое могло произойти именно с ним. Андрей Петрович казался несокрушимым монолитом, неподвластным никаким стихиям мира...

Незаурядная, яркая личность Андрея Петровича Таркова многими чертами своего характера может служить примером для подражания. Несомненно, дух Андрея Петровича навсегда сохранился в стенах Воронежского государственного университета.

Т.Б. Силкина, К.Ю. Силкин, Воронежский государственный университет

В.Н.Семов (1932-2007)

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВМЕСТНОГО РАЗВИТИЯ РАЗЛОМОВ

Выборка из книги: В.Н.Семов «Глубинное строение Юга СССР. М., Недра,1980 .(Ю.Щ).

Вопросы совместного развития разломов платформенного чехла молодых плит в литературе практически не находят освещения. Сходство в развитии отдельных разломов платформенных чехлов автоматически ставит и решает положительно этот вопрос, однако характер их влияния друг на друга в процессе развития остается малоизученным.

Методика совместного анализа развития разломов платформенного чехла включает построение серии геологических разрезов или гипсометрических кривых поверхности фундамента по направлениям, в которых с одинаковой степенью достоверности изучены и гипсометрия поверхности фундамента, и нарушающие ее разломы. На основе составленных разрезов или кривых, ниже строятся три типа графиков, первый из которых отражает распределение амплитуд разломов, выбранных по поверхности фундамента сечения, второй характеризует распределение амплитуд разломов фундамента с учетом их местоположения и соотношения нарушенных крыльев, а третий, показывает величину суммарного перемещения блоков фундамента относительно друг друга с учетом положения разломов и соотношения нарушенных крыльев, но без учета величины прогибания, связанной с общим погружением фундамента. Подобным образом были составлены профильные разрезы (рис. 1 и 2).

В результате анализа полученных данных можно прийти к следующим заключениям. Тектонические движения по разломам регламентируются особенностями развития платформ, так как они подчиняются регулярным волновым и нерегулярным колебательным тектоническим движениям. Причем форма амплитудных кривых наталкивает на мысль о том, что она является итогом суммирования колебаний разных частот.

Можно быть уверенным в наличии колебательных движений по меньшей мере, трех частот. Была предпринята попытка методом сглаживания разложить наблюдаемые амплитудные кривые по частотам (см. рис. 1).

Суммарная величина перемещения по разломам составляет приблизительно одну треть от общей мощности осадочного чехла или от общей величины погружения поверхности фундамента. Можно думать, что амплитуда перемещения блоков фундамента по разломам является составной, меньшей частью более общих колебательных движений, охватывающих Скифско-Туранскую плиту, в целом, а возможно, и окружающие регионы.

Рассмотренные кривые амплитуд перемещения по разломам приводят к выводу о том, что низкочастотная часть спектра колебаний в большинстве своем характеризует крупные впадины Скифско-Туранской плиты. При этом отмечается, что размах колебаний увеличивается во впадинах. Складывается впечатление о том, что крупные впадины Скифско-Туранской плиты обладают большей тектонической подвижностью, нежели смежные с ними поднятия, несмотря на то, что степень «раздробленности» поднятий несоизмеримо выше впадин. Иными словами, абсолютные величины перемещения по разломам во впадинах на порядок выше, чем на смежных и соизмеримых по масштабу поднятиях. Возможно, что некоторые поднятия Скифско-Туранской плиты (юго западные отроги Южного Тянь-Шаня, южное погружение Мугоджар, поднятие Горного Крыма), а также поднятия древней платформы (Украинский щит – Ростовский выступ) обладают действительно интенсивностью тектонических движений, несмотря на высокую их дифференциацию. По-видимому, перечисленные поднятия являются местом, где колебания разных частот не совпадают по фазе и в силу этого их высокочастотная часть «гасится» низкими частотами, в то время как во впадинах происходит их сложение.

В любом случае впадины Скифско-Туранской плиты и в равной степени, краевые прогибы с осадочным чехлом отложений с общей мощностью более 10 км, характеризуются от-

носительно высокой тектонической подвижностью, чем смежные, равные по масштабу, сводовые поднятия.

Если основываться на полученных данных, то можно думать, что некоторые поднятия Скифско-Туранской плиты играют пассивную роль, отставая от общего опускания рассматриваемой территории.

При описании полученных закономерностей интерпретируется тот материал, который характеризует суммарный эффект тектонических движений по поверхности фундамента. Анализ характера развития тектонических движений по разломам во времени представляет более сложную задачу.

В сечении «в – в» (рис. 2) Теджен-Кызылкумы были построены амплитудные кривые по разломам, нарушающим поверхность триасовых, юрских, меловых и палеогеновых отложений. В данном случае кривые отражают результаты взаимодействия и развития каждого из разломов за время накопления отложений, перекрывающих названные поверхности. Форма полученных кривых, их вид, подтверждают представления о волновом характере изменения амплитуд перемещения по разломам. Абсолютные величины перемещения разорванных крыльев значительно выше в Мургабской впадине, чем на Кызылкумских поднятиях. Интенсивность проявления движений, размах колебаний вверх по разрезу отложений, следовательно, во времени уменьшается. Отмечается частичное несовпадение фаз колебательных движений во времени, что в известной мере может служить некоторым свидетельством справедливости сделанного ранее предположения об интерференции колебательных движений разных частот на сводовых поднятиях (см. рис. 2).

Таким образом, закономерности в изменении амплитуд перемещения блоков по разломам, отмеченные нами на основе анализа суммарного эффекта перемещения нарушенных блоков фундамента, сохраняют свое значение в течение платформенного этапа развития Скифско-Туранской плиты, с тем лишь отличием, что эта картина во много раз усложняется из-за выпадения некоторых интервалов разреза отложений, отсутствия данных о возвратных формах перемещения блоков фундамента и точных сведений о перемещениях по разломам, "запечатанных" в разрезе во время накопления перекрывающих отложений. Косвенно о характере развития "запечатанных" в разрезе разломов можно судить по изменению мощностей перекрывающих отложений.

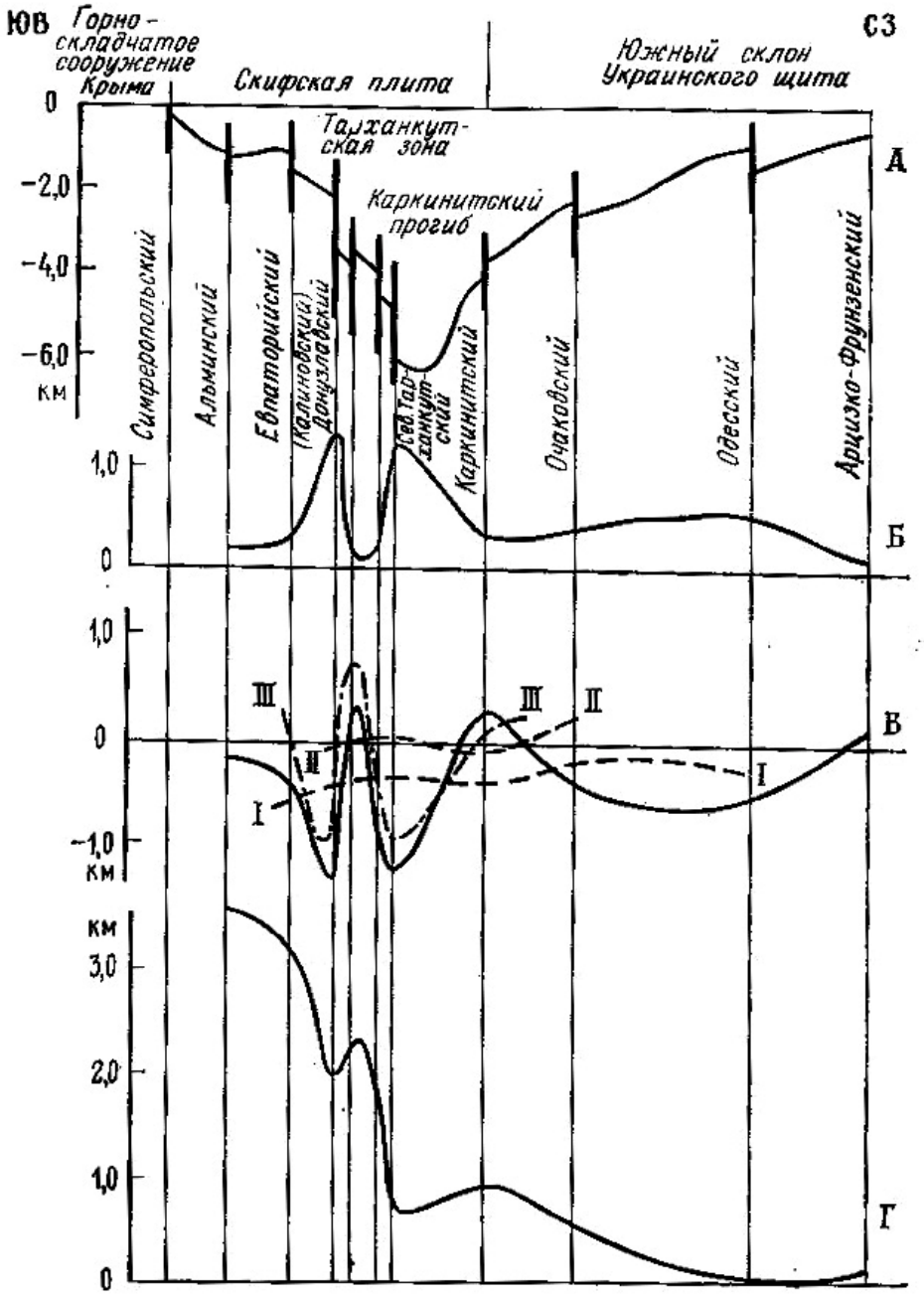
Последнее замечание, которое касается общей картины распределения амплитуд перемещения блоков фундамента по разломам, заключается в следующем. Число гармоник колебаний высокой частоты по площади Скифско-Туранской плиты определяется ее размерами. В западном направлении при ее сужении наблюдаются уменьшение длины волн и уменьшение размаха и частоты их колебаний. Так, в Кавказском пересечении, на Скифской плите, мы имеем одну полуволну колебаний низкой частоты и одну волну колебаний частоты следующего порядка. К востоку число волн колебаний разной частоты, длина волн и размах колебаний возрастают. Характер колебаний амплитуд перемещения по разломам также изменяется, регулярные колебания в западной части плиты сменяются нерегулярными колебаниями в восточной, что, вероятно, находится в тесной связи с параметрами собственно Скифско-Туранской плиты. В этом факте видно возможное влияние Альпийской области складчатости на характер тектонических подвижек по разломам фундамента, поскольку длина волн нерегулярных колебаний увеличивается в сторону плиты, а размах колебаний в том же направлении уменьшается.

Иными словами, колебания высокой частоты можно связать с воздействием пограничных горно-складчатых сооружений альпийского возраста, в то же самое время колебания низких частот определенно принадлежат или, точнее, являются частью более общих колебательных движений.

Таким образом, автор приходит к выводу о функциональной связи подвижек по разломам осадочного чехла платформ с общими колебательными движениями, как на платформах, так и в смежных горно-складчатых сооружениях. Впервые на эту особенность в развитии

разломов было обращено внимание в работах М.М. Тетяева (1941 г) и В.В. Белоусова (1962 г).

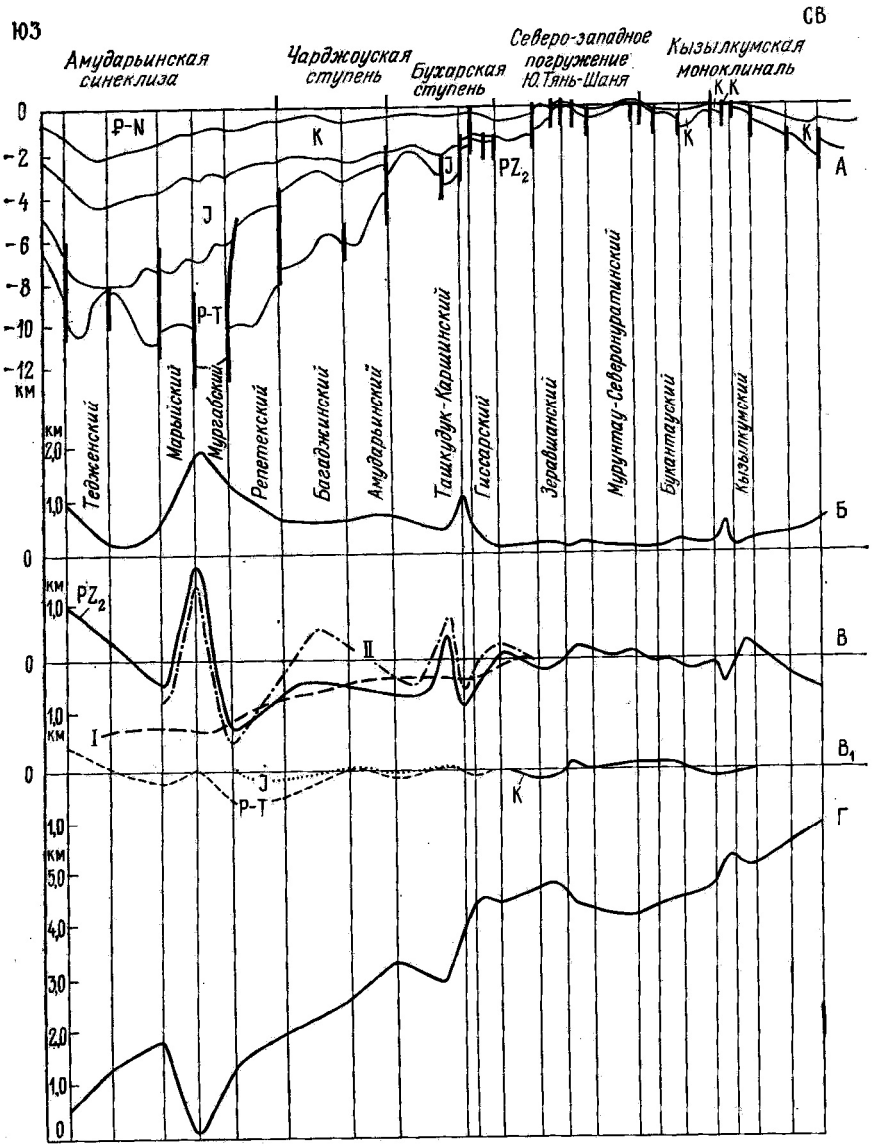
Совместный анализ характера проявления разломов осадочных чехлов молодых плит, позволяет рассматривать их сеть как своего рода динамическую систему разломов, формирующихся под воздействием вертикальных тектонических движений.



Разрез а—а — Горный Крым — южный склон Украинского щита.

А — гипсометрическая кривая поверхности фундамента с нарушающими ее разломами; Б — кривая амплитуд разломов без учета соотношения нарушенных крыльев; В — то же, но с учетом соотношения нарушенных крыльев; Г — кумулятивная кривая амплитуд разломов с учетом соотношения нарушенных крыльев и величины относительного перемещения. На графике «В» римскими цифрами обозначены кривые изменения амплитуд разломов по частотам в порядке возрастания

Рис.1.



Разрез в—в — Теджен-Кызылкумы.

обозначения те же. «B_1» — кривые изменения амплитуд разломов по поверхности доюрского (P—T), юрского (J) и мелового (K) комплексов

Рис.2.

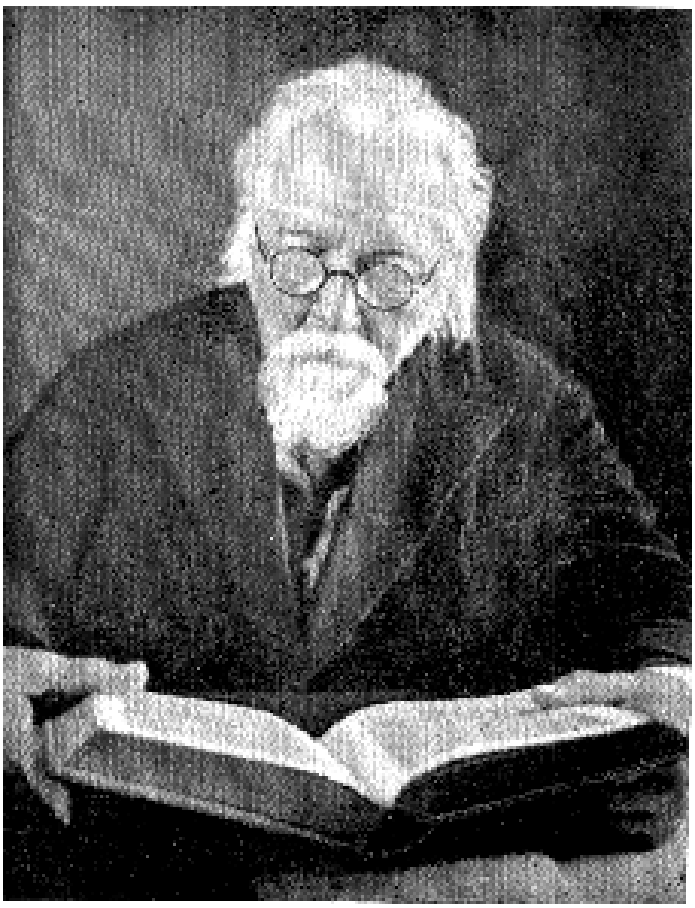
Комментарий. Такого рода анализ тектонических движений разломам по мощности разновозрастных слоев осадочной толщи в эволюционно изменяющейся среде выполнен оригинально и совершенно с неожиданной стороны, с правильными тектоническими выводами и с учетом волновых колебательных процессов не только на платформе, но, в том числе, как пишет автор, также и в зависимости от синхронных тектонических движений в близко и активно развивающихся смежных геосинклиналях или горно-складчатых сооружений. Это, в свою очередь, может сильно влиять на физические свойства однородно по составу осадочной толщи (слоя). Неучет этого фактора (отклика чехла платформ на указанные активные процессы в соседних областях) может привести к ошибкам при интерпретации скоростных и других геофизических разрезов. Все сказанное выше лишний раз подчеркивает важность в тектоническом анализе учета влияния динамических систем на характер поведения разломов в геологической среде. А это, в свою очередь, может новые возможности и неожиданности минерагенического прогноза в платформенных областях (Ю.Щ.)

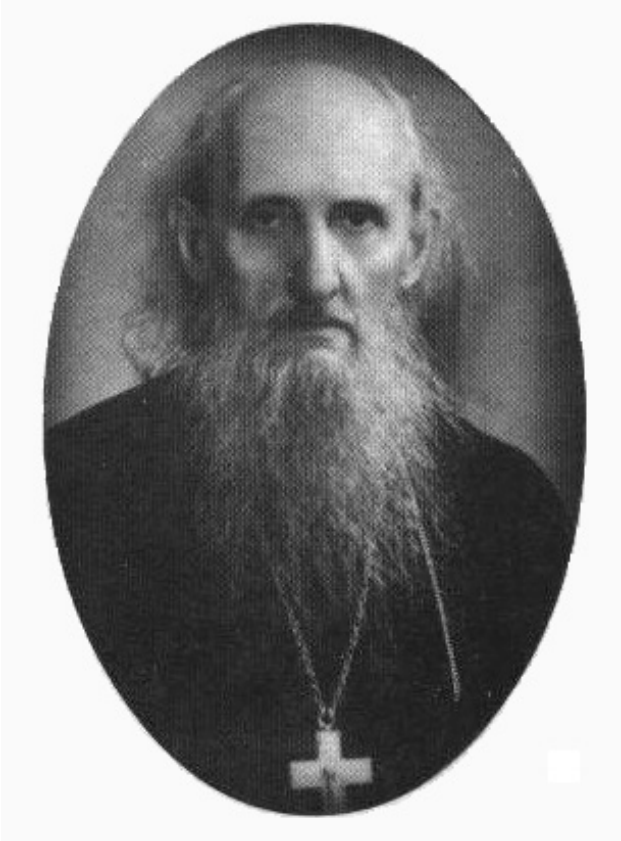
Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Неизвестный А.П.Карпинский

На научных семинарах в лаборатории Н.А. Беляевского, во ВНИИГеофизике, сотрудники часто пересказывали содержание вышедших из печати новых книг. Мне достались две объемистые книги В.В. Белоусова «Земная кора и верхняя мантия материков». М., Наука, 1966 и «Земная кора и верхняя мантия океанов». М., Наука, 1968. Было это в 1968 году. Одолев пересказ трудных проблем, приготовился к вопросам. Случайно на семинар заглянул Г.П.Горшков и тот час задал вопрос «поперек темы»: «Не скажите ли, Юрий Константинович, кто из наших известных геологов был верующим?». Мой ответ был сдержанным и четким: «Среди советских геологов нет верующих…».

Прошло почти сорок лет с тех пор. В книге о старце иеросхимонахе Сампсоне (графе Сиверсе) я нашел ответ на вопрос Георгия Петровича Горшкова.





Твой Авва и духовник И.С.

Старец иеросхимонах Сампсон
(граф Сиверс)

Москва
1996

К Батюшке на исповедь приходило очень много великих людей. Он был духовником академика Павлова, каялся ему также один из президентов Академии наук и многие другие. В частности, академик Карпинский тоже был духовным сыном Батюшки. Батюшка рассказывал о нем:

"Это был изумительный человек, маленький-маленький старикашка. Это был университет, это была ходячая энциклопедия. Ужас, сколько он знал! А каялся, как ребенок: такое чистое сердце. Восприимчивость удивительная, ничего не заучивал. А как он умел уважать человека! Вот, бывало, придет нищий. Он его, прежде всего, накормит: не на кухне, а у себя в столовой Обычно нищие бывают очень плохо мытые, правда ведь? Вшивые, как мы говорим, а он не гнушался! Мы хорошо знаем, как трудно каяться тем, у кого язык развязный. Невозможно даже записать грехи - так много зла бывает от одного языка. А опыт преподобных отцов показал, что если язык будет молчать - то будут молчать и мысли, и лишь молитва будет признаком духовного делания. Молчание нужно с неосуждением, скупость на язык. Мы наблюдаем часто за великими людьми, как они удивительно любят молчать, какие они скупые на язык. Они долго думают, медленно думают, а потом скупо-скупо скажут. А чем умнее люди, тем более они умеют молчать. И подчас не выдавишь у них подробного, большого ответа. Это люди духовной жизни, огромного опыта, хотящие спастись или понимающие, что Бог - Вездесущий. Как-то я задал Карпинскому вопрос: "Как вы умеете молчать? К стыду моему, я, монах, - а так молчать не умею, как вы". А он мне, знаете, что ответил? "Я молчу и умею молчать потому, что имею всегда в мысли: Бог на меня смотрит и меня слышит. Это и заставляет меня молчать". Вот вам и пожалуйста. Обыкновенный мирской человек, хотя и президент академии наук, а оказывается, умнее иного монаха."

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

Карпатское землетрясение 10 ноября 1940 года

«Если я что-либо написал неверно, или переписал, или недописал, то…читайте, исправляйте, а не кляните». (Послесловие к Лаврентьевской летописи).

«Катастрофическое землетрясение, которое охватило почти всю Восточную Европу, Румынию, Болгарию, Югославию, Венгрию, докатилось до Турции (Синоп, Стамбул), Франции (Марсель), а у нас – до Москвы и Ленинграда. Область распространения землетрясения - около 2 млн. км².

Землетрясение причинило сильные разрушения многим населенным пунктам Румынии, вызвало значительные повреждения зданий и сооружений в Молдавской ССР и в Болгарии. Юго-западный район Украины понес также материальный ущерб.

В Бухаресте, Галаце, Плоешти, Бузэу и других городах разрушено много зданий и пострадали тысячи людей. Спасательные работы были затруднены вследствие повреждения электростанций. Улицы были усеяны обломками. По данным газет, небольшие разрушения наблюдались в г. Плоешти, где на нефтепромыслах возникли пожары. В долине реки Прахова и в г. Плоешти не осталось ни одного целого здания. Множество сел в долине Прахова было разрушено до основания. В обсерватории в Бузэу были разбиты все сейсмические приборы. ***В Бухаресте было разрушено несколько восьмиэтажных домов, под обломками которых погибло много людей. Полагаю, что в Румынии не было такого сильного землетрясения с 1802 года. Убытки оценивались примерно в 10 миллионов долларов. Землетрясение ощущалось как опустошительное в следующих городах Румынии: Аджут, Будa, Бузэу, Кымпина, Мэрэшешти, Одобешти, Рымникул-Сэрат, Текуч, Фокшаны, Мизил, Урлаци; как разрушительное в городах: Александрия, Браила, Бакэу, Сталин, Бырлад, Васлуй, Дэрмэнешти, Мунтений, Мурджени, Мойнешти, Питешти, Рошиорий-де-Веде, Урзичени; как очень сильное, в городах***: ***Зимница, Констанца, Крайова, Милоштя, Олтеница, Пьятра-Нямц, Силистра, Черновода, Яссы (Румыния), Руссе, Разград (Болгария), Аккерман (ныне Белгород-Днепровский), Бендеры, Бельцы, Измаил, Кишинев, Крыуляны (СССР);*** в Кишиневе землетрясение причинило значительные разрушения жилым домам и общественным зданиям, было разрушено несколько домов; как сильное в городах: ***Сибиу, Сигишоара, Тыргу-Нямц, Сучава (Румыния); Видин, Сливен, Габрово (Болгария); Балта, Березовка, Вознесенск, Дубоссары, Могилев-Подольский, Никополь, Одесса, Очаков, Овидиополь, Саврань, Черновцы, Ямполь (СССР).*** Население Одессы вышло на улицы; в некоторых домах обвалились стены, балконы и карнизы, в капитальной стене гостиницы «Москва» образовались трещины, на железнодорожной станции вагоны самопроизвольно перемещались. В Черновцах в некоторых домах появились трещины в стенах и потолках, в одном из корпусов университета осыпалась штукатурка. ***Менее сильное землетрясение ощущалось в городах: Тимишоары, Вршац (Румыния), Бургас, София (Болгария), Белград, Речица (Югославия), Белая Церковь, Винница, Днепропетровск, Дрогобыч, Житомир, Каменец-Подольский, Киев, Кировоград, Кривой Рог, Харьков, Полтава, Львов, Станислав, Тернополь.*** В Киеве жители были разбужены сильными подземными толчками; в квартирах было слышно потрескивание полов, качались висящие предметы, дрожали окна. Жители Харькова ощущали довольно сильное землетрясение. Скрипела мебель, качались лампы, в одном из зданий обвалилась часть внутренней стены. В Днепропетровске стены и полы в домах колебались, появились трещины на потолках, осыпалась штукатурка. Большие трещины и некоторые повреждения наблюдались в здании медицинского института и других крупных зданиях города.

Во ***Львове*** сейсмографы сейсмической станции на протяжении целого часа отмечали сильные толчки. Как показывал анализ сейсмограмм, смещение почвы было в границах 10-15 мм.

На территории Закарпатья землетрясение ощущались следующим образом: в Хусте, на почтамте в 2 часа 45 минут остановились пять маятниковых часов. Стены в ветхих домах сильно деформировались, картины и посуда в шкафах падали. В Виноградове в двухэтажном доме сильно раскачивалась мебель, картины и вода в ведрах. Спящие проснулись. В Тячеве двери сами открывались, качались тяжелые шкафы. Толчок был очень сильный, слышался глухой звук, будто падал тяжелый предмет с большой высоты. В с.Нереснице, Тячевского района, также ощущался сильный толчок. В с. Нижний Быстрый, Хустского района,сильно звенели стекла в окнах и слышен был гул. В ***Ужгороде*** сильно колебалось здание гимназии. Стекла звенели, падали картины. В Междугорье ощущался один точок, колебались стены и двери. В Мукачеве колебались картины.

•

В ***Москве*** землетрясение ощущалось слабо. Отмечалось раскачивание висящих ламп, колебания цветов в банках, легкий звон посуды, волнение птиц в клетках; качалась мебель, останавливались часы. В стенах некоторых квартир образовались внутренние трещины. Запись сейсмографов вышла за пределы ленты. Амплитуда колебаний была в 5 раз больше, чем при землетрясении 22 октября. Несмотря на то, что землетрясение было слабое, в Сейсмологический институт АН СССР поступило более трехсот сообщений от москвичей о замеченных ими колебаниях. ***Отголоски землетрясения ощущались в Ленинграде, Ярославле, Владимире, Тамбове, Воронеже, Таганроге и Новочеркасске.***

Землетрясение слабо ощущалось в Крыму; в Ялте, Симферополе, Евпатории и в направлении на запад по побережью Черного моря.

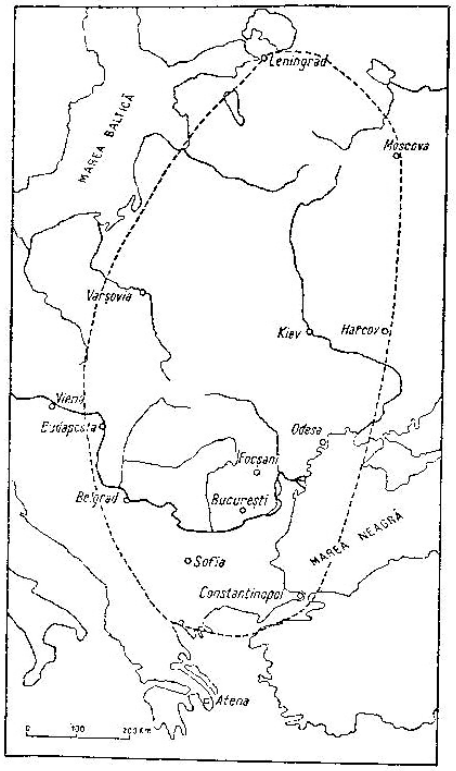
[Медведева,1948; Горшков,1949; Цшохер; Вологдин; Сухов, 1960; «Червоны штандар»; «Вільна»; Попеску; Петреску, 1956; Петреску Иосиф; Атлас; «Правда», 1940; «Радянська Буковина», 1940; «Известия», 1940; «Шлях»;B. Simon] .

1940 г. ноябрь, 11. T0 = $6^{n}34(m)$.

Эпицентр: φ = 45°,7; **λ** = 26°,8; ***h*** = 100 *км*. ***M*** = 5½.

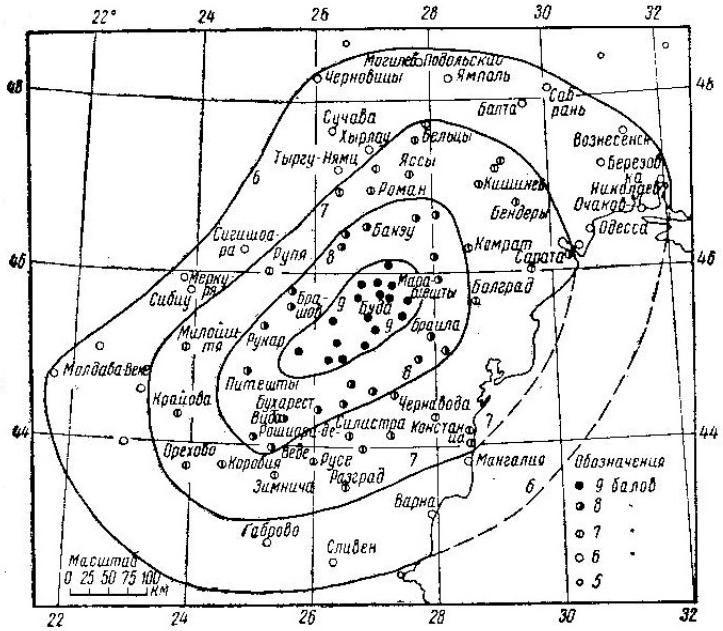
Повторное землетрясение с очагом во Вранче, в Румынии, вызвавшее еще большие разрушения, чем землетрясение, происшедшее на сутки раньше, хотя оно было слабее по величине интенсивности в очаге. Разрушения вызваны, очевидно, краткостью промежутка между землетрясениями. Разрушения наблюдались в городах: Бухарест, Плоешти, Бузэу, Галац, Яссы, Фокшаны, Брашов (ныне Сталин), Бырлад, Порчиу. Было убито несколько сот человек. В Бухаресте в результате повторных землетрясений 25% зданий нуждалось в капитальном ремонте, 40% - в небольшом; только 10% зданий не пострадало. В Галаце из-под развалин было извлечено 30 трупов; 100 человек было раненых. В районе нефтяных промыслов в Плоешти вспыхнуло много новых пожаров. Здесь же наблюдались самые сильные разрушения. Многие села Румынии были совершенно разрушены. Сведений по Украине не имеется, очевидно ввиду относительно слабой интенсивности в эпицентре по сравнению с предыдущим землетрясением и быстрого затухания колебаний» [Вологдин; Атлас; «Известия», 1940 год.]

(С.В.Евсеев, Сейсмичность Украины..1961, с.63-65)



Aria macroseismică a cutremurului de la 10 noiembrie 1940 (după I. Popescu completată de I. Atanasiu).

Ореол ощутимости Карпатского землетрясения 10 ноября 1940 года (из И.Атанасиу, 1961)



Изосейсты Карпатского землетрясения в районе Вранча по С.В.Медведеву (1962, с.21)

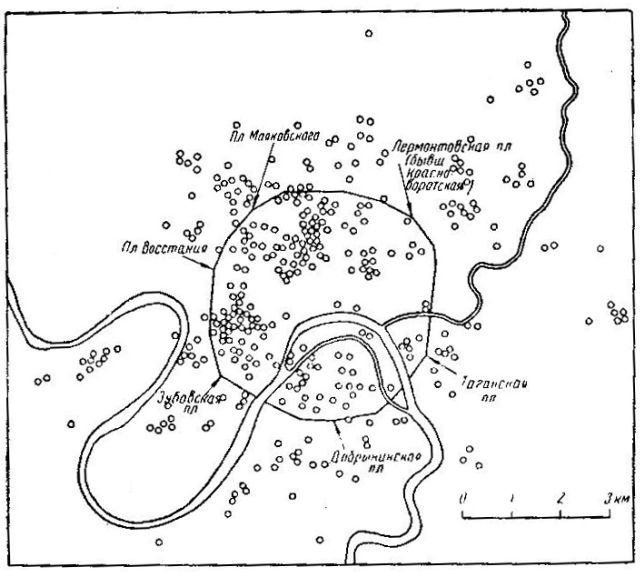
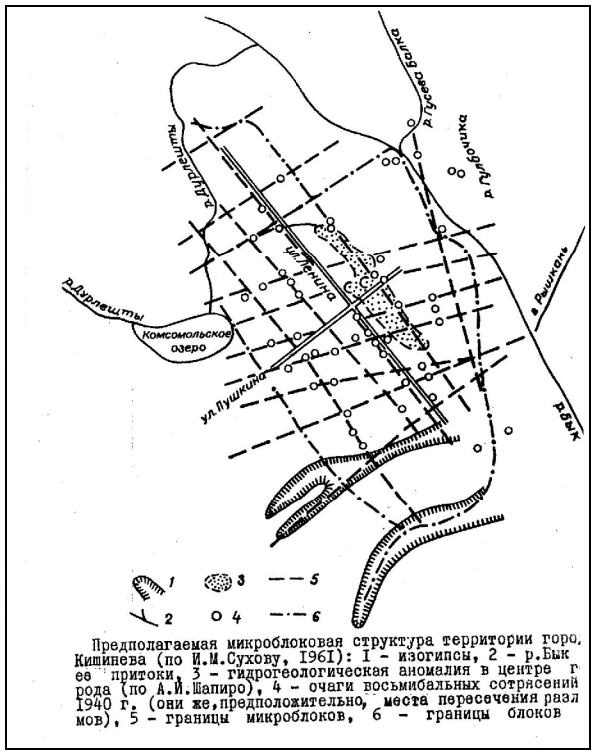
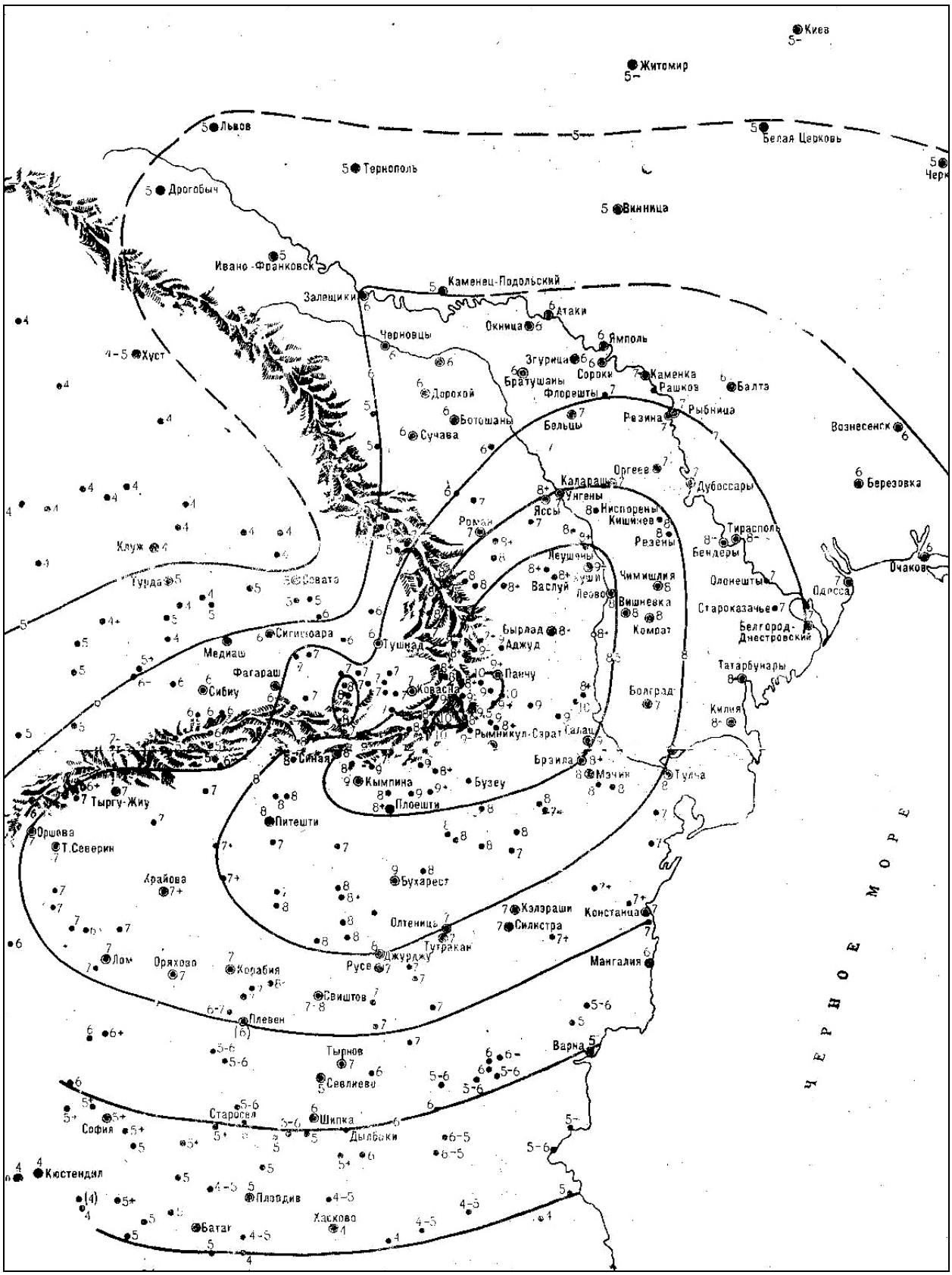


Схема пунктов г. Москвы, в которых ощущалось землетрясение 10 ноября 1940 г.

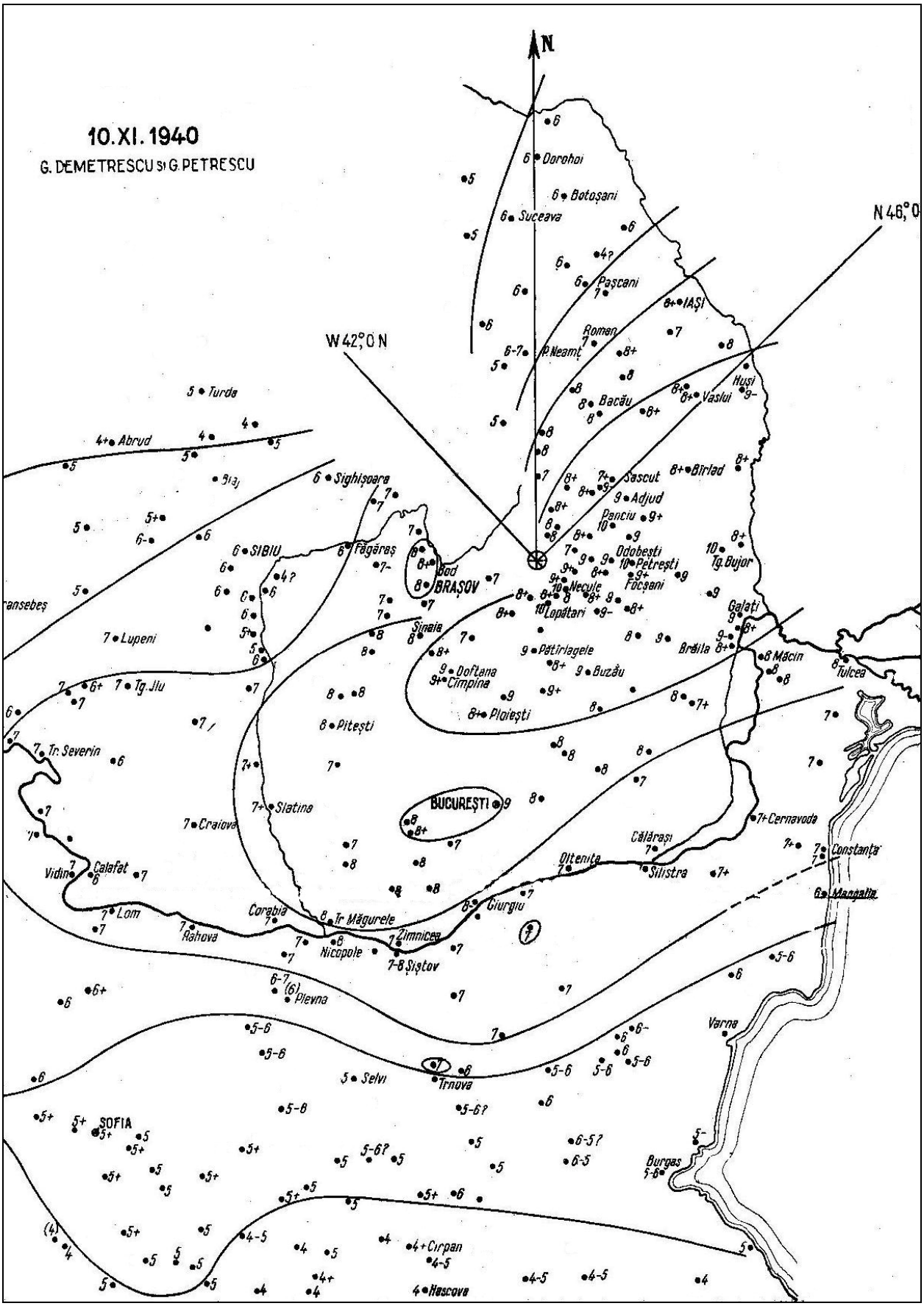


Предполагаемая микроблоковая структура территории горо. Кишинева (по И.М.Сухову, 1961): 1 - изогипсы, 2 - р.Бык ее притоки, 3 - гидрогеологическая аномалия в центре г рода (по А.И.Шапиро), 4 - очаги восьмибальных сотрясений 1940 г. (они же,предположительно, места пересечения разл мов), 5 - границы микроблоков, 6 - границы блоков

Проявления Карпатского землетрясения10 ноября 1940 года в г. Москве (По С.В.Медведеву, 1962, с.20) и Кишиневе (по И.М.Сухову,1970, с.79)



Изосейсты землетрясения 10 ноября 1940 года в Румынии (район Вранча) (С.В.Евсеев,1961)



Вариант схемы изосейст румынских авторов(из:.Petrescu, Radu, 1961)

1

Кишинев, ноябрь 1940 г. Поврежденное землетрясением здание (степень повреждения 4 по шкале MSK (из архива) (из: А.В.Друмя, Н.В.Шебалин, 1985).

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

НЕИЗВЕСТНЫЙ «АТЛАС КАРТ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ» (из забытого научного прошлого)

Начиная с 1965 года, отдел изучения глубинного строения земной коры ВНИИГеофизики Мингео СССР под руководством Н.А.Беляевского был занят составлением комплекта карт глубинного строения земной коры и верхней мантии, уникального по содержанию и объему (около двух сотен листов), в основном, в масштабе 1:10 000 000. Это был бы единственный в мире Атлас для огромной части Северной Евразии в границах СССР, содержание которого отвечало почти всем дисциплинам наук о Земле - рельеф, геология, тектоника, геодинамика, сейсмичность, вулканизм, метаморфизм, магматизм, петрология, геохимия, полезные ископаемые, геофизика, гидрогеология и др.

В состав редколлегии Атласа входили из москвичей – А.В. Пейве, А.Л. Яншин, В.В. Белоусов, Г.П. Горшков, В.В. Федынский, М.К. Полшков, Н.А. Беляевский, А.А. Борисов, И.С. Вольвовский и многие другие авторитеты того времени в своей области знания. Авторами карт, можно без преувеличения сказать, были все геологи и геофизики Союза, участие в такой работе было исключительно престижным. Локомотивом этой грандиозной работы был, конечно же, Николай Андреевич. Двумя годами раньше (в 1965 г.) он «освободился» от должности заместителя Министра геологии СССР и теперь стремился показать чиновникам свою научную состоятельность. Безусловно, это ему удалось сделать в полной мере. Н.А. Беляевский и так был авторитетным геологом в вопросах тектоники Дальнего Востока и Внутренней Азии.

К сожалению, Атлас, почти полностью подготовленный к печати (с пояснительными текстами и легендами карт на двух языках – русском и английском) так и не был издан, в том числе и по «гослитовским» соображениям.

Некоторым напоминанием об этой уникальной работе может служить комплект карт, изданный ВСЕГЕИ в 80-е годы прошлого столетия. Десяток из этих карт предназначались первоначально для упомянутого выше Атласа и составлялись в ленинградских геологических институтах. Книга «Земная кора территории СССР», М., Недра, 1974, была написана Н.А. Беляевским целиком по материалам Атласа. Другие книги – И.С. Вольвовского и В.З. Рябого, были также наполнены результатами этой коллективной работы. Однако, многочисленные разрозненные публикации так и не смогли восполнить пробел с изданием полноценного научного продукта важного аналитического содержания. Из того времени сохранились немногие оригинальные, так и не изданные карты – как память о наших талантливых современниках и учителях.

Было много замечательных поучительных встреч с известными учеными. Жизнелюбивые, рельефные, значимые - они с добрым юмором воспринимали обсуждения текущей работы. Все они мне казались стариками, наверное, потому, что самому было всего тридцать. Почти все «старики» состояли в дружеских или в товарищеских отношениях. Особняком держался В.В. Белоусов, но не скрывал своей заинтересованности в глубинных построениях, уже содержащихся в Атласе. Поэтому было интересно наблюдать за их работой и беседами. Некоторые эпизоды того времени вспоминаются чаще других и всегда веселят сердце. Вот один из них.

На одном из первых заседаний редколлегии Атласа (почти вся московская группа) обсуждался вопрос о том, печатать Атлас целиком или же частями (уже был подготовлен И.С. Вольвовским раздел Атласа - с набором глубинных сейсмических разрезов). В.В. Белоусов настаивал на немедленном издании сейсмической части Атласа (и был прав), но чувствовалось, что Н.А. Беляевский не хотел отдавать первый «лакомый кусок». Пока остальные наблюдали за дискуссией, А.Л. Яншин вынул из своего портфеля бутерброд, приговаривая – «У меня диабет, мне надо вовремя есть! Можно ли попросить чаю?». В это же время А.А.Борисов рассуждал о положении магнитооактивного слоя в коре и о природе эндогенного тепла. А.Л.Яншин встрепенулся: «Александр Александрович, а вот у Владимира

Ивановича Вернадского, в томе три, на странице 256, третий абзац сверху написано по этому поводу следующее…» (далее следовала длинная «цитата из Вернадского» - о природе земного тепла)…

…На следующий день вбегает возбужденный А.А. и обращается ко мне, как к свидетелю вчерашней дискуссии: «Вы знаете, Юра, я вчера вечером дома просмотрел Вернадского, но там, в таком томе и на тех страницах, про которые говорил Яншин, нет ничего подобного…». Надо было видеть, как А.А.Борисов был раздосадован тем, что Яншин воспользовался его же (А.А.) приемом и красиво выиграл дискуссию. Многие годы спустя, общаясь с А.Л.Яншиным или слушая его доклады, я всегда вспоминал этот чудесный эпизод с А.А.

…Основная картосоставительская и оформительская работа, редактирование макетов карт и пояснительных текстов к ним лежала на плечах сотрудников отдела Н.А. Беляевского.

У каждого было много собственных построений, но опорные карты, такие как «рельеф поверхности Мохоровичича», составлялись, конечно же лидерами, «отцами». Процесс «сотворения» таких шедевров со стороны напоминал священодействие. Вот как выглядел подслушанный мной (в 1967 г., на «Девятинке») эпизод совместного творчества Николая Андреевича **(Н.А.)** Беляевского и Александра Александровича **(А.А.)** Борисова.

……

Н.А. - Тогда Вы этой точкой пренебрегаете!

А.А. - Я? Нет, я ее не обижаю… За мелочью погонишься – домой не придешь! Значит эту «двадцатитуху» я должен провести… сюда. Хе, хе, люблю чужие карты марать!…….

…. Это немного нахальство, но без нахальства пропадешь, Николай Андреич….

….Что же сие означает? ….8, 50, 60, 39. Ну, допустим, это произвол! Вот это «ухо» вот так проведу, а вот эту окраину Азовского моря я здесь проведу…

Н.А. - Откровенно говоря, раньше было лучше.

А.А. - Ну что же, что же! Пусть будет так, как раньше…, я не против!

…Уж коли так сделали, с подгоночкой, так и здесь можно чесануть! Правда, это нам ничего не дает!? Или дает?

Н.А. - Я бы дал сюда побольше загиб…

А.А. – Ну, как нравится маленький выступочек на западе?

Н.А. - Чтобы подчекнуть Тунгузскую синеклизу…

А.А. - Угу! Я бы сказал получилось очень здорово, Николай Андреевич!

Н.А. - С Вашей помощью, Алексан Саныч!

А.А. - Ну что Вы, Николай Андреевич, я просто хулиганил! А вообще-то, я считаю, что сотрудник должен платить за такое удовольствие, как водить изолинии…

… Живое творчество увлеченных людей! Это святое…и незабываемое…

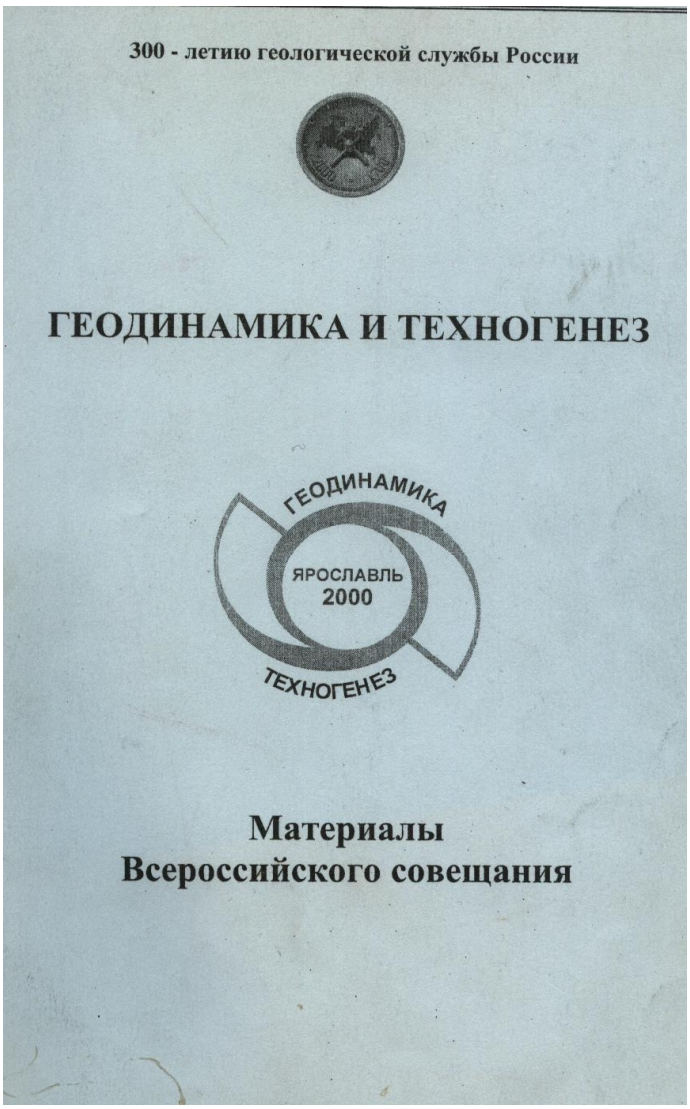
Коллаж Ю.Щукина

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

НАУЧНЫЕ ДОКЛАДЫ

«Бренд» наших конференций

к 10 летию создания



Планировалась очередная, шестая по счету, конференция, в городе Ярославле в 2000 году. Проведением ее мы обязаны исключительно энтузиазму сотрудников и финансовой поддержке ФГУП НПЦ «Недра» (в первую очередь моему другу, незабвенному академику РАЕН Льву Абрамовичу Певзнеру), а также тогдашнему директору этого предприятия, академику РАЕН Борису Николаевичу Хахаеву, и всем, кто сумел поддержать это важное и, как оказалось, полезное и интересное научно-практическое мероприятие. Чувствовалось, что чего-то недостает «нашего» на обложке материалов конференции. Тем более, что нас осенял еще знак и памятная медаль по случаю «300-летия геологической службы России».

В контурах изображения нашего «бренда» геолог-тектонист легко угадает направление т.н. «правостороннего смещения «правого сдвига» условной сферы геологической среды, а размашистое «оперение» можно трактовать как вихревые структуры в той же геологической среде, а также других геосферах Земли, изучением которых, успешно занят институт динамики геосфер РАН (ИДГ РАН).

Надо сказать, что конференция с таким названием неожиданно встретила интерес у специалистов, чувствовалась обеспокоенность ученых творящимися безобразиями Человеком в Природе. Так родился и наш первый девиз***: «В XXI веке нового тысячелетия – жить в мире и в согласии с Природой. Иного пути нет!»***

Ю.К. Щукин, Институт динамики геосфер РАН

УДК 552.1:53

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАБАЗИТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

З.Б. Абдуллаев

Институт геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджан

Для выявления глубокозалегающих магматических тел, определения их формы залегания и размера, а также рудоносности широко применяются геофизические методы, при геологической интерпретации которых необходимо определение физических констант и связи их с химическим составом горных пород. Это имеет особое значение для базит-гипербазитов, претерпевших различного рода изменения. Физические параметры пород, в частности, удельные веса и пористость, использовались при расчетах привноса-выноса отдельных компонентов. Петрофизическим свойствам исследуемых пород посвящено ограниченное количество работ [1, 2]

Минералогическая плотность. Минералогическая плотность пород базит-гипербазитовой ассоциации определяется количественным соотношением породообразующих минералов – оливина, ромбического, моноклинного пироксенов и плагиоклаза. Влияние вещественного состава и вторичных изменений на физические свойства хорошо иллюстрируются в таблице 1, где сведены различные виды исследуемых пород.

В серпентинизированных разностях ультрабазитов основным определяющим фактором является степень их серпентинизации, поскольку последняя сопровождается привносом воды и увеличением общего объема. При прочих равных условиях гарцбургитовые разновидности серпентинизируются сильнее, чем лерцолиты или верлиты, содержащие меньше оливина. Средняя плотность перидотитов различного минерального состава 2,98-3,04 г/см^3. Эти данные по плотности не отражают значений плотности неизменных пород. По данным [3] плотность неизменных дунитов равна 3,2-3,4 г/см^3, а гарцбургитов – 3,2-3,3 г/см^3.

Вариации в плотности пироксенитов (2,97-3,15 г/см^3) также отражают высокое значение колебания в их минеральном составе. Наиболее распространены пироксениты с плотностью 3,01-3,15 г/см^3. Максимальное среднее значение плотности (3,08 г/см^3) относится к диопсидитам, а минимальное (3,04 г/см^3) – к энстатититам. При серпентинизации этих горных пород плотность их понижается и серпентинизированных разностей варьирует в пределах от 2,43 до 2,70 г/см^3. Резкое уменьшение плотности серпентинитов, по сравнению с неизмененными гипербазитами, обусловлено образованием по первичным минералам водного силиката магния – серпентина и, по-видимому, увеличением пористости этих новообразований. Как известно, при этом происходит частичный вынос железа и вместо орто- и метасиликатов с повышенной плотностью образуется гидросиликат, отличающийся меньшей плотностью (2,6 г/см^3).

Но вполне возможно, что наряду с пористостью и водой на колебание плотности этих пород влияют и другие факторы, в частности переменные содержания окислов SiO_2, MgO, Fe_2O_3 и FeO. Для уточнения сказанного вычислены коэффициенты корреляции между главными компонентами - плотностью и пористостью (табл. 2) в перидотитах и серпентинитах, указывающие на наличие, хотя и не существенной, положительной или отрицательной связи. К примеру, чем больше в породе SiO_2, тем плотнее порода. Между плотностью серпентинитов и входящей в их состав водой существует четкая обратная связь. Поэтому плотность можно рассматривать как дополнительный показатель степени серпентинизации гипербазитов. По степени и знаку корреляции между основными химическими компонентами и плотностью этих горных пород можно судить о поведении этих компонентов в процессе серпентинизации. Незначимые оценки коэффициентов корреляции окислов в перидотитах и их серпентинитах указывают на то, что в процессе серпентинизации заметного изменения в содержании главных компонентов не происходит.

В процессе серпентинизации увеличивается количество окиси железа, приводящая к обратной корреляционной зависимости между окисью и закисью железа ($R_{Fe}^{2+}/_{Fe}^{3+}$ = –0,50). Из приведенных табличных показателей следует, что, по сравнению с серпентинитами (материнскими породами), лиственитты имеют высокие оценки минералогической плотности (2,80 г/см^3), несмотря на их большую пористость (3,51 %). Таким образом, плотность гипербазитов, наряду с химическим составом, зависит также от последующих метаморфических процессов.

Пористость относится к одному из важнейших свойств горных пород, с которой связаны механизм движения рудообразующих растворов, взаимодействие между растворами и окружающей средой, химизм метасоматического процесса и др.

Изучение пористости ультраосновных пород особенно интересно и важно потому, что серпентинизация (главная причина изменения значений пористости) является довольно широко распространенным процессом. А интенсивность и направленность последующих, накладывающихся на серпентинизацию процессов, таких как оталькование, карбонатизация, лиственитицизация, уже связаны с пористостью серпентинитов.

Изучение пористости гипербазитов Малого Кавказа показало, что неизменённые перидотиты имеют низкую пористость, среднее значение 1,27 %, при пределах 0,1-4,6 %. С увеличением серпентинизации перидотитов пористость их увеличивается – 2,17 % и, при значительном развитии этого процесса в сильно серпентинизированных перидотитах, приближается к пористости типичных серпентинитов – 2,64 %. Несмотря на однородность минерального состава серпентинитов, их пористость непостоянна и колеблется в широких пределах от 0,1 % до 11,9 %, что объясняется увеличением объема породы, связанного с гидратацией. Пористость лиственитов несколько выше (3,72 %) по отношению к серпентинитам, хотя пределы колебания меняются в узких значениях (0,2-6,9 %).

Как следует из подсчитанных коэффициентов парной корреляции, как в перидотитах, так и в серпентинитах не существует значимой взаимосвязи между пористостью и петрогенными элементами. В то же время четко выраженная положительная корреляция фиксируется между пористостью и количеством воды. В общей сложности вторичные изменения существенно действуют на пористость первичных пород в сторону ее увеличения.

Магнитная восприимчивость. Метод магниторазведки, основывающийся на магнитной восприимчивости горных пород, связан с присутствием ферромагнитных минералов, из которых наиболее широко распространенными является магнетит. В гипербазитах магнетит встречается в основном как вторичный акцессорный минерал. Поскольку из породообразующих минералов ни оливин, ни пироксен не являются магнитными, неизмененные свежие ультраосновные породы практически немагнитные. Среди несерпентинизированных разностей магнитную восприимчивость в пределах 0-700·10^{-6} ед. СГСМ имеют пироксениты и перидотиты.

По мнению многих исследователей, магнитная восприимчивость гипербазитов переменна и изменяется от 0 до 10000·10^{-6} ед. СГСМ. Утверждается [4], что магнитная восприимчивость гипербазитов определяется составом исходной ультраосновной породы, а также характером и степенью вторичных изменений. По мнению некоторых исследователей [5], при ранней серпентинизации железо полностью входит в состав серпентиновых минералов и магнетит не образуется. Поэтому серпентиниты также различаются по степени магнитной восприимчивости. Существуют различные объяснения причин пониженной или повышенной магнитной восприимчивости серпентинитов. Установлено [6], что среди автометаморфических хризотиловых серпентинитов, возникших на месте дунитов и гарцбургитов, широко распространены разности, не содержащие магнетит. Железо независимо от степени окисления целиком входит в состав серпентина. При автометаморфической серпентинизации основная масса железа, содержащегося в оливине и пироксенах, переходит в серпентин независимо от того, какой тип его при этом образуется. Иначе, ювенильные гидротермальные растворы ультраосновной магмы имеют более низкую активность кислорода, чем серпентинизирующие растворы фреатического происхождения.

Таблица 1

Физические свойства пород

№№ п/п	Порода	Число проб	Плотность, г/см^3		Пористость, %		Магнитная восприимчивость, æ ·10^6 СГСМ	
			пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
1	Пироксениты	13	2,97-3,15	3,06	1,1-4,1	2,78	19-230	78
2	Оливиновые пироксениты	16	2,90-3,07	3,01	0,3-2,3	1,06	500-1660	710
3	Перидотиты	23	2,91-3,06	2,97	0,1-4,6	1,30	446-1700	860
4	Аподунитовые серпентиниты	28	2,52-2,64	2,56	3,7-8,03	6,20	1150-1875	1512
5	Серпентиниты	34	2,43-2,70	2,60	0,1-11,9	2,35	90-4720	1778
6	Лиственити	31	2,67-2,90	2,80	0,2-6,9	3,51	8-330	62

Известно, что аллометаморфические процессы могут происходить лишь с привносом-выносом вещества, а зоны тектонических нарушений являются хорошими проводниками различных растворов. Это создает условия для повышенного давления кислорода, что способствует образованию магнетита и высокой магнитной восприимчивости серпентинитов. Эти положения подтверждаются данными, полученными нами по определению магнитных свойств серпентинитов Малого Кавказа. По этому параметру среди них выделяются слабо – **æ** = $200 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ и сильномагнитные разности **æ** = $4720 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. По справедливому замечанию [3], при магнитометрических съемках обнаруживается не весь гипербазитовый массив, а их серпентинизированная область. По этой причине, основываясь только лишь на данные магнитометрии, нельзя судить о масштабе гипербазитовых массивов.

Как видно из представленных таблиц, в гипербазитах Малого Кавказа не наблюдается прямой зависимости магнитной восприимчивости от степени серпентинизации. Магнитная восприимчивость почти не зависит от содержания железа.

Таблица 2

Зависимость плотности перидотитов от степени серпентинизации

Порода	Число проб	Степень серпентинизации	Плотность, г/см^3	
			Пределы	Среднее
Гарцбургит	2	до 25 %	2,98 – 0,1	2,99
Гарцбургит	4	от 25 % до 75 %	2,79 – 2,94	2,87
Гарцбургит	10	более 75 %	2,43 – 2,55	2,51
Лерцолит	5	до 25 %	3,02 – 3,06	3,04
Лерцолит	4	от 25 % до 75 %	2,85 – 2,93	2,89
Лерцолит	14	более 75 %	2,48 – 2,65	2,55
Верлит	8	до 25 %	2,95 – 3,02	2,98
Верлит	5	от 25% до 75 %	2,82 – 2,90	2,86

Сравнение магнитной восприимчивости с содержанием в них Fe_2O_3 показывает, что между этими величинами существует прямая пропорциональная зависимость только для части проб, остальные же, несмотря на высокое содержание в них окиси железа, обладают низкой магнитной восприимчивостью (табл. 2). Таким образом, количество магнетита в гипербазитах определяется не степенью серпентинизации горной породы и содержанием в них железа, а характером гидротермальных процессов, при которых в одних случаях железо связывается в магнетит, а в других – входит в состав серпентина, брусита, и, возможно, гематита. Это подтверждает мнение [7] о том, что магнетит образуется в основном в процессе антигоритизации первичных пород или же других серпентиновых минералов. Таким образом, магнитная восприимчивость может в какай-то мере указывать на условия, при которых протекали гидротермальные процессы, и являться косвенным поисковым признаком на некоторые вторичные рудопроявления.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между физическими свойствами и главными компонентами перидотитов и серпентинитов

Перидотиты (n=30; $R_{2\beta}$ =0,36)

Компоненты	**Плотность**	**Пористость**	**SiO_2**	**MgO**	**FeO**	**Fe_2O_3**	**H_2O**
Плотность		-0,57	0,40	0,36	0,36	-0,30	-0,94
Пористость	-0,77		-0,44	-0,18	-0,41	0,18	0,62
SiO_2	0,53	-0,31		-0,28	0,62	-0,39	-0,52
MgO	0,11	-0,39	-0,27		0,30	-0,33	-0,36
FeO	0,46	-0,36	0,09	0,04		-0,50	-0,32
Fe_2O_3	0,27	-0,33	0,31	-0,20	-0,63		0,52
H_2O	-0,97	0,59	-0,55	0,06	-0,46	0,59	

Серпентиниты (n=28; $R_{2\beta}$=0,37)

Необходимо отметить важность проведенных экспериментальных работ коллективом авторов [8] по изучению изменения магнитной восприимчивости в ходе дегидратации серпентинов при 500 и 1200° С. Установлено, что если при низких температурах магнитная восприимчивость не меняется, то после нагревания до 1200° С она уменьшается в 20 раз, что объясняется полным превращением серпентина в оливин, сопровождающегося растворением магнетита. Данное положение находит свое отражение и в природных условиях, где в результате воздействия габброидных интрузий на серпентиниты образуются метадуниты, отличающиеся низким значением магнитной восприимчивости.

Повидимому, аналогичный процесс происходит и при карбонатизации серпентинитов, в результате которого, вследствие полного распада магнетита, порода становится немагнитной. Среднее значение в них магнитной восприимчивости составляет 60 ед. СГСМ, при колебании 8-330 ед. СГСМ. Максимумы соответствуют лиственитам, имеющим реликты серпентиновых минералов.

Из всего изложенного следует вывод о том, что магнитная восприимчивость различных видов ультраосновных пород в первую очередь зависит от их минерального, следовательно, химического состава, а также от степени последующих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев З.Б., Салехли Т.М., Гусейнова С.Ф. О физических свойствах гипербазитов Малого Кавказа / Исследования в области неорганической и физической химии. – Баку, Элм., 1977. – С. 218-228.
2. Кашкай М.А., Салехли Т.М., Аллахвердиев Ш.И. и др. Физические свойства пород габброноритового комплекса бассейна реки Левчай Гейча-Гарабагской тектонической зоны // Изв. АН Азерб.ССР. Серия наук о Земле. 1978. – № 2. – С. 92-98.
3. Москалева С.В., Зотова И.Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород // ДАН СССР. – 1965. – Т. 162. – № 1. – С. 70-74.
4. Москалева С.В., Румянцева Н.Н. Карта распространения ультрамафических и мафических формаций на территории СССР. – Л., 1982. – 64 с.
5. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации // Зап. Всес. Мин. об-ва. – 1970. – Ч. 99. – Вып. 5. – С. 86-93.

6. Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации // ДАН СССР. 1964. Т. 156. – № 2. – С. 355-358.
7. Варлаков А.С. Магнитные свойства серпентинитов и поведение магнетита при серпентинизации альпинотипных гипербазитов // Сов. Геология. – 1973. – № 2. – С. 136-143.
8. Морковкина В.Ф., Кузьмина О.А., Гаврилова С.И. и др. Изменение магнитных свойств гипербазитов в связи с процессами десерпентинизации // Изв. высших учебных заведений. Геол. и разведка. – 1982. – № 11. – С. 71-76.

УДК 622.831.3

СЕНСОРНЫЙ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЬ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ОСТАТОЧНЫХ СМЕЩЕНИЙ В ЗАРЯДНЫХ ШПУРАХ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ПОРОДЫ НА РУДНИКАХ

А.В. Адушкин

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Для наблюдений за геомеханическим состоянием массива горных пород в выработках применяются различные датчики измерения напряженного состояния и деформаций. Известна целая группа датчиков, построенных на использовании свойств фотоупругости. Наиболее разработанными в этом ряду являются кольцевые стеклянные фотоупругие датчики [1, 2]. Они позволяют определять ориентацию и величину напряжений в местах установки, работают в границах упругости и позволяют оценивать деформацию. Известны также различные датчики, в которых фотоупругий элемент заключен в металлическую оболочку.

В некоторых случаях, при геомеханическом мониторинге возникает необходимость оценивать смещения за пределами упругости при начальных стадиях разрушения массива, когда направление действия нагрузки может быть предварительно определено. Для этих целей в Институте динамики геосфер РАН (ИДГ) разработаны датчики смещений, в которых в качестве чувствительного элемента используется плоская фотоупругая пластина. Датчики устанавливаются в шпурах и входят в деформационный измерительный комплекс.

В фотоупругих одно- и трехкомпонентных датчиках деформаций применены чувствительные элементы из оптически активных материалов (например, СО-120). Деформация среды преобразуется в датчиках в интерференционное поле поляризованных лучей. Регистрация информации осуществляется визуальным или фотографическим путем с использованием переносного полярископа.

Датчик имеет цилиндрическую форму (∅25 мм и ∅4О мм) различной длины (от 70 мм и более), В корпусе датчика размещен фотоупругий элемент с зеркальным отражателем и механизмом нагружения (рис. 1). Системы создания поляризационного поля и регистрации сосредоточены в полярископе. Градуировка датчика осуществляется перед его установкой. Датчик позволяет измерять остаточные смещения в пределах 0.01-1.0 Омм с погрешностью 10 %. Они надежны в эксплуатации и имеют относительно малые габариты и массу. Комплекс может включать до 20 датчиков и один переносной полярископ. Процедура контроля выглядит следующим образом.

Перемещения стенок скважин вызывают деформации датчика, в котором формируется интерференционная картина. В зависимости от нагружения, плоского или точечного, ее вид будет различным. В первом случае меняется окраска всего поля. При этом наблюдается

переход цветов в порядке увеличения длины световых волн от голубого до красного. При точечном нагружении возникает интерференция в виде кольцевых структур, берущих начало в точке нагружения. Цветовые полосы возникают с чередующейся цветовой окраской, причем каждой полосе соответствует определенное приращение деформации. При калибровке датчика определяется величина деформации, соответствующая кратному смещению полосы или появлению очередного цветового поля.

Для обработки большого массива данных разрабатывается система цифровой фоторегистрации, сопряженная с компьютером.

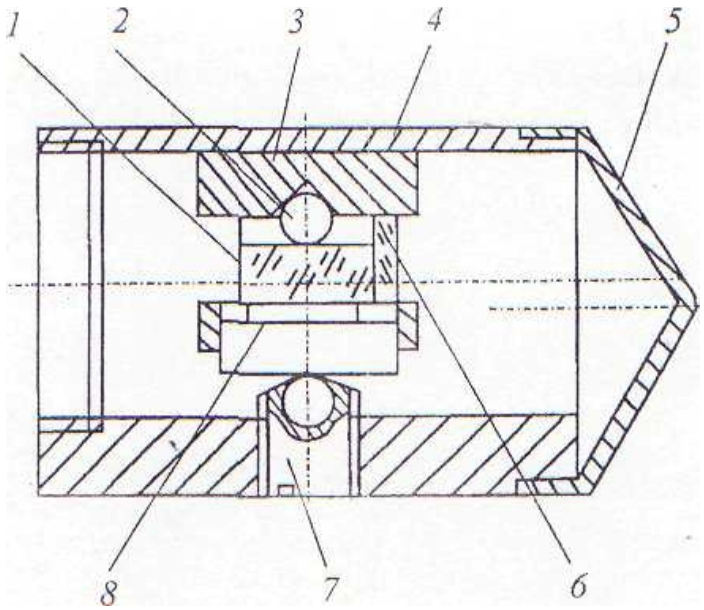


Рис. 1. Конструкция скважинного фотоупругого датчика: *1 – фотоупругий элемент; 2 – шарик; 3 – фиксатор фотоупругого элемента: 4 – корпус; 5 – конус; 6 – зеркало; 7 – установочный винт с шариком; 8 – опора*

Проведены натурные измерения остаточных смещений в подземных выработках на Кировском руднике ОАО "Апатит". Измерения выполнены в зоне, характеризующейся высокими напряжениями в массиве, обусловленными близостью горных работ. Комплект датчиков был установлен в нескольких целиках, а также в зонах разломов, где высокие напряжения не проявлялись. В результате наблюдений в течение 12 суток были зарегистрированы значительные деформации шпуров (смещение стенок – до 300 мк). В одном случае процесс непрерывного разрушения приконтурной зоны привел к отслаиванию части породы вместе с установленным датчиком, при этом датчик зарегистрировал смещение 400 мкм.

Опыт работы показывает, что датчик прост в эксплуатации, не требует постоянного контроля, хорошо сохраняется в шпурах и может устанавливаться на длительное время. Отметим некоторые отличительные особенности данной конструкции:

– в конструкции датчика предусмотрено двухступенчатое нагружение чувствительного элемента, за счет чего обеспечивается усиление полезного сигнала и расширяется динамический диапазон устройства;
– переменная толщина стенок корпуса датчика позволяет реализовать повышенную чувствительность его в нужном для измерения деформаций направлении;
– оригинальная конструкция элементов датчика, передающих нагрузку чувствительному элементу, упрощает процедуру калибровки устройства.

Подобные датчики наряду с другими системами наблюдений могут найти применение в контроле состояния горных выработок, в том числе, при длительном геомеханическом и

геоэкологическом мониторинге на горных предприятиях и при строительстве подземных сооружений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 00-45-64397.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулаков Г.И. Фотоупругие датчики для геомеханических измерений (теоретические основы). – Новосибирск: Издательство СО РАН, 1997.
2. Шемякин Е.И., Курленя М.В., Кулаков Г.И. Кольцевые скважинные датчики для геомеханических исследований. – Новосибирск: ИГД СО АН СССР, 1985.

ВЗРЫВНЫЕ РАБОТЫ КАК ИСТОЧНИК ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.В. Адушкин, Л.М. Перник

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Взрывные работы являются постоянным источником техногенных сейсмических колебаний. В связи с развитием индустриальной деятельности объемы взрывных работ растут. В России годовое потребление ВВ достигло уже 1,2 млн.т. Всего в мире в год расходуется около 6 млн.т (в США примерно 3,5 млн.т, в Европе и Китае – по 500 тыс.т). Увеличение объемов взрывных работ сопровождается ростом негативных изменений окружающей природной среды, включая, в том числе, рост техногенной сейсмичности.

На Европейской части РФ располагается более 700 предприятий, ведущих взрывные работы различного масштаба. Годовое потребление ВВ этими предприятиями достигает примерно 400 тыс.т. В настоящее время нами установлены координаты 94 карьеров открытой разработки полезных ископаемых, на которых проводятся взрывные работы (рис. 1). Следует отметить, что это только часть общего количества карьеров, располагающихся на Европейской части РФ. Только в Центральном федеральном округе (Московская область, Белгородская область, Брянская область, Владимирская область, Воронежская область, Ивановская область, Калужская область, Костромская область, Курская область, Липецкая область) расположено по крайней мере 88 карьеров, на которых добывается камень для строительства, 52 карьера по добыче известняка, гипсового камня и мела, 38 карьеров по добыче железной руды и руд цветных металлов, 43 угольных карьера. Такое активное использование взрывных технологий существенно осложняет изучение природных геодинамических и сейсмо-тектонических процессов этого региона, которые необходимо знать и учитывать при его индустриальном развитии.

В связи с этим в данной работе проведен анализ взрывных работ на территории Европейской части РФ в отношении наиболее крупных горнодобывающих и промышленных предприятий, применяющих заряды ВВ массой от нескольких тонн до тысяч тонн. Анализ включал дифференциацию взрывных работ по масштабу применяемых ВВ, их региональному распределению, а также по частоте и особенностям схем производимых массовых взрывов. Полученные материалы будут в дальнейшем использованы при индентификации промышленных взрывов и природных сейсмических событий, при разработке ежегодных сейсмических каталогов и при составлении детальных схем сейсмического районирования.

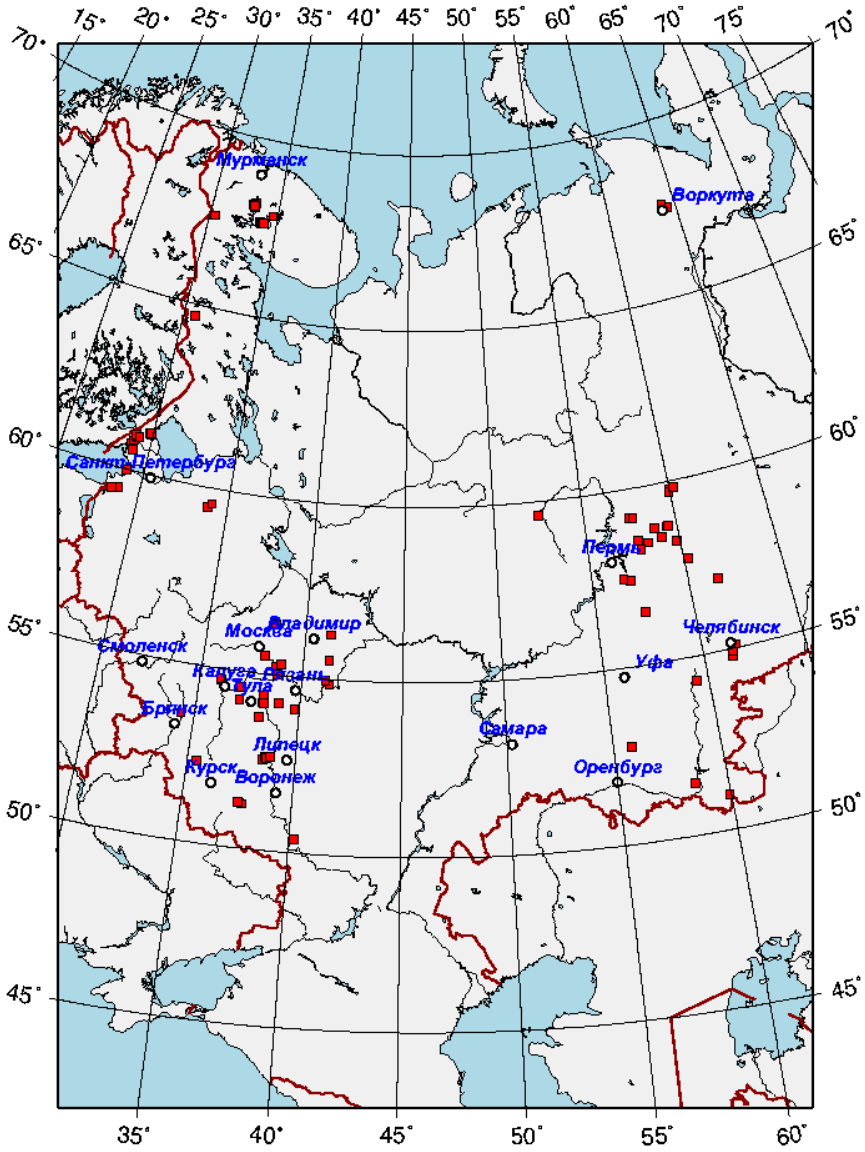


Рис. 1. Расположение наиболее крупных карьеров на Европейской части РФ

УДК 552.11.552.3

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ КУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

А.Ю. Альбеков, М.В. Рыборак

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Эволюция рудообразующих процессов служит отражением глобальных тектономагматических процессов, приводящих к формированию крупных сегментов земной литосферы, которые, преимущественно, сформировались на самых ранних стадиях геологической истории и продолжают функционировать до наших дней. Одним из таких сегментов с длительной историей развития, отраженной в сложных структурно-вещественных комплексах является Курская докембрийская провинция, слагающая в современном виде западную часть Воро-

нежского кристаллического массива (ВКМ), который, в свою очередь, составляет кристаллический фундамент центральной части Восточно-Европейского кратона.

В настоящее время известно несколько моделей раннедокембрийского геодинамического развития ВКМ [1-5]. Каждая из них характеризует эволюцию этого крупного образования, но и при этом обладает спорными позициями. В предлагаемой тектонической модели развития Курской провинции в раннем докембрии выделяются следующие этапы:

1) мезоархейский – формирование блоков высокометаморфизованного метабазит–гранулит-гранито-гнейсового основания Курской гранит-зеленокаменной области;
2) неоархейский, в котором условия растяжения, сопровождавшиеся развитием зеленокаменных ассоциаций второй генерации, сменились коллизионной обстановкой, маркируемой ареальной гранитизацией и мигматизацией, и появлением значительных масс субщелочных гранитоидов;
3) палеопротерозойский, в рамках которого выделяются:
   3.1) тап раннего рифтогенеза – заложение рифтогенных структур и накопление значительных площадных (латеральных) железисто-кремнистых (курская серия) толщ;
   3.2) здний рифтогенный, в рамках которого в реактивизированных рифтогенных структурах происходило формирование вулканитов пикрит-базальтового состава и терригенных толщ (оскольская серия);
   3.3) коллизионный этап, маркируемый диорит-гранодиоритами стойло-николаевского комплекса;
   3.4) этап внутриплитного магматизма, ознаменовавшийся внедрением долеритов, щелочных и субщелочных магматитов.

Каждый из выделенных этапов, отражает не только закономерную смену тектонических процессов в регионе, но и зависит от глобальных тектономагматических процессов, продуцирующих рудно-магматические, рудно-метаморфические и, в меньшей степени, рудно-осадочные процессы, приводящие к формированию скоплений полезных компонентов – месторождений и рудопроявлений.

Структурно-вещественные комплексы ранних этапов развития Земли на территории Курской провинции в настоящее время не выявлены и по этой причине об условиях существования провинции в катаархее (гадее), эоархее и палеоархее можно делать выводы только на основе аналогий с другими, более изученными областями. Стоит добавить, что для пород обоянского плутоно-метаморфического комплекса (ПМК), слагающего базис провинции, существуют отдельные датировки старше 3,2 млрд. лет, однако они не являются реперными и требуют уточнения. Таким образом, вещественная эволюция достоверно начинается с мезоархейского этапа.

Мезоархейский этап. Структурно-вещественные комплексы данного этапа представлены гранит(гранулит)-гнейсами обоянского ПМК (которые можно охарактеризовать как серогнейсовые ТТГ-образования) и зеленокаменными поясами первой генерации (метабазитовая составляющая обоянского ПМК и ультрамафиты бесединского комплекса). Главными типами глобальных структур, преобладающих на этом этапе, являются одновременно развивающиеся самостоятельные тектонические структуры: гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и гранулитовые пояса (ГП), а глобальными процессами, приводящими к перестройке облика земной коры, являются активная магматическая деятельность сиалических ТТГ-ассоциаций и мафит-ультрамафитовых вулканитов коматиит-базальтовой ассоциации в пределах ГЗО и значительные метаморфические преобразования в условиях сжатия в ГП, вплоть до гранулитовой фации.

Учитывая относительно слабую дифференцированность мезоархейской земной коры и ее жесткость, подъем коматиитовых расплавов осуществлялся достаточно быстро с незна-

чительной степенью дифференциации, что обуславливает ограниченный спектр рудных ассоциаций и определяет в совокупности малую металлогеническую продуктивность СВК мезоархейского этапа [6-10 и др.].

Неоархейский этап ознаменовался заложением и развитием зеленокаменных поясов второй генерации, становлением обширных гранитоидных массивов, гранитизаций и окончательной консолидацией архейского основания Курской провинции, что привело к формированию древнего кратона (вероятно уже в рамках Сарматии).

Структурно-вещественные комплексы неоархейских ГЗО представлены михайловским ПМК (серией), в составе которой выделяется александровская свита, в которой фиксируются бимодальные преимущественно базальт-коматиитовые вулканиты, и верхняя лебединская свита, сложенная метариолитами-метариодацитами и высокодифференцированными глиноземистыми сланцами. Эти особенности строения позволяют предположить двухэтапное формирование зеленокаменных структур: первый этап, во время которого превалировали условия растяжения – энсиалического рифтогенеза, обусловившего формирование метакоматиит-базальтовой ассоциации нижней части разреза ЗКП и второй этап – коллизионный, связанный с закрытием рифтогенных структур и формированием значительных объемов гранитоидов. На этом этапе, предположительно значительно оторванном во времени от рифтогенного, формировались гранитоиды ТТГ – ассоциации (салтыковский комплекс) и более поздние GGM – субщелочные гранитоиды атамановского комплекса.

Возрастание степени вертикальной дифференцированности и латеральной неоднородности в процессе энсиалического рифтогенеза обусловили появление в неоархее значительного разнообразия СВК, усложнение состава и структуры слагающих их формационных рядов магматических и метаморфических породных ассоциаций, существенное расширение спектра рудных формаций и их продуктивности [8, 10, 11]. Наибольший металлогенический интерес представляют, прежде всего, зеленокаменные пояса (Крупецко-Криворожский, Белгородско-Михайловский, Орловско-Тимской), в пределах которых выявлены различные по масштабам месторождения и рудопроявления железа, никеля, меди, кобальта, золота и других благородных металлов.

Палеопротерозойские этапы развития отличаются наибольшим разнообразием геодинамических режимов и соответствующих структурно-вещественных комплексов. Необратимость и направленность магматических процессов, выраженная в первую очередь в увеличении многообразия магматических пород, особенно в период 2,3-2,0 млрд. лет, в котором произошел главный перелом в развитии тектономагматических процессов [12]. Если в архейской эволюции были характерны преимущественно в разной степени деплетированные плавящиеся мантийные субстраты и высокомагнезиальные расплавы, а преобладающим типом геодинамических процессов была плюм-тектоника, то для палеопротерозойских этапов важную роль начинают играть геохимически обогащенные мантийные расплавы, связанные с подъемом термохимических суперплюмов с границы жидкого железного ядра и силикатной мантии и обуславливающие смену глобальной геодинамики на плейт-тектонику [12].

Металлогенический облик и высокая степень продуктивности палеопротерозойского цикла отражают исключительное многообразие геодинамических обстановок (реактивизация неоархейских рифтогенных структур; сложные процессы субдукции, сопровождаемые рассеянным спредингом, коллизии и тафрогенеза завершающего раннеплатформенного и платформенного этапов с активным внутриплитным режимом) длительного формирования коры континентального типа и ее структурно-вещественной эволюции [8, 11, 10]. Масштабы энерговыделения в центральных частях Земли достигали такого уровня, что произошло изменение характера магматических процессов с выведением на главенствующие роли железотитановых пикритовых и базальтоидных магм, близких по составу к внутриплитному магма-

тизму фанерозоя. Этот процесс отражается в широком развитии образований перидотит-габброноритовой магматической ассоциации золотухинского комплекса со специфическим апатит-титаномагнетитовым рудным парагенезисом. Важную роль в развитии Курской провинции, как и Земли в целом, вероятно, играли обогащенные Fe, Ti, щелочами и несовместимыми элементами флюиды «карбонатитового» типа, поступающие из ядра. Они проникали в деплетированное вещество вышележащей мантии, разогревали и разуплотняли его, инициируя подъем термохимических суперплюмов [12]. Растекание их головных частей в зоне подлитосферной мантии (выше чем у плюмов первого поколения) сопровождалось активным взаимодействием с вышележащей кратонизированной литосферой, обеспечивая не только зарождение механизма плейт-тектоники, но обуславливая закономерную смену обозначенных выше геодинамических обстановок с соответствующими им эндогенными рудными формациями.

С этапами раннего и позднего рифтогенеза связано заложение палеопротерозойских структур Орловско-Белгородской провинции, с формированием ряда рудных формаций:

1) уникальной по запасам руд железисто-кремнисто-сланцевой золото-палладийсодержащей (в составе курской железорудной серии) [13];
2) платиноидно-золоторудной (Au до 3,4 г/т и ЭПГ до 5,1 г/т) в высокоуглеродистых сульфидизированных внутрирудных сланцах курской серии;
3) полигенная платиноидно-золоторудная в высокоуглеродистых сланцах и вулканитах тимской свиты оскольской серии и их метасоматитах;
4) платиноидно-золоторудная в основных вулканических брекчиях (проявления Куськино, Прилепы, Погожее, Южное);
5) сульфидная платиноидно-медно-никелевая, титаномагнетитовая и малосульфидная платинометалльная, пространственно и генетически связанные с перидотит-габброноритовыми интрузивами золотухинского комплекса [11, 14 и др.].

Формирование благороднометалльной рудообразующей системы в стратифицированных черносланцевых вулканогенно-осадочных отложениях и метасоматитах оскольской серии, вероятно, осуществлялось в условиях сопряженной деятельности трех разнородных источников углеродистого и рудного вещества [14]: а) экзогенного (осадочно-хемогенного) при значительной биологической активности палеобассейна; б) флюидно-магматогенного в связи с многократным проявлением вулкано-интрузивного магматизма; в) метаморфогенного с экстракцией благородных металлов из субстрата и его мобилизацией в процессе функционирования флюидно-магматогенных очаговых зон.

Металлогенический облик коллизионного этапа определяется преимущественно образованиями стойло-николаевского диорит-гранодиоритового интрузивно-дайкового комплекса с которыми пространственно и генетически обнаруживают связь [11, 15, 16]: а) ряд магматогенно-гидротермальных и метаморфогенных золоторудных (золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых) и б) золото-платинометалльных проявлений (Кшенское, Луневско-Мальцевское и др.) в зонах объемного катаклаза и мезотермальных метасоматитов среди вулканогенно-осадочных отложений тимской свиты (Тим-Ястребовская и Волотовская структуры [14]); в) благороднометалльносодержащая колчеданная формация в зонах разломов среди углеродистых сланцев и карбонатных пород оскольской серии (Тимское, Южно-Волотовское, Чернянское и другие проявления); г) галенит-сфалерит-карбонат-кварцевая (жильная) и галенит-сфалеритовая формации в мощных зонах тектонических нарушений среди отложений оскольской серии, насыщенных дайками стойло-николаевского комплекса (Лебединское, Центрально-Волотовское, Коробковское и другие рудопроявления).

Специфика металлогенического облика СВК этапа внутриплитного магматизма, состав и закономерности размещения оруденения которого определяются как общими глобаль-

ными закономерностями эволюции литосферы Земли, так и частными региональными и локальными особенностями, как то глубинностью подкоровых выплавок магматических расплавов и локализацией ассоциирующих с ними рудномагматических систем преимущественно в зонах глубинных, нередко реактивизированных разломов и "горячих точках" обусловили выявленное формирование эндогенных рудообразующих систем [11, 17, 18]: 1) колчеданного и золото-сульфидно-кварцевого в вулканитах глазуновской серии; 2) сульфидной медно-никелевая, ванадий-платиносодержащей титаномагнетитовой и малосульфидной платинометалльной в дифференцированных троктолит-габбродолеритовых интрузивах смородинского комплекса; и 3) апатит-магнетитовой в карбонатитах дубравинского щелочно-ультрамафитового комплекса.

Несмотря на кажущуюся значительную изученность эволюции раннедокембрийских рудообразующих процессов в Курской провинции, осложненную закрытостью региона, остается немало вопросов, разрешение которых становится возможным благодаря новейшим методам аналитических исследований, включая изотопно-геохимические и геохронологические характеристики. Анализ петро-геохимических характеристик СВК различных геодинамических обстановок на уровне петрогенных, редких, редкоземельных элементов, изотопных Rb-Sr и Sm-Nd отношений, изотопной геохронологии, U-Pb в том числе, в совокупности с новейшими методами определения концентраций, характера распределения, форм нахождения и условий формирования скоплений благородных металлов, в различных рудных формациях, включая разновозрастные раннедокембрийские рудно-магматические системы, обеспечит базис для разработки непротиворечивой модели развития литосферы Курской провинции в раннем докембрии, с четко очерченными наиболее продуктивными металлогеническими эпохами.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" ГК 02.740.11.0021 и ГК П171; РФФИ 10-05-10022-к.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. – 1997. - № 3. – С. 21-30.
2. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). – М.: Геокарт, Геос, 2007. – 284 с.
3. Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднеархейских – раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. - 2000. – № 4. – С. 14-24.
4. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Доклады РАН. – 2002. – Т. 386. – № 5. - С. 651-655.
5. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). – М.: Научный мир, 2008. – 184 с.
6. Бочаров В.Л., Чернышов Н.М. Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. – Л., 1985. – С.192-205.

7. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. – Воронеж, 1993. – 176 с.
8. Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геологическая. – Воронеж, 1996. – № 1. – С. 5-20.
9. Магматические горные породы / Под ред. О.А.Богатикова и др. – М., 1987. – Т. 6. – 438 с.
10. Рундквист Д.В., Минц М.В., Чернышов Н.М. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / М.-1999.-398 с.
11. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
12. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве // Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. – М.: Наука, 2010. – 606 с.
13. Чернышов Н.М., Молотков С.П., Петров С.В. Особенности распределения и формы нахождения платиноидов и золота в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА (Центральная Россия) // Геология и разведка. – 2003. – № 5. – С. 24-30.
14. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона. – Воронеж: Издат.-полигр. центр Воронеж. гос. ун-та. – 2007. – 177 с.
15. Крестин Е.М. Рудопроявления цветных металлов в фундаменте Курско-Воронежского массива // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 1. – С.87-93
16. Чернышов Н.М., Мяснянкин В.И. О золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных структур КМА // Геология руд. месторождений. – 1992. – № 2. – С. 19-31.
17. Альбеков А.Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива // Автореф. канд. дисс. геол.-минерал. наук. – Воронеж, 2002. – 24 с.
18. Бочаров В.Л., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. – Воронеж: Изд-во "Петровский сквер", 1993. – С. 121.

УДК 550.348:550.375:550.385:550.831

ИЗУЧЕНИЕ СИНХРОННЫХ ВАРИАЦИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Ю.В. Антонов[1], В.Н. Глазнев[1], Д.О. Плаксин[2], Е.Ю. Дручек[2]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия;
[2]ГНИИИ ПЗТИ ФСТЭК, г. Воронеж, Россия

Сейсмические шумы естественного происхождения изучаются в сейсмологии уже более сотни лет. Частотный состав естественных микросейсм Земли варьирует от 10^{-3} до 10^{2} Гц и динамический диапазон энергетического спектра сейсмических шумов составляет около 80 дБ [1, 2]. Было установлено также, что спектр шумов существенно зависит от региональных особенностей строения земной коры изучаемой территории [3, 4]. Природа сейсмических шумов связана с тремя разнородными физическими явлениями в оболочках Земли. Во-первых, это волны от региональных сейсмологических событий чрезвычайно малой интенсивности (сейсмический крип), а также волны от значительно удаленных слабых землетрясений. Во-вторых, это активные быстропротекающие физические процессы в атмосфере Земли

(ветровые колебания, грозовые электрические разряды и др.), воздействующие на почвенный слой вблизи и на удалении от точки измерений сейсмических сигналов. В-третьих, это быстрые активные процессы в гидросфере океанов и морей Земли, порождающие сейсмические волны в прибрежной зоне земной коры континентов.

Естественные вариации интенсивности магнитного поля Земли изучаются в геофизике уже более 80 лет. Регистрируемые естественные вариации электромагнитного поля Земли имеют частотный диапазон от 10^{-8} до 10^{7} Гц и амплитуды индукции магнитного от 10^{-3} до 104 нТл, а амплитуды напряженности переменного электрического поля могут достигать единиц В/м [5, 6]. Характер магнитных вариаций существенно зависит от магнитной широты точки измерений поля, а также от состава пород, слагающих верхнюю часть земной коры в районе измерений поля. Природа низкочастотных магнитных вариаций связана с магнитогидродинамическими процессами, протекающими в жидком ядре Земли и, в меньшей мере, с динамическими процессами в мантии и коре Земли. Основную роль в формировании высокоинтенсивных средне и высокочастотных магнитных вариаций вносят ионосферные физические процессы в авроральной зоне, где развиваются активные взаимодействия между потоком частиц, «солнечного ветра» и магнитосферой Земли. Практически, во многих случаях, эти процессы являются шумом, искажающим полевые геофизические магнитные наблюдения.

В последнее время все большую актуальность приобретают комплексные полевые геофизические наблюдения, в ходе которых синхронно регистрируются и обрабатываются различные природные геофизические сигналы [3, 7, 8]. При этом распространение слабых сейсмических шумов в неоднородных средах и вариации электромагнитных полей предпочтительнее изучать на природных объектах, значительно различающихся по своим физическим свойствам, что позволяет более уверенно выявлять связь вариаций полей с геологическими особенностями регионов.

Именно с этих позиций весной 2009 года и были выполнены экспериментальные работы по совместному наблюдению естественных вариаций интенсивности сейсмических шумов и электромагнитного поля Земли в на территории КМА в районе залегания железистых кварцитов. Форма тел железистых кварцитов – пласты большой протяженности по простиранию и почти вертикального падения. Железистые кварциты характеризуются скоростью распространения продольных волн – 5750-7250 м/с, плотностью примерно 3300-3500 кг/м^3 и высокой магнитной восприимчивостью – до 0.1 ед. СИ [9]. Пластовые тела железистых кварцитов залегают в обрамлении сланцев гранитогнейсового фундамента с типичными для этой ассоциации физическими свойствами: скорость продольных волн – 5250-6250 м/с, плотность 2600-2750 кг/м^3 и почти нулевой намагниченностью [9].

Полевой эксперимент проводился вблизи д. Морозовка (Курская обл.) где одиночный пласт железистых кварцитов залегает на глубине примерно 150-180 метров. Осадочный чехол представлен мезозойскими породами без повышенных упругих, плотностных и магнитных физических свойств. Район достаточно хорошо изучен наземными геофизическими съёмками в масштабе 1:50 000. В геологическом отношении пласт железистых кварцитов размещается в типичных кислых и средних породах фундамента, т.е. на относительно небольшом удалении друг от друга здесь представлены две принципиально отличные геолого-геофизические модели строения верхней части земной коры, что особенно важно для проведения наблюдательного эксперимента.

В процессе измерений вариации естественных полей использовались два комплекта приборов в составе: широкополосная цифровая регистрирующая геофизический регистратор "RefTek" и цифровой протонный магнитометр ММ-60, кварцевый астазированный гравиметр. Сейсмическая часть станции была оснащена трехкомпонентным молекулярно-электронным сейсмическим датчиком CME4111 (диапазон 0.016-50 Гц) и широкополосным трехкомпонентными сейсмометрами "Lenarts" (диапазон 1-120 Гц). Вариации напряженности

электрического поля регистрировались с помощью неполяризующихся электродов ВИРГ, а сигналы от двух ортогональных линий измерений напряженности электрического поля (EX и EY) записывались станцией "RefTek". Помимо указанного комплекса наблюдений проводилась регистрация вертикальной компоненты силы тяжести (VZZ) в точках наблюдений. Этот вид работ выполнялся с высокоточным кварцевым астазированным гравиметром, обладающем точностью единичного измерения примерно в 1 мкГал. Методика измерения вариаций с таким прибором рассмотрена ранее в работе [10].

Наблюдения были проведены в ряде точек в районе контакта железистых кварцитов и вмещающих гранито-гнейсов (рис. 1). Методика работ, отвечающая поставленной задаче исследований, ориентирована на одновременное наблюдение всех параметров геофизической среды в некоторой фиксированной опорной точке, находящейся за пределами аномальной зоны с железистыми кварцитами, и частичные временные циклы наблюдений на текущей точке профиля, как за пределами пласта железистых кварцитов, так и над ним. Координаты пунктов наблюдения на местности определялись по высокоточной GPS.

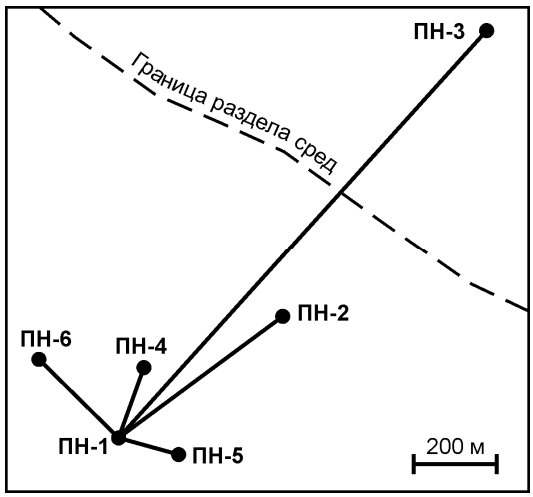


Рис. 1. Положение пунктов наблюдений

Эксперимент включает две основные стадии. На первой стадии выполняются синхронные наблюдения всех полей в опорной точке (ПН-1) и в точке над максимумом магнитной аномалии (ПН-3), соответствующей плановому положению пласта железистых кварцитов. Длительность наблюдений составляла 48 часов, что позволило зарегистрировать суточные авроральные возмущения магнитного поля и выявить вариации низкочастотных сейсмических шумов в наиболее благоприятные ночные и утренние часы, а также выявить неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести. На второй стадии проводились коротко-интервальные (продолжительностью 4-6 часов) наблюдения геофизических параметров на опорной и рядовых точках (ПН-2, ПН-3, ПН-4, ПН-5, ПН-6).

По итогам эксперимента были получены цифровые массивы естественных вариаций сейсмического, электромагнитного и гравитационного полей в точках наблюдений над пластом железистых кварцитов, а также в безаномальной зоне за пределами пласта. В силу специфики используемой аппаратуры первичные материалы измерений представлены с различной дискретностью: сейсмический и электрический каналы – цифровая запись с дискретизацией 0.001 с; магнитный канал – цифровая запись с дискретизацией 5 с; гравитационное поле – визуальная регистрация значений с дискретизацией 2-3 минуты. Полученные временные ряды наблюдений сейсмического и электрического каналов были профильтрованы от проявляющейся в дневные часы техногенной шумовой компоненты. Последующая обработка материалов сводилась к усреднению наблюденных вариаций геофизических полей на едином

временном интервале, что позволило сравнивать между собой материалы измерений по разным каналам.

Пример полученных в результате такой обработки временных вариаций полей показан на рис. 2, где приведены дифференциальные оценки спектра мощности сигналов на интервале усреднения 1 минута. Характеристики всех геофизических сигналов оценивались в спектральных окнах различной ширины. Обработка результатов эксперимента была нацелена на выявление устойчивых связей между различными параметрами вариаций наблюденных геофизических полей на основе классических методов корреляционного анализа и современных методов анализа нелинейных динамических систем. По результатам наблюдений даны обоснованные выводы о характере и спектральном составе естественных вариаций сейсмического и электромагнитного полей.

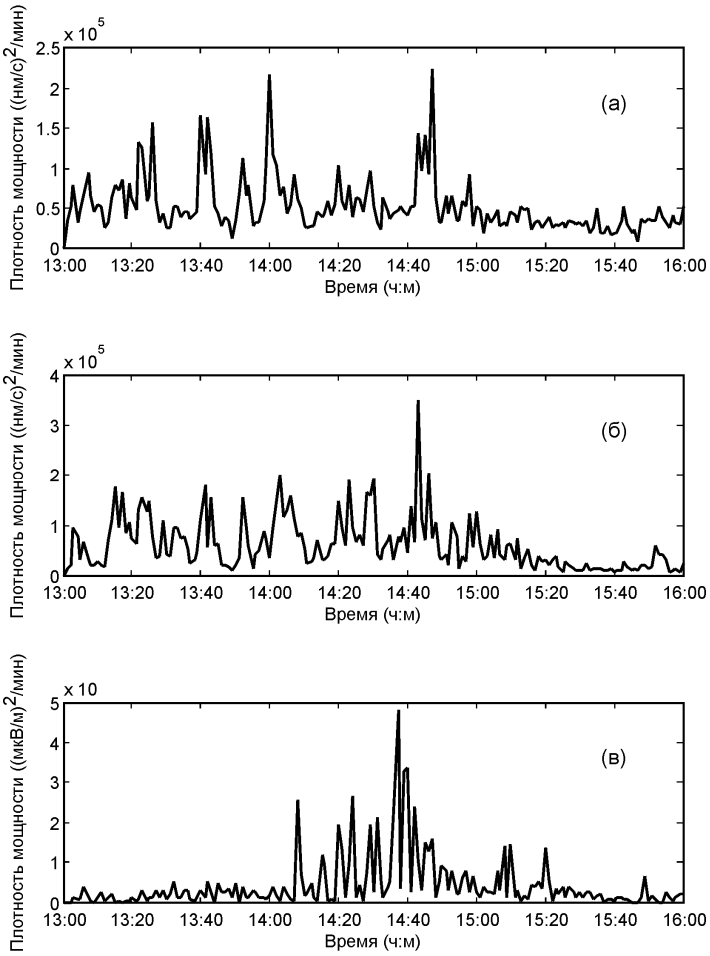


Рис. 2. Дифференциальные оценки спектров мощности вариаций геофизических полей: *а – сейсмический Z канал (полоса частот 0,01÷1 Гц); б – сейсмический Z канал (полоса частот 1÷50 Гц); в – электрический E_X канал (полоса частот 0,01÷1 Гц). Дата регистрации 13.05.2009, время по Гринвичу*

В целом реализованная методика экспериментальных исследований позволяет решать задачи изучения корреляции природных геофизических шумов. Для повышения достоверности интерпретации полученных материалов необходимо проведение дополнительных более высокочастотных исследований магнитного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Peterson J. Observations and modeling of the seismic background noise / USGS Open-File Report 93-322, Albuquerque. – New Mexico, 1993. – 95 p.

2. Berger J., Davis P., Ekström G. Ambient Earth noise: a survey of the global seismographic network // J. Geophys. Res. – 2004. V. 109. – B11307, doi:10.1029/2004JB003408.
3. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A & B / Eds.: W.H.H Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger. – Amsterdam, Boston, London, New York, Academic Press, 2002. – 2138 p.
4. Надежка Л.И., Орлов Р.А., Пивоваров С.П., Сафронич И.Н., Ефременко М.А. О связи параметров сейсмического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – Воронеж, 2003. – № 2. – С. 179-185.
5. Яновский Б.М. Земной магнетизм. – Л.: Изд. ЛГУ, 1978. – 592 с.
6. Бердичевский Н.М., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. – М.: Недра, 1991. – 250 с.
7. Гамбурцев Г.А. Сейсмический мониторинг литосферы. – М.: Наука, 1992. – 204 с.
8. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов Том 2. Циклическая динамика в природе и в обществе. / Ред. Г.А.Гамбурцев. – М.: Научный мир, 1998. – 432 с.
9. Афанасьев Н.С., Кривцов И.И. Петрофизика, эволюция и металлогения земной коры и верхов мантии воронежского кристаллического массива // Вестн. Самарск. ун-та, сер. Геология. – № 1. – 2002. – С. 231-245.
10. Антонов Ю.В., Слюсарев С.В. Неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести и их возможная связь с землетрясениями // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1992. – № 5. – С. 105-110.

УДК 550.344

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОНАХ И БЛОКАХ НА ГАРМСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

О.И. Аптикаева

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

В последние годы на основе изучения записей химических и ядерных взрывов получены результаты, свидетельствующие о том, что структура поля поглощения объемных волн существенно меняется во времени [1, 2]. По короткопериодной коде выявлены временные вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений, которые авторы связывают с подъемом мантийных флюидов в земную кору по крупным разломным зонам [2]. На основании изучения поглощения S-волн в зонах палеодислокаций авторы высказывают предположение о длиннопериодной (~ 300 лет) цикличности подъема флюидов в очаговых зонах сильных землетрясений.

В данной работе рассматриваются возможности использования короткопериодной коды слабых местных землетрясений для изучения временных вариаций поля поглощения в существенно иных пространственно-временных масштабах – в пределах небольшой зоны сейсмоактивного Гармского района, в течение относительно короткого (12 лет) временного интервала. В условиях значительной пространственной неоднородности поля поглощения, которую мы наблюдаем в сейсмически активных районах [3], изучение его временных вариаций по короткопериодной коде слабых местных землетрясений возможно только с учетом приуроченности их очагов к зонам сильного или слабого поглощения. Цель работы – по-

лучение новой информации о геодинамических процессах в сейсмоактивных зонах, цикличности этих процессов и их связи с вариациями скорости вращения Земли.

Анализировались записи более 180 слабых $(7{,}5 \le K \le 9{,}0)$ местных $(t_S - t_P \le 2{,}5\,c)$ землетрясений, полученные в 1980-1991 гг. Эпицентральные расстояния землетрясений не превышали 25 км, а глубины очагов – 10 км. Последовательно анализировались огибающие коды всех землетрясений, записанных станцией № 1, при этом учитывалась приуроченность их очагов к конкретным добротным блокам и к зонам сильного поглощения или ослабленным зонам (ОЗ). Рассматривались оказавшиеся наиболее представительными выборки огибающих коды землетрясений, эпицентры которых локализованы в блоках I, II, III и IV и в ОЗ, (рис. 1).

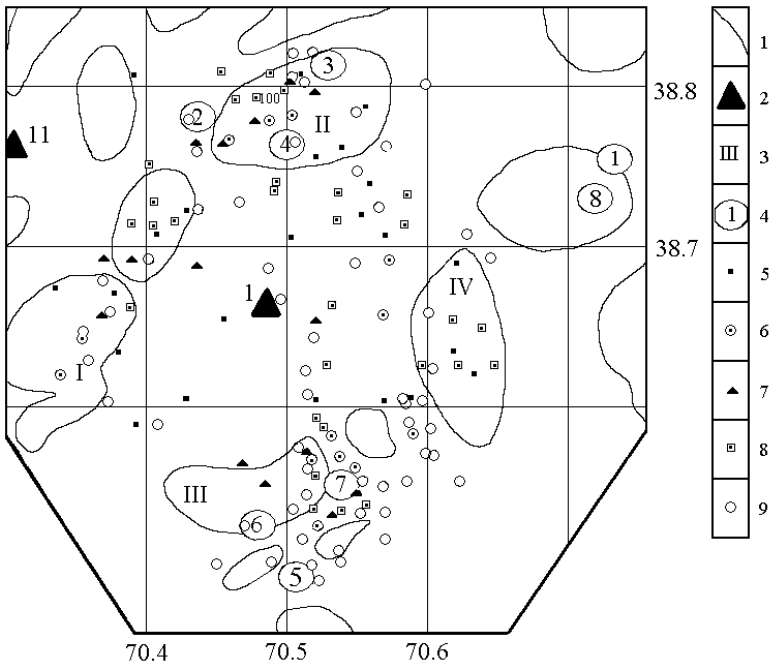
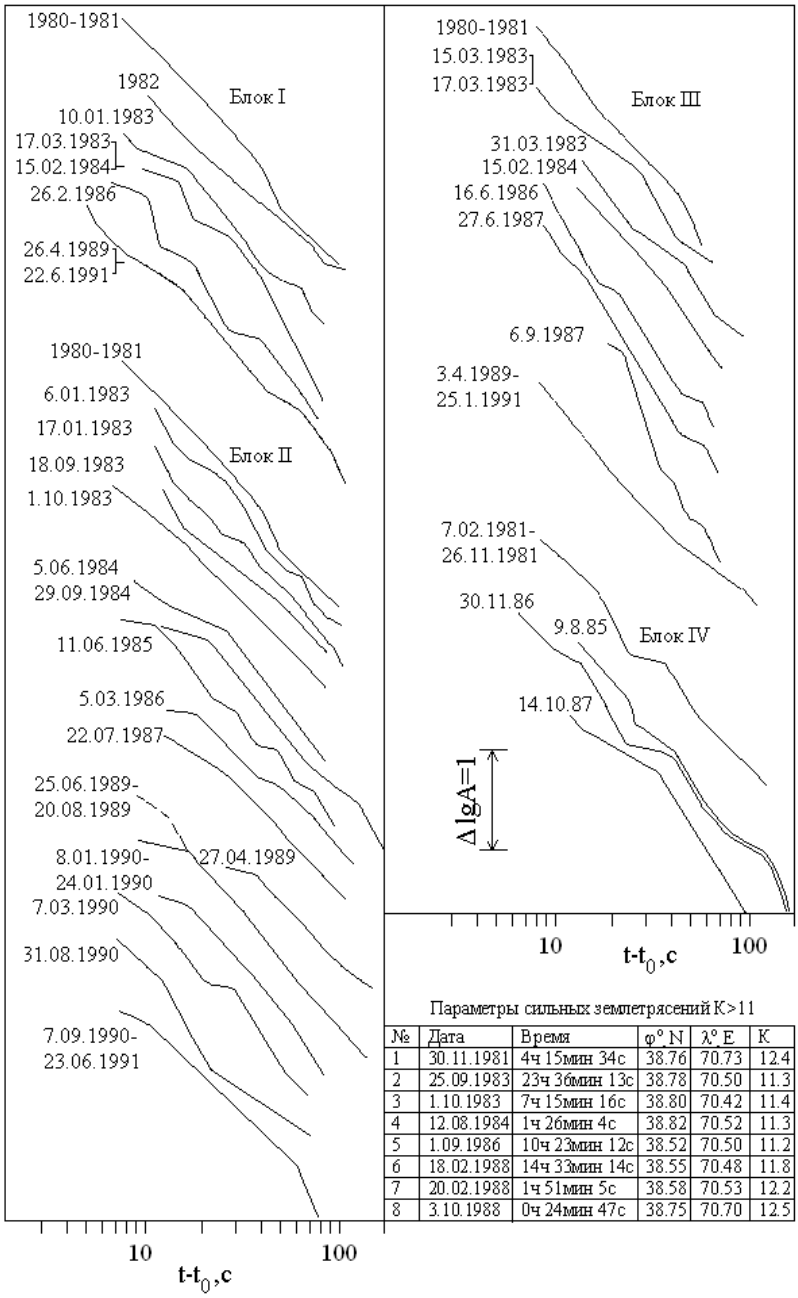


Рис. 1. Схема района исследований. *1 - границы высокодобротных блоков, 2 – сейсмические станции, 3 – номера блоков, 4 - землетрясения К > 11 (цифры соответствуют номерам табл. на рис. 2), 5, 6, 7, 8, 9 – эпицентры землетрясений К=7-9 соответственно за 01.01.1980-1981 гг., 1982-24.01.1983 гг., 26.02.1983-26.10.1984 гг., 26.10.1984-14.10.1987 гг., 1989-1991 гг.*

Вариации структуры огибающих коды землетрясений, локализованных в блоках. В рамках выбранной нами модели формирования короткопериодной коды, характерные участки (пологие и крутые) ее огибающих, отражают вариации поглощения S-волн на соответствующих глубинах, что, в свою очередь, мы связываем со степенью флюидонасыщенности в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии (существование вертикальной зональности флюидонасыщенности земной коры выявлено также и по электропроводности) [4]. Временные вариации структуры огибающих коды будем считать следствием изменения положения границ и флюидонасыщенности этих слоев.

Нетрудно заметить, что структура огибающих коды землетрясений, локализованных в каждом из четырех выбранных нами блоков, претерпевает циклические изменения от однородной (когда отсутствуют контрастные по поглощению интервалы) до сложной, где пологие и крутые участки сменяют друг друга (рис. 2). Если за начало цикла принять момент времени, когда огибающие коды однородны, то за один и тот же временной интервал максимальное число таких циклических вариаций произошло в блоке II. Другими словами для каждого из блоков характерна своя индивидуальная длина цикла. При этом появление элементов неоднородности ("ступенек") в структуре огибающих, когда слой слабого поглощения подстилается сильно поглощающим слоем, в большинстве рассмотренных случаев предшествует возникновению относительно сильных событий в данном или смежном блоке. Напри-

мер, для огибающих коды землетрясений, локализованных в блоке IV (первая огибающая сверху) характерно наличие хорошо выраженной "ступеньки" перед землетрясением $K > 12$ (землетрясение № 1) в соседнем блоке (рис. 1). После землетрясения эти различия поглощения вдоль разреза часто, но не всегда, нивелируются. Например, в пределах блока II за рассматриваемый период произошло три землетрясения $K > 11$ (на рис. 1 № 2, 3, 4). В начале 1983 г. на глубинах ~ 20 км (t ~ 14 с) сформировался высокодобротный слой, подстилаемый слоем сильного поглощения. После первых двух землетрясений структура огибающих стала более однородной. Перед третьим событием "ступенька" сформировалась снова, но после него структура не стала однородной, а только несколько видоизменилась – границы добротного слоя сместились вверх. Одной из причин такого рода изменений поля поглощения могут быть гидроразрывы. В процессе дегидратации рост флюидного давления в слое сильного поглощения инициирует гидроразрыв в покрывающем горизонте, в результате чего флюиды из нижнего слоя по трещинам мигрируют вверх. Исходя из этого можно предположить, что произошедшие в блоке II землетрясения с K ~ 11 были спровоцированы гидроразрывами.



Параметры сильных землетрясений K>11

№	Дата	Время	φ° N	λ° E	K
1	30.11.1981	4ч 15мин 34с	38.76	70.73	12.4
2	25.09.1983	23ч 36мин 13с	38.78	70.50	11.3
3	1.10.1983	7ч 15мин 16с	38.80	70.42	11.4
4	12.08.1984	1ч 26мин 4с	38.82	70.52	11.3
5	1.09.1986	10ч 23мин 12с	38.52	70.50	11.2
6	18.02.1988	14ч 33мин 14с	38.55	70.48	11.8
7	20.02.1988	1ч 51мин 5с	38.58	70.53	12.2
8	3.10.1988	0ч 24мин 47с	38.75	70.70	12.5

Рис. 2. Огибающие коды землетрясений, записанных ст. 1, эпицентры которых локализованы в блоках (см. рис. 1)

Возникает вопрос, являются ли вариации поля поглощения в пределах мелких блоковых структур реакцией на подготовку и реализацию более крупных событий района. За рассмотренный период в Гармском районе произошло два землетрясения с $K > 13$ (Каудальское 26.02.1983 г. K=13,3 с координатами эпицентра j=70,5, l=38,93 и Иштионское 21.12.1987 г. K=13,5 – j=70,77, l=38,85). Как было отмечено выше, для огибающих коды землетрясений, локализованных в блоке II, ближайшем к очагу Каудальского землетрясения, в начале 1983 г. характерно наличие «ступеньки», которая исчезла не после Каудальского землетрясения, а значительно позже, после землетрясения $K \sim 11$, локализованного в данном блоке. То же можно сказать и о вариациях поля поглощения в период подготовки и реализации Иштионского землетрясения и самого сильного за весь период наблюдений на Гармском прогностическом полигоне Джиргатальского 26.10.1984 г. M=6,4 землетрясения, координаты эпицентра которого j=71,27, l=39,25.

Таким образом, поле поглощения поперечных волн в блоках изменяется во времени циклично, при этом длина циклов индивидуальна для каждого блока и границей цикла часто (но не всегда) служит относительно сильное землетрясение, приуроченное к данному или смежному блоку. Тот факт, что поле поглощения рассматриваемого локального района не реагирует на подготовку и реализацию более сильных землетрясений района, локализованных вне его, может быть связан с прочностными свойствами входящих в него блоков, которые, по-видимому, не способны накапливать относительно высокие напряжения. В пределах этого локального района (в блоке III) за весь период инструментальных наблюдений с 1955 г. произошло только одно землетрясение K=13. В период роста напряжений в Гармском районе в целом в 1983-1984 гг. в связи с Каудальским и Джиргатальским землетрясениями в этом блоке они релаксируют в процессе серии слабых с $K \sim$ 8-9 землетрясений. В результате чего в начале 1984 г. поглощение в этом блоке становится сравнимым с поглощением ОЗ. Одной из причин такого высокого поглощения и низкой несущей способности этого блока может быть и его повышенная флюидонасыщенность. Таким образом, в блоке III с гидроразрывами можно ассоциировать еще более слабые, чем в блоке II, землетрясения.

Вариации структуры огибающих коды землетрясений, локализованных в ослабленных зонах. Последовательное рассмотрение огибающих коды местных землетрясений, очаги которых локализованы в ОЗ, показало, что вариации их структуры также цикличны (рис. 3*а*), при этом каждый из циклов можно разделить на три периода.

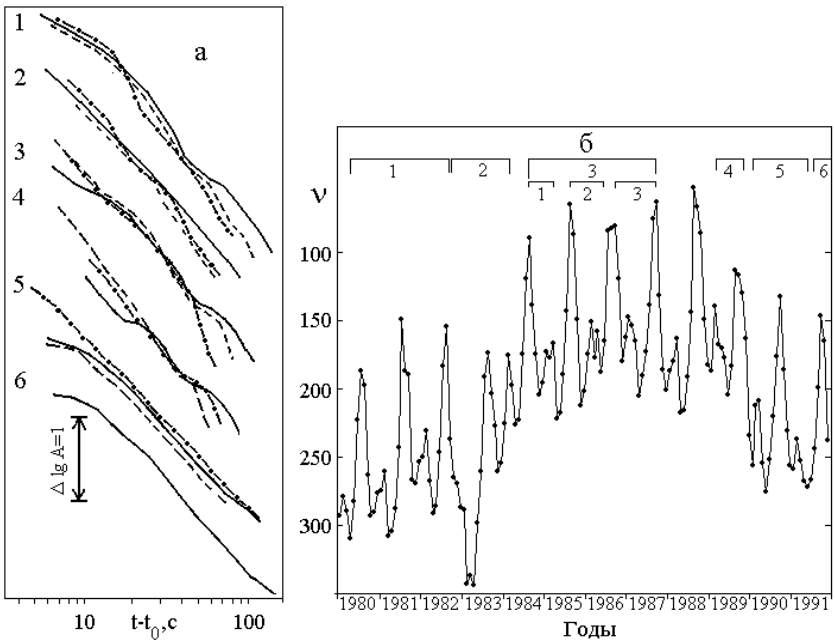


Рис. 3 Огибающие коды землетрясений, эпицентры которых локализуются в ослабленных зонах (а) и временные вариации скорости вращения Земли в относительных единицах десятого знака, осредненных за месяц (б). *1-6 – номера циклов; сплошная, пунктир, штрих-пунктир (а) – соответственно периоды 1, 2, 3*

Первые два цикла характеризуются сходными тенденциями. Максимальные вариации наблюдаются на глубинах ниже 90-140 км, где в течение каждого из циклов добротности уменьшаются более чем в 2 раза. В рамках третьего и четвертого циклов поглощение увеличивается как в нижней, так и в верхней части разреза. В нижнем слое за цикл эффективная добротность уменьшается более чем в 5 раз. В верхней части разреза – за третий цикл эффективная добротность уменьшилась в четыре, за четвертый – в два раза. Мощность среднего слоя, эффективная добротность которого Q_S=70–80, от третьего к четвертому циклу уменьшается от 100 до 50 км. В течение пятого цикла вариации Q_S (от 100 до 40) отмечаются только в верхнем слое на глубинах до 30 км, на больших глубинах эффективная добротность не меняется ($Q_S = 120$).

Как видно из рассмотренного материала, в сейсмически активных районах имеют место ритмические вариации структуры поля поглощения поперечных волн. Они характерны в большей степени для ОЗ, но их можно наблюдать и в добротных блоках. Такие вариации поглощения S-волн могут быть следствием резкого изменение содержания флюидов на соответствующих глубинах в земной коре и верхней мантии, что может быть связано как с миграцией флюидов как таковой (вертикальной или латеральной), так и с изменением их состояния в условиях высокого давления.

Условия миграции флюидов определяются вариациями флюидного давления и проницаемостью среды, которые в свою очередь зависят от вариаций емкости поровотрещинного пространства [4]. Увеличение емкости может происходить после метаморфогенной дегидратации и соответствующего разуплотнения. Изменение проницаемости, как вследствие метаморфических процессов, так и в результате пластических деформаций, может иметь циклический характер. В первом случае по мере дегидратации определенного слоя флюидное давление в нем возрастает до величины, когда происходит гидроразрыв в покрывающем горизонте. В раскрывшиеся трещины поступает жидкость, а последующее снижение температуры и давления вызывает закупорку трещин новообразованиями. В толще, подверженной дегидратации, флюидное давление вновь увеличивается до следующего гидроразрыва.

Одной из причин ритмических изменений пластических деформаций могут быть вариации скорости вращения Земли. Результаты анализа вариаций медленных движений земной коры в рассматриваемом районе свидетельствуют о существовании во временных рядах среднесуточных значений деформаций ритмических составляющих с периодами 1-2 года [5], для рядов скорости вращения Земли также характерны ритмы с периодами около года [6]. Изменения площади поверхности Земли, связанные с вариациями скорости вращения Земли, происходят главным образом за счет ОЗ сейсмоактивных районов. Эти зоны более проницаемы по сравнению с блоками, для них характерна повышенная флюидонасыщенность, а из-за относительно сильного оттока жидкости здесь имеет место более интенсивная дефлюидизация пород. Поэтому в ОЗ существуют оптимальные для проявления цикличности вариаций флюидонасыщенности пород условия.

Однородная структура огибающих коды местных землетрясений, когда отсутствуют контрастные по поглощению интервалы, характерна для периодов относительной разгрузки, тогда вдоль разреза отсутствуют явно выраженные флюидонепроницаемые перегородки. Появление в структуре огибающих интервалов, с очень слабым затуханием S-волн, могут отражать формирование флюидонепроницаемых перегородок. Причиной их возникновения могут быть как закупорка трещин новообразованиями в результате снижение температуры и давления жидкости, так и пластические деформации, способствующие захлопыванию трещин.

Шесть выделенных нами для ОЗ циклов можно объединить в три блока, временные границы которых в общих чертах совпадают с характерными периодами вариаций скорости вращения Земли (рис. 3*б*). Кроме того, имеют место совпадения более короткопериодных (окологодовых) ритмов обоих процессов. Другими словами процесс залечивания и раскрытия трещин хорошо совпадает с короткопериодными вариациями скорости вращения Земли, причем это характерно для периода максимума длиннопериодной составляющей ее вариа-

ций. При низких скоростях вращения Земли (1990-1991 гг.), в условиях, когда деформации способствуют раскрытию трещин, флюидонепроницаемые перегородки не формируются, о чем свидетельствуют, однородная в течение всего цикла структура огибающих коды.

Благодаря большей проницаемости и повышенной флюидонасыщенности ОЗ (по сравнению с блоками) поле поглощения в них активнее реагирует на более короткопериодные вариации скорости вращения Земли. Периоды циклов в каждом из рассмотренных блоков индивидуальны, но, как правило, длиннее, чем в ОЗ.

В работе выявлены также некоторые особенности вариаций детальной структуры огибающих коды, связанные, вероятнее всего, с землетрясениями. В блоках, к которым приурочены относительно сильные землетрясения $K \sim 12$ или расположенных в непосредственной близости от очаговых зон, перед землетрясением растут мощности флюидонасыщенных слоев, изолированных сверху флюидонепроницаемыми перегородками. Флюидное давление в подстилающих перегородки слоях увеличивается, за сим следуют гидроразрывы разного масштаба, связанные, как нам представляется, с разрушениями перегородок, которые сопровождаются землетрясениями разной энергии, в результате флюиды распределяются в соответствии с проницаемостью слоев, но при этом довольно равномерно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцева Н.Г., Сабитова Т.М., Султанов Д.Д., Санина И.А., Кузнецов О.П., Волкова И.В., Усольцева О.А. Геодинамические процессы в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня по данным мониторинга с использованием ядерных взрывов // Физика Земли. – 2006. – № 4. – С. 3-13.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // Физика Земли. – 2001. – № 11. – С. 73-86
3. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // ДАН СССР. – 1991. – № 2. – С. 326-330.
4. Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. – 1996. – № 4. – С. 30-40.
5. Боканенко Л.И., Галаганов О.Н., Олейник О.В. Наклоны, деформации и уровень грунтовых вод на Гармском сейсмопрогностическом полигоне // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – Т. 2. – М.: Научный мир. 1998. – С. 204-211.
6. 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.

УДК 551.248.2(571.54)

О МЕХАНИЗМЕ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНЫХ ВПАДИН ВЕРХНЕДЖИДИНСКОЙ ДЕПРЕССИОННОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Верхнеджидинская депрессионная зона объединяет ряд мелких мезозойских впадин западной части Джидинской горной страны. Они протягиваются узкой цепочкой между хр. Хамар-Дабан (расположенным к северу) и Джидинским хребром (к югу). С запада и востока

Верхнеджидинская депрессионная зона ограничена верхним субмеридиональным течением р. Джиды и верховьями р. Темник соответственно. В состав зоны входят следующие депрессии (с запада на восток): Санагинская, Нудская, Мылинская и Сангинская [1].

Восточные впадины Верхнеджидинской депрессионной зоны контролируются Темникским региональным разломом. По данным геологической съемки [2], разлом представлен серией кулисообразно расположенных сбросов и взбросов северо-восточного простирания. Плоскости сместителей имеют северо-западное и юго-восточное падение под углами 70-85°, амплитуды вертикального сбросового смещения достигают 280 м в районе Мылинской впадины. Что касается горизонтальных деформаций вдоль зоны Темникского разлома, то они не имеют яркой выраженности в рельефе и упоминаний о них в литературе практически не встречается. Однако, при чисто вертикальной кинематике Темникского разлома, вдоль его зоны должен был сформироваться протяженный грабен с б**о**льшими амплитудами смещений за период неотектонической активизации. Формирование же цепочки разрозненных впадин с межвпадинными перемычками вдоль разлома свидетельствует, скорее, о сдвиговом характере деформаций.

Дистанционное и полевое структурно-геоморфологическое изучение Темникского разлома в районе восточных впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны (Мылинской и Сангинской) позволило выявить признаки позднекайнозойских малоамплитудных сдвиговых деформаций. Материалы, представленные в этой работе, поднимают вопрос о кинематике Темникского разлома, что необходимо для понимания механизма развития приразломных впадин.

Начало образования впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны относят к верхней юре – нижнему мелу [1]. В это время происходило формирование Западно-Забайкальской рифтовой области с образованием грабенов и интенсивным проявлением вулканизма [3-6]. От верхнеюрско-нижнемеловых впадин Западного и Центрального Забайкалья такого же, северо-восточного простирания, впадины Верхнеджидинской депрессионной зоны отличает отсутствие унаследованности от структур более древнего заложения. Верхнеджидинские депрессии расположены в Саянском крыле Саяно-Байкальской складчатой области, где крупные дизъюнктивные и пликативные структуры фундамента имеют северо-западное простирание. Разломы же, контролирующие развитие впадин депрессионной зоны, ориентированы в северо-восточном направлении – под значительным углом к древним структурам. Для Центрального и Западного Забайкалья, напротив, характерна унаследованность структурного плана – простирание верхнемезозойских депрессионных зон и контролирующих их разломов совпадает с северо-восточным направлением складчатых структур фундамента [1]. При этом, по данным указанной работы установлено, что изменение структурного плана для района Верхнеджидинской депрессионной зоны произошло, примерно, на границе средней и поздней юры, поскольку раннемезозойские трещинные интрузии и нижне-среднеюрский вулканогенный прогиб, расположенные на этой территории, ориентированы в северо-западном направлении, а позднеюрско-раннемеловые впадины депрессионной зоны – уже в северо-восточном.

Начало формирования Верхнеджидинской депрессионной зоны (так же, как и других забайкальских впадин северо-восточного простирания) вероятно обусловлено процессами, связанными с закрытием Монголо-Охотского океана, которое датируется верхней юрой – нижним мелом [7-9 и др.]. Скорее всего, данное событие и привело к изменению структурного плана территории Юго-Западного Забайкалья с активизацией разломов северо-восточного простирания.

Северо-восточное направление характерно и для кайнозойских деформаций района исследований. Так, неогеновые базальты, перекрывающие отложения селенгинской серии, деформированы более поздними движениями в зоне северо-восточного Темникского разлома, ограничивающего с северо-запада Мылинский грабен. В пределах грабена отмечен сброс миоценовых базальтов с амплитудой 250-280 м. Об активизации разлома в позднеплейсто-

цен-голоценовое время свидетельствуют данные наших полевых структурно-геоморфологических исследований, представленные ниже.

Темникский разлом в районе Мылинской впадины имеет простирание 70° (рис. 1А), в коренных обнажениях он выражен брекчированием и милонитизацией, а также крупными сколовыми трещинами (160° ∠ 70-80°) с зеркалами скольжения. Штрихи и борозды скольжения по основным плоскостям склоняются на 70 ∠ 20°, либо на 70 ∠ 50°. Характер движения – левый сбросо-сдвиг. В рельефе разлом представлен макроуступом, на отдельных участках выражен фасетами на склоне (рис. 1Б), что свидетельствует о сбросовом характере деформаций. Позднечетвертичное обновление разлома привело к формированию уступа высотой 4-7 метров и крутизной от 25° до 45° (рис. 1В), деформирующего делювиальный склон вдоль всего северного борта Мылинской впадины. На одном из отрезков (50°46,619′; 103°26,223′) на простирании уступа смещен конус выноса крупного распадка, характер смещения сбросовый. Водоток, огибающий смещенный конус, образует новые конусы с двух сторон, которые не деформированы. Западнее описанных структур по разлому смещена вторая терраса р. Бильчир (сброс), высота уступа в этом месте около 6 метров. При этом первая терраса не деформирована.

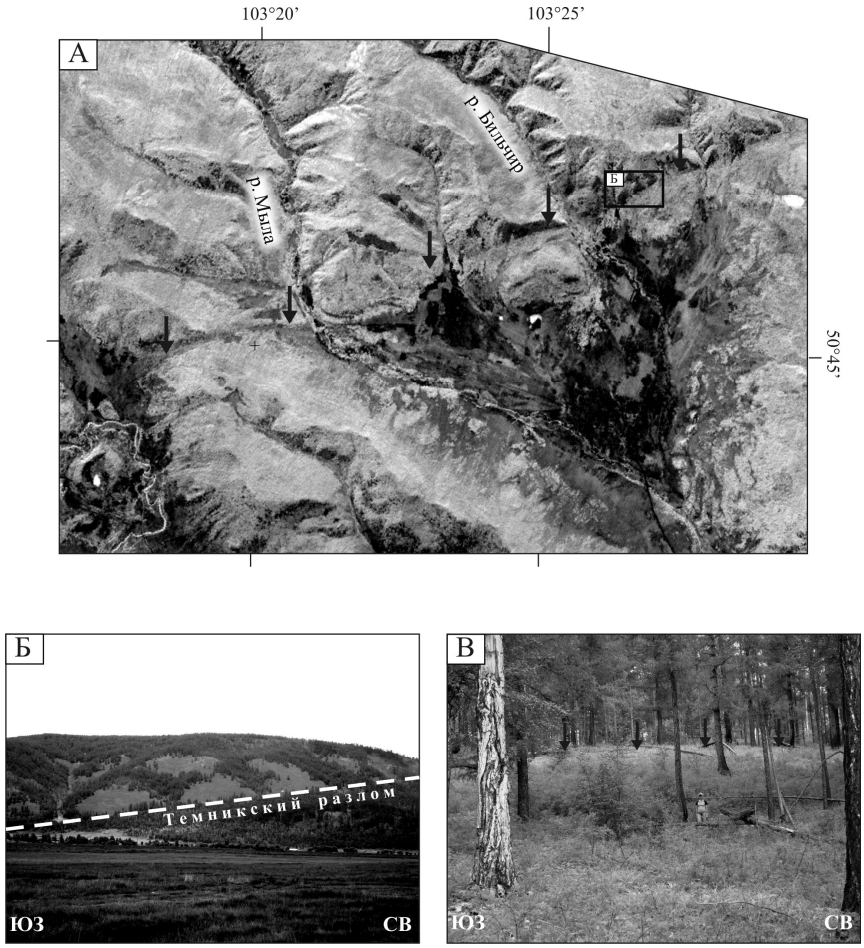


Рис. 1. *А - фрагмент космоснимка ASTER на район Мылинской впадины. Черными стрелками указана зона Темникского разлома; Б - фотография макроуступа Темникского разлома с фасетами на склоне; В - позднечетвертичное обновление разлома, выраженное крутопадающим уступом на делювиальном склоне (уступ показан черными стрелками)*

В целом, формирование предгорного шлейфа в районе северо-западного обрамления Мылинской впадины происходило в 3 этапа. Первая генерация конусов выноса объединена в общий делювиальный шлейф у подножья макроуступа. Вторая генерация конусов выноса крупных водотоков (предположительно, позднеплейстоценового возраста) залегает на делю-

виальном шлейфе и смещена по разлому (сброс). Третья генерация конусов выноса (голоценовая) образована в устьях мелких водотоков и на конусах второй генерации после их деформирования.

Формирование макроуступа вдоль всего сегмента Темникского разлома, контролирующего восточные впадины Верхнеджидинской депрессионной зоны, и деформации позднеплейстоценовых конусов выноса свидетельствует о неоднократных сбросовых смещениях по серии параллельных разрывов. Структурно-геоморфологические исследования зоны Темникского разлома на отрезке между долинами рек Бортой на западе и Сангина на востоке позволили выявить участок последнего сейсмогенного обновления, деформирующий делювиальный склон в левом борту долины р. Мыла (рис. 2А). В рельефе он представлен прямым уступом высотой до 2 м и крутизной 15-25° (рис. 2Б, В). Уступ прослеживается отдельными фрагментами, кулисообразно подставляющими друг друга (рис. 2А) на расстоянии 2 км, далее к востоку и западу сейсмогенных обновлений не выявлено. Расположение кулис в плане свидетельствует о левосдвиговой компоненте смещения.

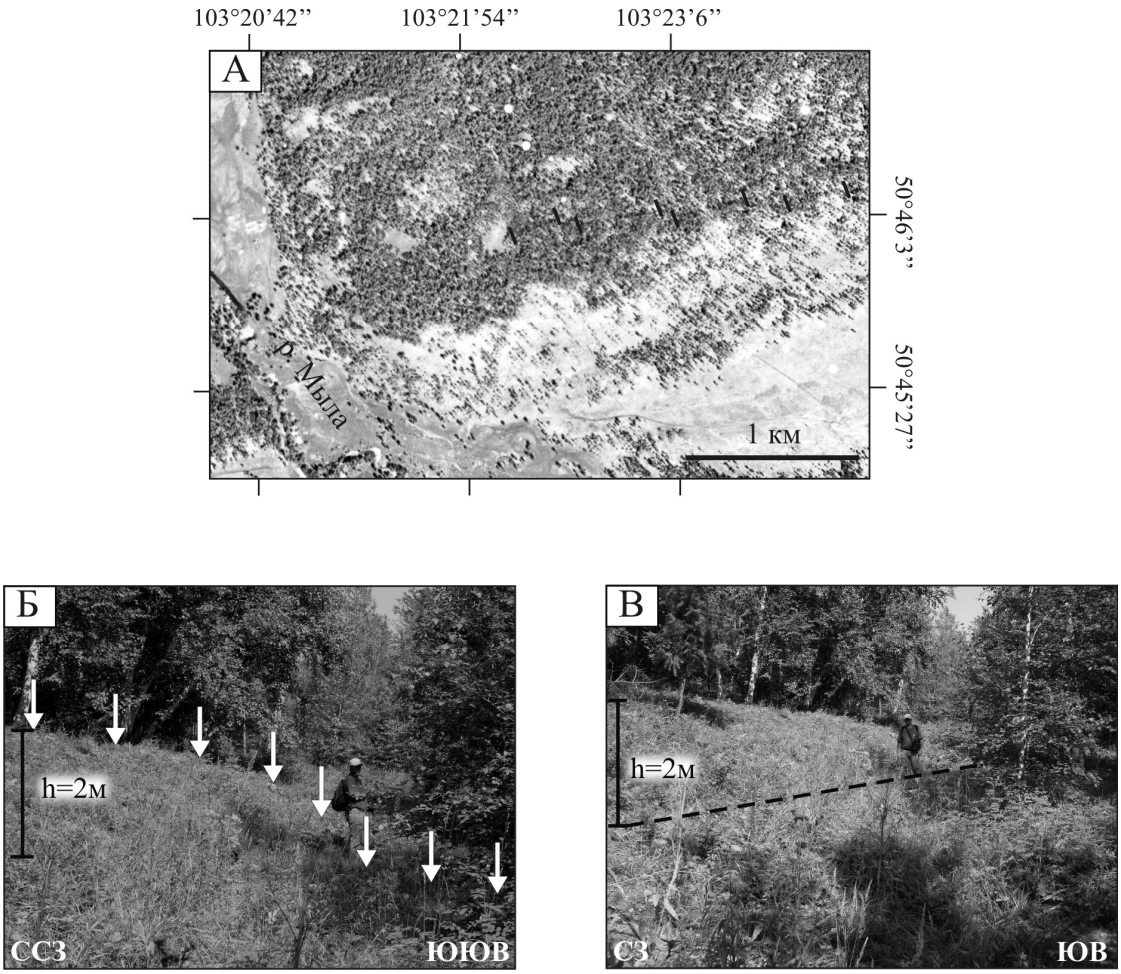


Рис. 2. Участок сейсмогенного обновления Темникского разлома в районе Мылинской впадины*: А - фрагмент аэрофотоснимка: черными штрихами ограничены кулисообразно расположенные уступы в делювиальном склоне; Б, В - фотографии сейсмогенного уступа*

Механизм раскрытия впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны напрямую связан с кинематикой контролирующего ее с севера Темникского разлома. Если вертикальная его компонента, представленная сбросовыми деформациями в районе восточных впадин, сомнений не вызывает, то наличие горизонтальной левосторонней составляющей позднекайнозойских деформаций не является ярко выраженным и явно уступает по амплитуде вертикальной. Однако в региональном масштабе наличие левосдвиговой компоненты имеет более выраженный характер. Впадины Верхнеджидинской депрессионной зоны являются частью

более крупной системы деформаций, протягивающейся в юго-западном направлении вплоть до южного окончания Хубсугульской впадины в Северной Монголии. Она состоит из трех сменяющих друг друга разрывных нарушений и приразломных депрессий, приуроченных к юго-западному окончанию каждого из них. При этом Темникский разлом является восточным сегментом протяженной зоны разрывов, контролирующих развитие подобных Верхнеджидинской депрессионных областей (рис. 3). Примечательно, что все три депрессиионные зоны приурочены к местам сочленения северо-западных и северо-восточных разломов на юго-западном окончании последних и имеют однотипные геометрические и морфологические характеристики. Как известно, на окончаниях сдвиговых разломов формируются структуры, называемые чешуйчатыми веерами [10]. При этом в тылу перемещающегося крыла происходит образование чешуйчатых вееров растяжения, представленных сбросовыми деформациями в связи с отрывом крыла сдвига от вмещающих пород. Таким образом, описанные приразломные впадины могли сформироваться только при левосдвиговых смещениях по системе северо-восточных разломов с активным юго-восточным крылом. Поскольку в данном случае окончания всех северо-восточных разломов ограничены северо-западными разрывными нарушениями, приразломные депрессии не имеют классической формы веера растяжения, подчиняясь простиранию этих нарушений, но, тем не менее, генетически могут ими являться.

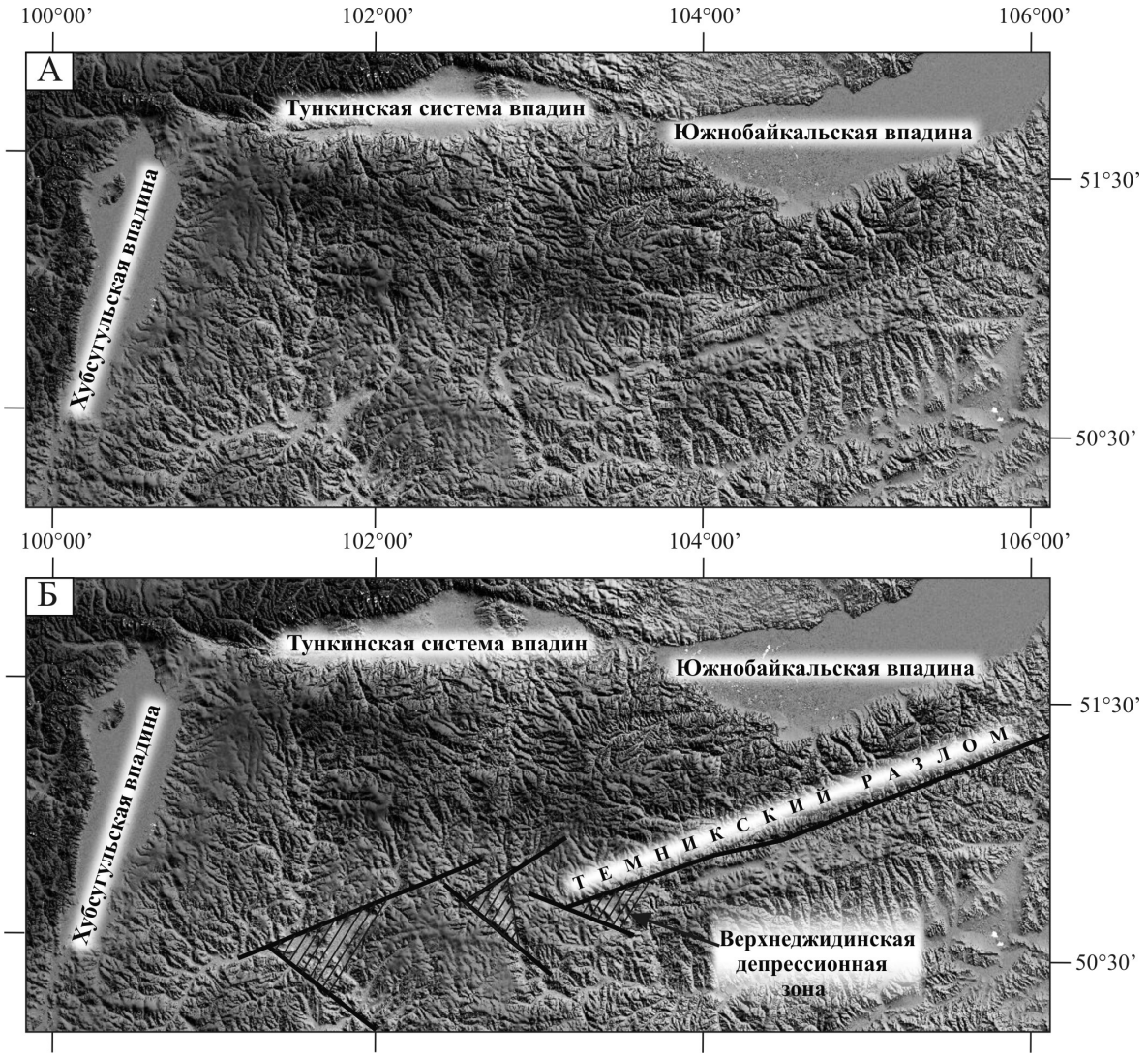


Рис. 3. *Цифровая модель рельефа (SRTM) (А) и вынесенные на нее разломы (жирными сплошными линиями) и приразломные депрессии (заштрихованные тонкими сплошными линиями) системы деформаций, частью которой является Темникский разлом (Б)*

Вышеприведенные данные указывают на то, что левосдвиговая составляющая по Темникскому разлому играла непосредственную роль в структурном развитии восточных впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны, которые начали формироваться в поздней юре как структуры растяжения в тылу перемещающегося сдвигового крыла. Данные структурно-геологического изучения деформаций меловых осадков и раннемеловых вулканитов района [11] свидетельствуют о том, что в постмеловое время на территории исследований действовал режим транспрессии и сдвига с северо-восточным направлением сжатия, что позволяло Темникскому разлому развиваться как левостороннему сдвигу. Существенно преобладающие сбросовые подвижки по разлому в постмиоценовое время могут быть объяснены передачей напряжений, связанных с увеличением скорости раскрытия Байкальского рифта на этом этапе. Сейсмогенные сдвиговые деформации, зафиксированные в рельефе, хоть и малоамплитудные, свидетельствуют о продолжении влияния сдвигового режима на развитие впадин в голоцене, однако, преобладающими все же остаются деформации растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 09-05-91052-НЦНИ_а и проекта программы ОЗН РАН № 7.7.). Авторы признательны коллегам по работе к.г.-м.н. В.А. Санькову, к.г.-м.н. А.В. Парфеевец и М.А. Бурчевской за помощь в проведении первого этапа полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мезозойская тектоника Забайкалья / К.Б. Булнаев, В.С. Доржиев, Ц.О. Очиров, В.И. Турунхаев, Ц.Ц. Цирендоржиев. – Новосибирск. Наука. 1975. – 208 с.
2. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000, серия Западно-Забайкальская, лист М-48-VIII / ред. В.П. Арсентьев. – Москва: ВСЕГЕИ. 1983. – 112 с.
3. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской - кайнозойской вулканической области // Докл. АН. – 1995. – Т. 345. – № 5. – С. 648- 652.
4. Климук В.С. Эволюция юрского вулканизма Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. г.-м.н. – Улан-Удэ., 1997. – 19 с.
5. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 2. – С. 115-138.
6. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 5. – С. 510-531.
7. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. –С. 54-62.
8. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляров Е.В., Томуртогоо О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 1. – С. 11-25.
9. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. –2007. – Т. 48. – № 10. – С. 1061-1073.
10. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика): Учеб. пособие / Отв. ред. Л.М. Парфенов. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. – 148 с.

11. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бурчевская М.А. Напряженно-деформированное состояние земной коры и кинематика активных разломов на периферии Байкальского рифта (западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту: Мат совещания 20-23 октября 2003. – Иркутск: Издательство Института Географии СО РАН, 2003. – С. 194-198.

УДК 551.243(476)

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИКА РАЙОНА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Аронов[1], Т.П. Белоусов[2], Ш.А. Мухамедиев[2], А.К. Карабанов[3], Т.И. Аронова[1], Р.Р. Сероглазов[1]

[1] *Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь;*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия;*
[3]*Институт природопользования НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь*

Несколько лет назад группой российских и белорусских специалистов при поддержке РФФИ и БФФИ проведен комплекс совместных геодинамических исследований по теме «Изучение напряженного состояния и сейсмичности литосферы западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП)». Некоторые результаты этих работ были изложены ранее [1, 2, 3]. В данном сообщении представлены материалы исследований на юго-западе ВЕП с акцентом на районе г. Солигорска, где находится Старобинское месторождение калийных и каменных солей позднедевонского возраста (D_3 fm, фаменский ярус). Объясняется это тем, что к названному месторождению приурочен рой эпицентров коровых землетрясений, резко выделяющееся на фоне сейсмических событий, распределенных достаточно редко и относительно равномерно по остальной территории Беларуси (рис. 1).

Старобинское месторождение является 3-им в мире по запасам сильвинитовой руды и объемам добычи. Расположено оно в пределах зоны сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. В структурном отношении месторождение представляет собой пологую пластовую залежь. Калийные соли располагаются внутри пластов каменной соли (рис. 2). По поверхности подсолевых отложений Старобинское месторождение имеет блоковое строение. С севера оно ограничивается субрегиональными Ляховичским и Речицким разломами, с юга – Червонослободско-Малодушинским разломом. Между ними располагается ряд локальных разломов с амплитудами вертикальных перемещений от 150 до 350 м [3, 4, 5].

Сочетание инструментально установленного факта местной сейсмичности в районе Старобинского месторождения и практически полного отсутствия таковой в течение нескольких последних десятилетий на большей части Беларуси свидетельствуют о современной активизации разломов в районе Солигорска, проявляющейся, начиная с землетрясения в районе Солигорска 10 мая 1978 г. Сетью сейсмических станций, установленных, в том числе, и в горных выработках на глубинах 400-800 м, начиная с 1983 г., зарегистрировано свыше 1200 сейсмических событий с энергетическими классами $K = 4.0\text{-}9.5$. Из них пять событий имели ощутимый характер. Сопоставление пространственно-временного распределения очагов землетрясений со структурным планом региона показывает, что большинство разломов активны в сейсмическом отношении. Эпицентры сейсмических толчков сконцентрированы вдоль разломов различного направления, т.е. слабые землетрясения в общих чертах трассируют разломы. Говоря об элементах динамики развития сейсмотектонического процесса,

нужно иметь в виду миграцию в пространстве и во времени сейсмической активизации, выявленной при сравнении карт сейсмичности, построенных по данным за различные периоды [3].

Учитывая происходящие в течение длительного времени изменения напряженного состояния (НС) геологической среды, вызванные выемкой и перемещением горных пород, можно предположить, что землетрясения имеют техногенный характер. Однако проявления сейсмичности за пределами зоны промышленных выработок Солигорского горнопромышленного района служат признаком того, что с определенного времени сейсмический процесс начинает контролироваться в основном региональными геодинамическими факторами и в меньшей степени зависит от работы горных предприятий. Это утверждение основывается, по крайней мере, на трех фактах:

– Тяготением основной массы эпицентров к областям пересечения разломных зон, что достаточно хорошо видно на карте распределения эпицентров (рис. 1).
– Практически полным отсутствием связи между интенсивностью подземных горных работ и сейсмичностью. В качестве параметра, характеризующего интенсивность горных работ, выбиралась величина ежегодного объема добычи руды, а в качестве величины уровня сейсмичности – ежегодное количество зарегистрированных в районе месторождения сейсмических событий [3].
– Абсолютное большинство событий происходит за пределами шахтных полей. Это характерное явление для наведенной шахтной сейсмичности, когда в результате эволюции сейсмического процесса область эпицентров мигрирует по зоне.

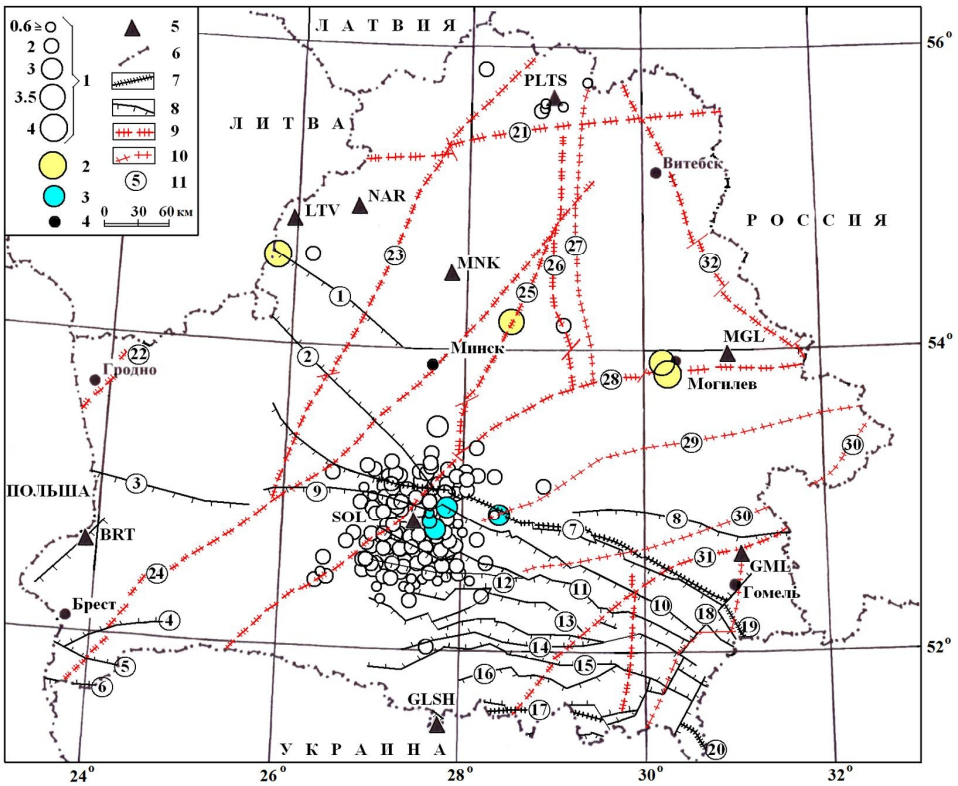


Рис. 1. Карта сейсмичности и основных разрывных нарушений территории Беларуси за период 1887–2009 гг. (разломы с использованием монографии [4]). *1 – магнитуда землетрясений; 2 – эпицентры исторических землетрясений; 3 – ощутимые инструментально зарегистрированные землетрясения; 4 – город; 5 – сейсмическая станция; 6 – государственная граница; 7–8 – разломы, проникающие в чехол; 9–10 – разломы, не проникающие в чехол; 11 – индивидуализация разломов (цифры в кружках)*

На современном уровне знаний получение достоверных геодинамических результатов без детального анализа данных об ориентации горизонтальных осей сжатия ($S_{H,\,max}$) и растя-

жения ($S_{H, min}$) практически невозможно. При реконструкции главных осей палеонапряжений наиболее удобным объектом для этой цели в силу повсеместной распространенности является трещиноватость горных пород. Детальный анализ результатов многолетних тектонофизических и геодинамических исследований в различных регионах Земли позволил нам высказать предположение о том, что в осадочных породах геометрия трещиноватости обусловлена сложным взаимодействием первичных и вторичных трещин. Не останавливаясь подробно на методике палеореконструкций, переадресуем заинтересованного читателя к нашим многочисленным статьях и монографиям (например, [6]). В отличие от моделей, основанных на критериях прочности или анализе кинематических индикаторов трещиноватости (зеркал и борозд скольжения), разработанная нами методика позволяет по первичной трещиноватости устанавливать время действия реконструируемых палеонапряжений, которое совпадает с возрастом осадочной породы.

Рис. 2. Обнажение переслаивающихся калийных (красный цвет) и каменных солей Старобинского месторождения на глубине » 670 м

В ходе полевых тектонофизических исследований в пределах западной части ВЕП нами выполнены замеры элементов трещиноватости Mz-Kz осадочных пород в более чем 100 точках наблюдения (ТН): юра – 4 ТН, мел – 25 ТН, палеоген – 10 ТН, неоген – 6 ТН, плейстоцен – 60 ТН, голоцен – 1 ТН. Особенно детально изучена трещиноватость горных пород Беларуси. Три точки наблюдения заложены в районе Старобинского месторождения на глубине около 670 м. На основе анализа геометрии внутрислойной трещиноватости изученных мезозойско-кайнозойских осадочных пород нами были реконструированы ориентации главных осей альпийских палеонапряжений и установлены основные закономерности их эволюции в западной части ВЕП. Анализ результатов показал:

Согласно данным белорусских геологов [4] Старобинское месторождение образовалось около 300 миллионов лет назад в конце девонского периода геологической истории. На месте нынешнего Полесья в то время находилось мелководное море с обширными лагунами. В результате совместного воздействия активных испарений и вертикальных колебательных движений в районе Старобинского региона формировались отложения солей натрия и калия, чередовавшиеся с глинисто-карбонатными слоями. Ось $S_{H, max}$ в период их накопления по нашим данным предположительно была ориентирована на ССВ по азимуту 10-15°.

Примерно в этом же направлении сжатие было ориентировано на территориях Гомельской (ВСВ, 70-80°) и Брянской (ССВ, 15-20°) областей, а также на западе Подмосковья (ССВ, 5-10°) в поздней юре. При этом ось $S_{H, max}$ по направлению с запада на восток претер-

певала вращение против часовой стрелки от ВСВ (80°) до ССВ (10°) в географической системе координат. В раннем мелу в Смоленской и Брянской областях ось максимального сжатия была ориентирована на СВ-ВСВ (40-85°).

В позднем мелу произошла кратковременная геодинамическая перестройка, в результате чего ось максимального сжатия на значительном расстоянии от Гродненской до Брянской обл. приобрела устойчивое ЗСЗ-ССЗ простирание. Так, в Гродненской обл. сжатие во второй половине мела было ориентировано на ЗСЗ-ССЗ (275-340°). В Могилевской обл. в большинстве точек наблюдения сжатие направлено на ЗСЗ-СЗ (275-310°), в Брянской обл.– на ЗСЗ-ССЗ (275-350°). В первой половине палеогена (палеоцен-эоцен) ориентация оси сжатия сохранялась, близкой к позднему мелу (310-355°).

В позднем олигоцене в юго-западной части Восточно-Европейской платформы ось $S_{H,\,max}$ вновь имела ориентацию на ССВ-ВСВ (15-80°), т.е. перед началом неотектонического этапа развития в пределах рассматриваемой территории произошла геодинамическая перестройка. По-видимому, на ВЕП с юго-запада стала оказывать геодинамическое влияние зарождавшаяся Карпатская горная система. В неогене на юге Беларуси в Гомельской и Брестской областях ось максимального сжатия, как и в олигоцене, ориентирована на ССВ-ВСВ (15-75°). Примерно такая же ориентация оси сжатия (СВ-ВСВ, 55-80°) сохранялась на юго-западе ВЕП до позднего плейстоцена.

В позднем плейстоцене ось максимального сжатия практически во всех точках наблюдения (20 шт.) было направлена на ЗСЗ-ССЗ (275-355°). По-видимому, близкая ориентация оси была характерна и для голоценового времени. Так, в Московской обл. она была ориентирована по азимуту 330°(ССЗ).

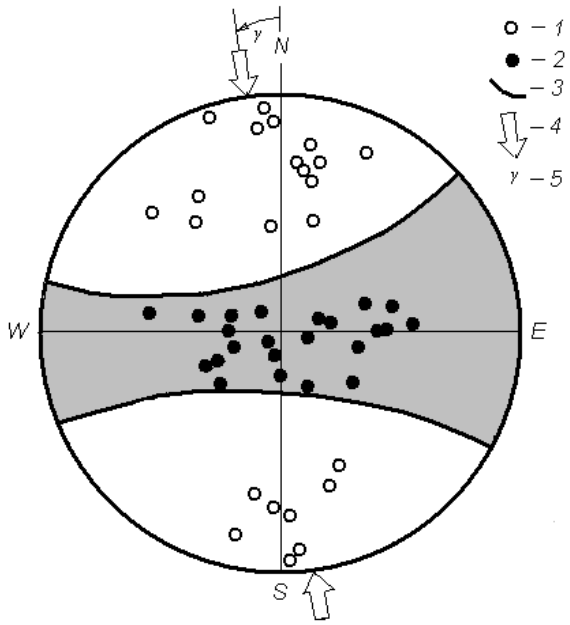


Рис. 3. Суммарная диаграмма осей фокальных механизмов и нодальные линии среднего механизма. *1 – ось напряжения сжатия (P); 2 – ось напряжения растяжения (T); 3 – нодальные линии; 4 – направление главного напряжения сжатия; 5 – угол наклона оси главного напряжения сжатия*

Ось современного максимального сжатия в районе месторождения определялась по данным о механизмах очагов землетрясений [7]. Анализ фокальных механизмов групповых очагов землетрясений показал, что преобладающим также является север-северо-западное направление сжатия (рис. 3). Современные сейсмотектонические деформации в районе исследования оказываются вполне сопоставимыми с чрезвычайно многочисленными дизъюктивными деформациями, проявлявшимися в новейшую стадию развития. Сейсмотектоническая обстановка сдвигового деформирования с проявлениями субмеридионального укороче-

ния и, соответственно, субширотного удлинения оказывается характерной для зоны северо-западной части Припятского прогиба.

По геологическим данным [4] формирование новейших платформенных структур территории Беларуси обусловлено преимущественно региональным тензором напряжения с субмеридиональной осью сжатия и субширотной осью растяжения. В таком поле напряжений разломы северо-западного простирания в Беларусии являются правыми сдвигами, а северо-восточного – левыми. Субмеридиональные разломы, в основном, имеют характерные признаки либо сбросов, либо сбросо-сдвигов.

Итак, напряженное состояние для исследуемого региона реконструировано тремя независимыми способами:

- тектонофизическим методом, на основе анализа геометрии трещиноватости мезозойско-кайнозойских осадочных пород;
- структурным методом, на основе изучения дизъюнктивных деформаций региона;
- сейсмотектоническим методом с использованием данных о механизмах очагов землетрясений.

Суммируя результаты, полученные этими методами, можно сделать вывод, что, начиная с позднего плейстоцена и по настоящее время, ось максимального сжатия ориентирована в ССЗ направлении. Выполненные исследования выявили признаки того, что в позднем кайнозое в районе месторождения произошла значительная активизация, ускорение и изменение направленности вертикальных движений по некоторым разломам. По ним за последние 25-28 млн. лет амплитуды смещений достигают 30 м и более.

Сопоставление пространственно-временного распределения очагов землетрясений с тектонической характеристикой Солигорского горнопромышленного района показывает, что большинство разломов здесь активны в сейсмическом отношении. Большинство слабых сейсмических толчков сконцентрировано вдоль разломов различного направления или их звеньев, т. е. слабые землетрясения в общих чертах трассируют разломы, а изменение напряженного состояния среды в результате выемки и перераспределения масс горных пород стало провоцирующим механизмом, вызывающим рой землетрясений на границах относительно крупных тектонических блоков в зонах глубинных разломов в районе месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке БРФФИ (проект № Х04Р-088), РФФИ (проект № 08-05-00224-а) и ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф., Карабанов А.К., Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р. Системы трещин в мезозойско-кайнозойских отложениях Беларуси и сопредельных территорий России // Літасфера. – 2006. – № 2 (25). – С. 52-62 .
2. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Карабанов А.К. Трещиноватость мезозойско-кайнозойских пород и напряженное состояние западной части Восточно-Европейской платформы // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. – Том I. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2006. – С. 82-87.
3. Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И., Кулич О.Н. Сейсмичность и сейсмогенерируюшие зоны Беларуси // Труды Международной конференции по снижению сейсмического риска. – Душанбе, 2009. – С. 64-74.
4. Геология Беларуси. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
5. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Вишневский В.Н., Кадол В.М., Аронов А.Г. Новейшая геодинамика зоны Центрального разлома Старобинского месторождения калийных солей // Докл. НАН Беларуси. – 2002. – Т. 46. – № 2. – С. 88–92.
6. 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.
7. Аронова Т.И. Особенности проявления сейсмотектонических процессов на территории Беларуси // Літасфера. – 2006. – № 2 (25). – С. 103–110.

УДК.550.42:552.311(477)

ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО ВУЛКАНИЗМА В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Г.В. Артеменко, И.А. Самборская

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка НАН Украины, г. Киев, Украина

По геолого-структурным признакам зеленокаменные пояса Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) разделяются на два типа – курский и приднепровский [1]. Зеленокаменные пояса курского типа выделяются на Курском и Приазовском блоках имеют мощную гранулито-гнейсовую кору и приурочены к зонам региональных разломов. Зеленокаменные пояса приднепровского типа распространены на Среднеприднепровском блоке УЩ и Сумском блоке в юго-западной части ВКМ. Они отличаются меньшими размерами и нечеткой структурной ориентировкой. На этих блоках не обнаружен палеоархейский фундамент. Эти области рассматриваются как части более крупных структурных единиц – Сумско-Среднеприднепровского и Курско-Приазовского геолоков [1].

Кислый и средний вулканизм в зеленокаменных поясах УЩ и ВКМ проявлялся полициклично; на УЩ в интервале 3,14-2,95 млрд. лет, а на ВКМ – 3,26-3,12 млрд. лет тому назад. Кислые и средние вулканические породы выделяются в составе риолит-базальтовой, дацит-андезит-толеитовой, риолит-дацитовой и риолитовой формаций. Для сравнительного анализа состава кислых и средних вулканитов УЩ и ВКМ выполнены определения состава микроэлементов (REE, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, U, Th, Pb и др.) методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия).

Среднеприднепровский мегаблок. Зеленокаменные пояса (3200-3000 млн. лет) Среднеприднепровского мегаблока сложены породами конкской и белозерской серий. Для конкской серии характерна ассоциация, включающая коматииты, толеитовые базальты и осадочные железисто-кремнистые породы. Вулканические породы этого этапа формировались в тектонической обстановке океанического плато. Вулканиты среднего и кислого составов появляются в составе дацит-андезит-толеитовой формации (чертомлыкская свита). Они формировались в тектонических условиях протоостроводужного режима 3,14 ± 0,004 млрд. лет тому назад. С заключительным этапом формирования конкской серии (3,10-3,033 млн. лет тому назад) связан интенсивный кислый магматизм, включающей интрузии гранитоидов (ранняя фаза сурского комплекса) и вулканические фации (риолит-дацитовая формация, соленовская свита). Белозерская серия, залегающая со стратиграфическим несогласием на конкской серии в основном сложена метапесчаниками, сланцами и железистыми кварцитами. Среди метаосадочных пород белозерской серии выделяются метавулканиты кислого состава (риолит-сланцевая формация).

Дацит-андезит-толеитовая формация. Геохимические характеристики средних и кислых метавулканитов этой формации изучены по разрезам скважин в Чертомлыкской зеленокаменной структуре (ЗС) (последовательно дифференцированная дацит-андезит-толеитовая формация), а также из Белозерской, Высокопольской и Новогоровской ЗС (контрастная дифференцированная дацит-андезит-толеитовая формация [2]).

Чертомлыкская ЗС. Андезиты и риолиты верхней дацит-андезит-толеитовой формации (скв. 088) образовались при дифференциации толеитовых магм по боуэновскому тренду

[3]. Они относятся к известково-щелочной серии, характеризуются низкой магнезиальностью (mg) 0,35 и 0,24 (соответственно). Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) на спайдер- и мультидиаграмме в андезитах и риолитах практически идентичны. Вулканиты имеют низкие содержания Rb (28,8-31,7 ppm), Sr (38,7-92,2 ppm), Ba (72,5-81,9 ppm), Pb (2,63-2,83) и повышенные Nb (9,4-16,2 ppm) и Y (25,9-46,1 ppm), что указывает на их формирование из обогащенного мантийного источника. В риолитах наблюдается более высокое содержание Co, Zr, Y, V, Cr при более низком содержании – Sr, Nb, Ta, Th, U. Суммарное содержание РЗЭ в риолитах меньше, чем в андезитах. Распределение РЗЭ в андезитах слабо дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 3,91 при Yb_N = 29; $(La/Sm)_N$ = 2,94; $(Yb/Gd)_N$ = 0,88, Eu/Eu* = 0,44. Риолиты также имеют слабо дифференцированный спектр распределения РЗЭ – $(La/Yb)_N$ = 4,47 при Yb_N = 14,8; $(La/Sm)_N$ = 2,84; $(Yb/Gd)_N$ = 0,70, Eu/Eu* = 0,64. В них выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Eu и Ba. Андезиты подобны архейским андезитам III типа [4]. Риолиты имеют низкие содержаниями K, Rb и относительно обогащены некогерентными элементами – Y, Nb, Zr и характеризуются умеренно фракционированным распределением РЗЭ толеитового типа.

Высокопольская ЗС. Толща метаморфизованных андезитов с подчиненными прослоями риодацитов и толеитовых базальтов мощностью до 500 м установлена в южной части этой структуры (скв. 21137) на ее восточном простирании. Андезиты и риодациты относятся к известково-щелочной серии и являются средне- и высококалиевыми породами, имеют высокую магнезиальность (mg = 0,48 и 0,57 соответственно) и повышенные содержания Ba (462-771 ppm), Sr (188-210 ppm), Pb (6,8-9,9 ppm), Cr (77-126 ppm) и Ni (53-65 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr. Суммарное содержание РЗЭ 169,14 и 176,18 ppm (соответственно). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 12,90-21,26 при Yb_N = 11,4-8,3; $(La/Sm)_N$ = 4,49-6,4; $(Yb/Gd)_N$ = 0,51-0,44. Выделяется отрицательная аномалия европия (Eu/Eu* = 0,84-0,88). Исследуемые вулканиты близки к архейским андезитам II типа [4]. Повышенные содержания Ba, Sr, Pb и легких РЗЭ указывают на их контаминацию коровым материалом.

Белозерская ЗС. В этой структуре вулканические породы контрастной дацит-андезит-толеитовой формации выделяются в северо-восточной ее части**.** Они образуют покровы с максимальной мощностью 100 м. Трахириодациты этой формации (скв. 291) относятся к известково-щелочной серии, характеризуются низкой магнезиальностью (mg = 0,24) и низкими содержаниями Cr (17,9 ppm) и Ni (18,8 ppm), Rb (11,8 ppm), Sr (111 ppm), Ba (228 ppm), K_2O (0,45 %). Согласно величине соотношения Na_2O/K_2O = 9,56, они относятся к натриевой серии. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr. Суммарное содержание РЗЭ составляет 108,2 ppm. Распределение РЗЭ в них дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 7,08 при Yb_N = 14,1; $(La/Sm)_N$ = 4,55; $(Yb/Gd)_N$ = 0,82. Характеризуются отрицательной аномалией европия – Eu/Eu* = 0,75. По геохимическим характеристикам трахириодациты, согласно [4], подобны кислыми вулканитами типа FII и формировались в верхнекоровом магматическом источнике.

Вулканические породы ***риолит-дацитовой формации*** венчают разрез конкской серии и комагматичны плагиогранитоидам сурского комплекса.

Верховцевская ЗС. Кварц-плагиоклазовые метапорфиры (метадациты) этой формации (скв. 21006) относятся к породам известково-щелочной серии, mg = 0,39. Они имеют невысокие содержания Rb – 34 ppm, Sr – 119 ppm, Nb – 13 ppm, Y – 5 ppm, Zr – 146 ppm и повышенное Pb –34 ppm. Распределения РЗЭ в них дифференцированное – $(Ce/Yb)_N$ = 9,2 при Yb_N = 3,49, $(Ce/Sm)_N$ = 2,5; $(Yb/Gd)_N$ = 0,4. Они характеризуются положительной аномалией европия – Eu/Eu* = 1,16. По геохимическим характеристикам, дациты подобны архейским кислыми вулканитами типа FI [4] и формировались в нижнекоровом магматическом источнике.

Белозерская ЗС. Кварц-плагиоклазовые метапорфиры (метадациты) риолит-дацитовой формации (соленовской свиты) (скв. 13С) относятся к известково-щелочной серии. Имеют низкую магнезиальность (mg = 0,27). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(Ce/Yb)_N$ = 22,5 при Yb_N = 1,42 $(Ce/Sm)_N$ = 3,7. По геохимическим характеристикам, исследуемые дациты подобны архейским кислым вулканитам типа FI [4] и формировались в нижнекоровом магматическом источнике.

Сурская ЗС. Кислые вулканиты риолит-дацитовой формации слагают два обширных вулканогенных поля – Сергеевское и Соленовское. Метадациты Сергеевского участка (скв. 0771) и комагматичные им лейкотоналиты (скв. 0764) относятся к породам известково-щелочной серии и имеют низкую магнезиальность (mg = 0,25-0,27). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(Ce/Yb)_N$ = 18,7-21,0 при Yb_N = 1,62-1,65; $(Ce/Sm)_N$ = 3,0-3,4. По геохимическим характеристикам, метадациты и лейкотоналиты подобны архейским кислым вулканитам типа FI [4] и формировались в нижнекоровом магматическом источнике.

Риолит-сланцевая формация. В вулканогенно-терригенной толще белозерской серии Белозерской ЗС кислые вулканиты образуют покровы мощностью 10-15 м и протяженностью 2-3 км. В центральной части Белозерского района кварцевые апокератофиры в значительной мере подверглись наложенным процессам, которые сопровождались выносом кальция, стронция и привносом калия и рубидия. Метариолиты переверзевской свиты белозерской серии (скв. 802) относятся к известково-щелочной серии. Характеризуются низкой магнезиальностью (mg = 0,31). Имеют повышенное содержание Rb – 158 ppm, Ba – 413 ppm и низкое Sr – 26,8 ppm, Nb – 2,12 ppm, Y – 2,12 ppm, Zr – 82,3 ppm, Ta – 0,20 ppm, Cr – 15,9 ppm, Ni – 12,80 ppm и ∑РЗЭ = 50,01 ppm. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr. Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 64,56 при Yb_N = 0,88; $(La/Sm)_N$ = 6,98. Они близки к архейским кислым вулканитам типа FI [4] и формировались в нижнекоровых магматических источниках (более 40 км). Согласно геохимическим данным, они контаминированы коровым материалом. По распределению РЗЭ метариолиты белозерской серии и метадациты соленовской свиты идентичны.

Приазовский мегаблок. Наиболее полные разрезы, включающие вулканиты среднего и кислого состава и метаосадочные породы, сохранились в Сорокинской и Новогоровской ЗС. Неоархейские комплексы (2800-2600 млн. лет) имеют на Приазовском блоке очень ограниченное развитие. Они слагают Гуляйпольскую брахисинклиналь. В разрезе этой структуры выделяются метавулканиты трахитового и андезитового составов.

Сорокинская ЗС приурочена к Сорокинско-Куйбышевскому разлому. В ее разрезе выделяются (снизу вверх) ольгинская и крутобалкинская свиты. Ольгинская свита сложена метаморфизованными коматиитами, базальтами с прослоями железистых кварцитов и терригенных пород. Кислые вулканиты занимают более высокое стратиграфическое положение. Метариолиты риолит-дацитовой формации (3160 млн. лет) относятся к породам известково-щелочной серии. Они имеют низкую магнезиальность (mg = 0,22-0,24), повышенные содержания Rb (68,2-100,35 ppm), Ba (524-554 ppm), Pb (9,36-19,57 ppm). В них низкие содержания Cr (14,15-49,5 ppm) и Ni (1,74-9,11 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Y. Распределение РЗЭ дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 9,76-11,58 при Yb_N = 11,59-15,41; $(La/Sm)_N$ = 4,82-5,54. Выделяется отрицательная аномалия европия – Eu/Eu* = 0,47-0,48. Согласно классификации К. Конди [4], метариолиты близки к архейским кислым метавулканитам типа FII. Они формировались в верхнекоровом магматическом источнике. Повышенные содержания K, Ba, Pb указывают на контаминацию коровым материалом.

Новогоровская ЗС. Андезиты дацит-андезит-толеитовой формации (скв. 309С) на диаграмме AFM попадают в поле пород толеитовой серии. Они имеют очень низкие содержания

Rb – 8,35 ppm, Sr – 112 ppm, Ba – 156 ppm и низкую магнезиальность (mg = 0,21), повышенные содержания V – 310 ppm и Cr – 103 ppm. Суммарное содержание РЗЭ низкое и составляет 33,6 ppm. Спектр распределения РЗЭ недифференцированный – $(La/Yb)_N$ = 1,15 при Yb_N = 11,6; $(La/Sm)_N$ = 0,97; $(Yb/Gd)_N$ = 0,87. Эти андезиты отличаются от всех других отсутствием отрицательных аномалий Ti и Nb. Согласно К. Конди [4], эти андезиты близки к деплетированным андезитам (DAA), что характерны для начальной стадии развития субдукционных систем.

Чистопольская ЗС. Метадациты контрастной дацит-андезит-толеитовой формации (скв. 310С) относятся к известково-щелочной серии. Содержание в них Rb – 72,7 ppm; Sr – 73,6 ppm; Ba – 276 ppm, Cr – 75,6 ppm, Ni – 52,9 ppm. Они имеют низкую магнезиальность (mg = 0,36). На спайдер диаграмме выделяется отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Y. Суммарное содержание РЗЭ составляет 114,74 ppm. Они обогащены легкими РЗЭ – $(La/Yb)_N$ = 5,43 при Yb_N = 17,41; $(La/Sm)_N$ = 3,81; $(Yb/Gd)_N$ = 0,91, выделяется отрицательная аномалия европия – Eu/Eu* = 0,68. Они близки к архейским кислым метавулканитам типа FII [4] и формировались в верхнекоровом магматическом источнике.

Гуляйпольская брахисинклиналь. Метаморфизованные андезиты гуляйпольской свиты (скв. 636-Б) относятся к известково-щелочной серии. В них высокое содержание Sr – 816 ppm, Ba – 1400 ppm. Характерна низкая магнезиальность (mg = 0,21) и низкие содержания Cr – 21 ppm и Ni – 15 ppm. Суммарное содержание РЗЭ 142,4 ppm. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Ba. Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 45,71 при Yb_N = 3,0; $(La/Sm)_N$ = 4,46, $(Yb/Gd)_N$ = 0,17. Выделяется положительная аномалия европия – Eu/Eu* = 1,26. Согласно К. Конди [4], эти породы классифицируются как архейские андезиты II типа, которые формируются в нижнекоровых магматических источниках. Повышенные содержания K, Ba, легких РЗЭ указывают на их контаминацию коровым материалом.

Курский блок. *Риолит-базальтовая формация* (*александровская свита).* Метариодациты этой свиты (Орловско-Тимская ЗС, скв. 6199) относятся к известково-щелочной серии. Характеризуются низкой магнезиальностью (mg = 0,26-0,30). Имеют высокое содержание Rb – 118 ppm, Ba – 1050 ppm; низкое содержание Sr – 45,2 ppm, Cr – 16,4 ppm и Ni – 14,9 ppm. В них наблюдается повышенные содержания Nb – 11,7 ppm, Y – 33,8 ppm, Th – 7,3 ppm, Pb – выплавлялись 10,2 ppm. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr, Ba. Распределение РЗЭ дифференцированное – $(La/Yb)_N$ = 14,57 при Yb_N = 18,6; $(La/Sm)_N$ = 5,58, $(Yb/Gd)_N$ = 0,55. Выделяется отрицательная аномалия европия – Eu/Eu* = 0,50. Они относятся к типу FII [4] и выплавлялись в верхнекоровом магматическом источнике (меньше 40 км). Геохимические данные указывают на их контаминацию коровым материалом.

Сумский блок. *Риолит-дацитовая формация (дичнянская свита).* Метадациты дичнянской свиты (Ракитнянская ЗС, скв. 2578) имеют дифференцированное распределение РЗЭ – $(Ce/Yb)_N$ = 8,15 при Yb_N = 1,6; $(Ce/Sm)_N$ = 2,6, $(Yb/Gd)_N$ = 0,6. Согласно классификации К. Конди [4], они относятся к типу FI и выплавлялись в нижнекоровом магматическом источнике (более 40 км).

Метариолиты ***лебединской серии*** (Коробковский участок, скв. 6066), согласно петрохимическому отношению Na_2O/K_2O = 0,07, относятся к калиевой серии. Характеризуются низкой магнезиальностью (mg = 0,25). Распределение РЗЭ в них сильно дифференцированное – $(Ce/Yb)_N$ = 19,5 при Yb_N = 16,7; $(Ce/Sm)_N$ = 3,70; $(Yb/Gd)_N$ = 0,1; Eu/Eu* = 0,1. Они относятся к типу FII [4] и формировались в верхнекоровом магматическом источнике.

Выводы.

1. Кислые вулканиты в зеленокаменных поясах курского типа, выделяемые на Приазовском и Курском гранулит-гнейсовых геоблоках формировались в верхнекоровых магматических источниках. Они существенно контаминированы коровым веществом.

2. В зеленокаменных структурах приднепровского типа на Среднеприднепровском и Сумском блоках андезиты и кислые вулканические породы ранней дацит-андезит-толеитовой формации (3140 млн. лет) и более поздние риолит-дацитовой и риолит-сланцевой формаций (3100-3000 млн. лет) по геохимическим характеристикам существенно отличаются. Первые формировались, главным образом, в верхнекоровых (меньше 40 км), а вторые – в нижнекоровых (более 40 км) магматических источниках. Андезиты Новогоровской ЗС по геохимическим характеристикам соответствуют деплетированным архейским андезитам К. Конди (DAA), формировавшимся на начальной стадии развития субдукционных систем. Андезиты дифференцированной дацит-андезит-толеитовой формации в Чертомлыкской ЗС соответствуют по составу архейским андезитам III типа, которые весьма близки к современным островодужным андезитам. Для них характерны повышенные содержания Nb и Y. Геохимические признаки контаминации коровым веществом отсутствуют. Андезиты контрастной дифференцированной дацит-андезит-толеитовой формации близки к архейским андезитам II типа К. Конди и выплавлялись в нижнекоровом магматическом источнике. Они контаминированы коровым материалом. Кислые вулканиты дифференцированной и контрастной дацит-андезит-толеитовой формации подобны архейским кислым вулканитам типа FII и формировались в верхнеекоровых магматических источниках. Кислые вулканиты риолит-дацитовой (соленовская свита) и риолит-сланцевой формаций (белозерская серия) Среднеприднепровского мегаблока УЩ и Сумского блоков ВКМ (дичнянская свита) по геохимическим характеристикам подобны архейским кислым вулканитам типа FI и формировались в нижнекоровых магматических источниках. Они контаминированы коровым веществом.

3. Геохимические данные свидетельствуют о многообразии геодинамических обстановок кислого и среднего вулканизма в зеленокаменных поясах УЩ и ВКМ и об увеличении глубины магматических источников кислых вулканитов во времени.

4. Андезиты и кислые вулканиты неоархей-палеопротерозойского возраста (гуляйпольская свита УЩ и лебединская серия ВКМ) формировались в палеопротерозойских структурах на мезоархейских кратонах и характеризуются отчетливыми коровыми геохимическими характеристиками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глевасский Е.Б. Перспективы металлогенического анализа докембрия Воронежского кристаллического массива с позиции тектоники литосферных плит // Изв. Вузов Геология и разведка. – 1991. – № 12. – С. 23-28.
2. Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк Б.И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав // Геол. журн. – 1981. – Т. 41. – № 5. – С. 20-25.
3. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). – Л.: Наука, 1988. – 215 с.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Недра, 1981. – 159 с.

УДК 550.34+550.83

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 21 СЕНТЯБРЯ 2004 ГОДА

Б.А. Ассиновская, Н.В. Щербакова

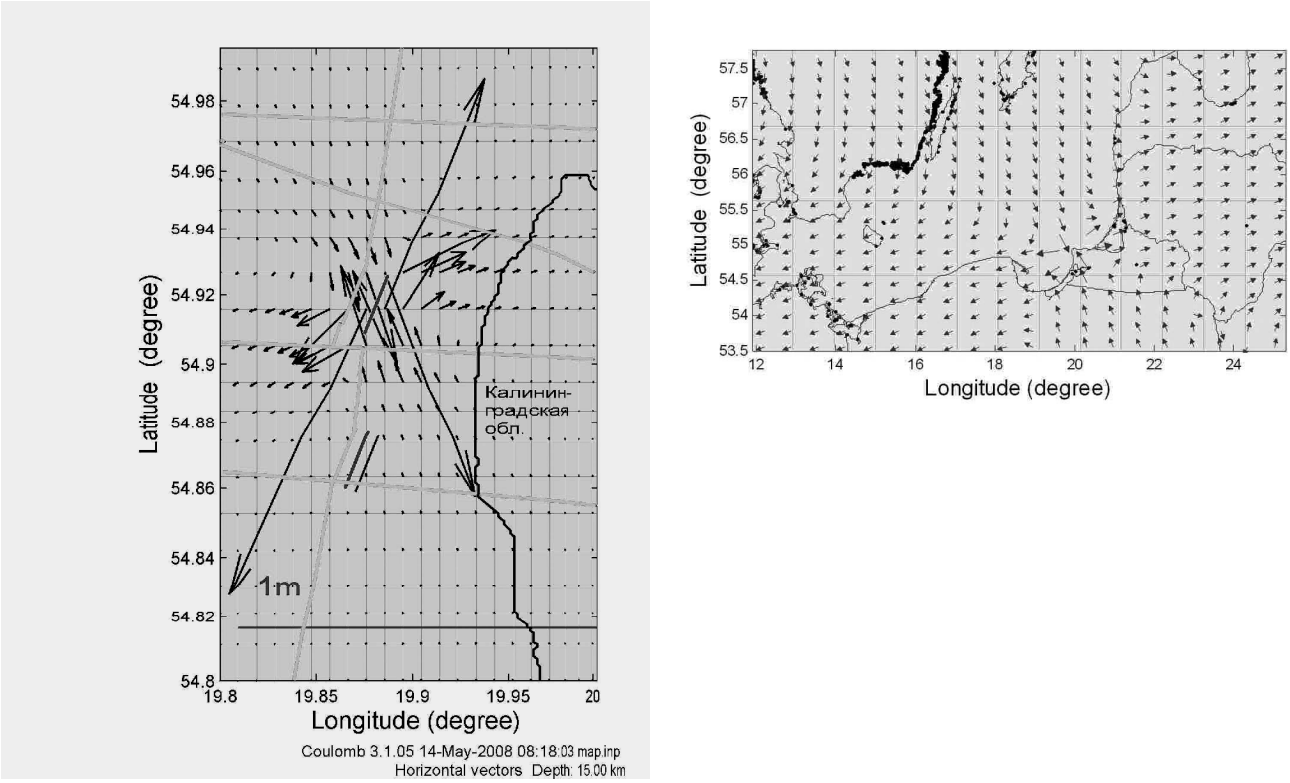
Главная Пулковская астрономическая обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Известно, что только сильные землетрясения с M ~ 7-8 образуют геодинамические аномалии, которые без проблем регистрируются локальными и региональными средствами позиционной астрономии и геодезии. Целью данных исследований было решение вопроса, может ли умеренное по силе сейсмическое событие, каким является Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 с Mw 5-5.2 создать такие же аномалии, которые проявляются в поле поверхностных перемещений региональных стационарных станций GPS? На предварительном уровне мы уже касались этой проблемы [1, 2]. В этой работе к обсуждению привлечены не только очаговые характеристики, но и параметры сильных движений, полученные из разных источников. Кроме того, GPS данные подвергнуты специально разработанному комплексу предварительной обработки с целью получения наиболее приближенных к истинным значений перемещений станций и их погрешностей.

Сейсмически напряженно-деформированное состояние суммарного очага в ближней зоне во время (после) события оценивалось в ближней зоне с использованием программы COULOMB 3.1. Построены карты напряженного состояния, а также схема косейсмических горизонтальных смещений в векторной и скалярной формах. В результате непосредственно в очаге амплитуда горизонтального движения по разлому оказалась равной 1 метру (рис. 1). Но на расстоянии уже ~ 70 км (в районе станции GPS WLAD) амплитуды очаговой составляющей уменьшаются до 0.5-1.0 мм. В дальней зоне для удалений от очага до ~ 550 км оценка количественных параметров смещений проводилась с использованием непосредственных измерений на сейсмограммах региональных сейсмических станций, а также на основе известных зависимостей «движение – магнитуда – расстояние» и «движение – баллы макросейсмической шкалы». По последним данным амплитуды скоростей (смещений), разумеется, значительно больше, поскольку становится ощутимым влияние верхней части разреза. Правда, при этом необходимо учитывать спектральный состав колебаний.

Параллельно с сейсмическими исследованиями проводилась собственная обработка 24-часовых GPS измерений перманентных станций WLAD, VLNS, RIGA, LAMA, ONSA, SPTO, WARN, расположенных в южной части Балтийского побережья. Применялся пакет GIPSY-OASIS II (5.0 версия) (JPL) с применением стратегии точного определения положения (PPP). Решения фазовых неоднозначностей получались на базе пакета Ambizap2: (ftp://gneiss.nbmg.unr.edu/ambizap, Blewitt, 2007). Для обработки использовались абсолютные калибровки антенн. Тропосферная модель – GMF. Океанические приливные нагрузки вычислялись согласно модели FES 2004 с помощью соответствующей службы (http://www.oso.chalmers.se/~loading/). Координаты отнесены к эллипсоиду WG84 и переведены в систему IGS05. Заметим, что в Интернете доступны недельные файлы обработки некоторых станций, однако они гораздо менее детальные. В результате были получены трехлетние (2003-2005) временные ряды вариаций геодезических координат станций. На первом этапе из этого массива данных был снят линейный тренд, обозначающий стационарное движение станций по [3], далее с помощью сингулярного спектрального анализа была исключена периодическая компонента. На последнем этапе для расчета аномалий смещений в виде ступени или им-

пульса был выделен интервал в 100 точек. Отсюда же были исключены точки, полученные по неполным суткам, а также значения с ошибками координат внутри ряда превышающими погрешность 3σ. Окончательные результаты представлены в таблице в сравнении с сейсмологическими данными. Можно видеть, что GPS движения в скалярном выражении находятся в левой минимальной части диапазона горизонтальных движений, имевших место во время Калининградского землетрясения. Очевидно также, что погрешность определений GPS движений, несмотря на большой объем статистической обработки, в некоторых случаях велика.



A B

Рис. 1. *A - поле горизонтальных смещений в векторной форме в очаге землетрясения 21 сентября 2004 года. Показаны очаговые зоны первого и второго толчков и сетка региональных тектонических нарушений. Ближняя зона, размер планшета 20×10 км. Видно, что максимальное смещение имело место в северо-восточном направлении. B - поле горизонтальных смещений в дальней зоне*

Таблица 1

Результаты расчетов смещений GPS станций в направлении С-Ю, В-З и вертикальном 21 сентября 2004 года, интенсивность сотрясений по [4] и соответствующие сильные движения

Станции GPS	Координаты		Смещение по долготе, mm	Смещение по широте, mm	H	Баллы	Гор. смещения, мм
LAMA	20.40	53.53	0.4±0.3	0.6±0.3	-1.7±0.8	4-5	0.6-6.2
WLAD	18.42	54.80	-1.5±0.2	1.6±0.4	-2.2±0.7	5?	2.5-6.2
ONSA	11.93	57.40	-0.5±0.3	-0.6±0.3	3.6±0.8	3-4	0.5-1.5
SPT0	12.89	57.71	-0.6±0.3	-0.5±0.3	-1.9±0.9	3-4	0.5-1.5
VIS0	18.37	57.65	0.6±0.2	-0.1±0.3	-3.4±1.0	3-4	0.5-1.5
VLNS	25.30	54.65	0.6±0.4	-0.6±0.7	-0.4±1.1	3	0.3-0.7
RIGA	24.06	56.95	-0.4±0.3	0.1±0.4	0.8±1.3	3-4	0.5-1.5
WARN	12.10	54.17	-0.5±0.3	-0.4±0.3	-4.5±0.9	2	0

На основе данных GPS, приведенных в таблице 1, возможно построение векторов смещений и полей деформаций [5] , рис. 2, 3.

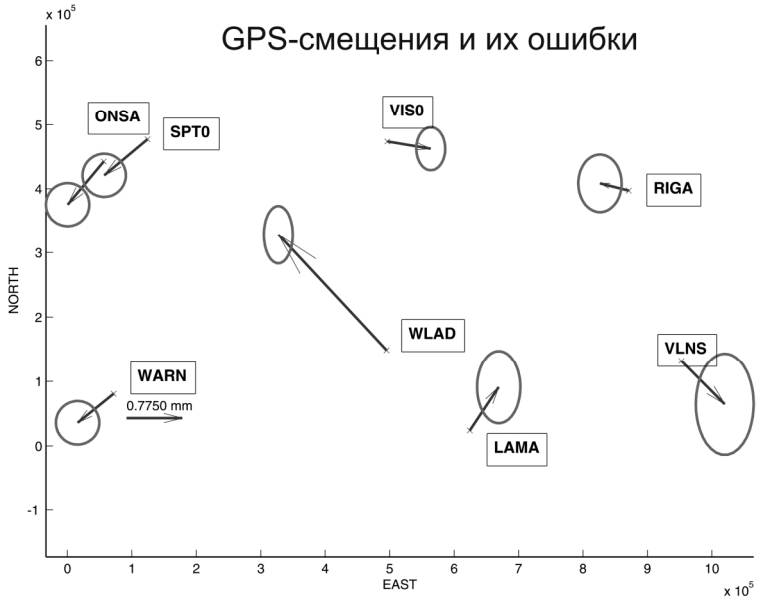


Рис. 2. Смещения в векторной форме по данным GPS

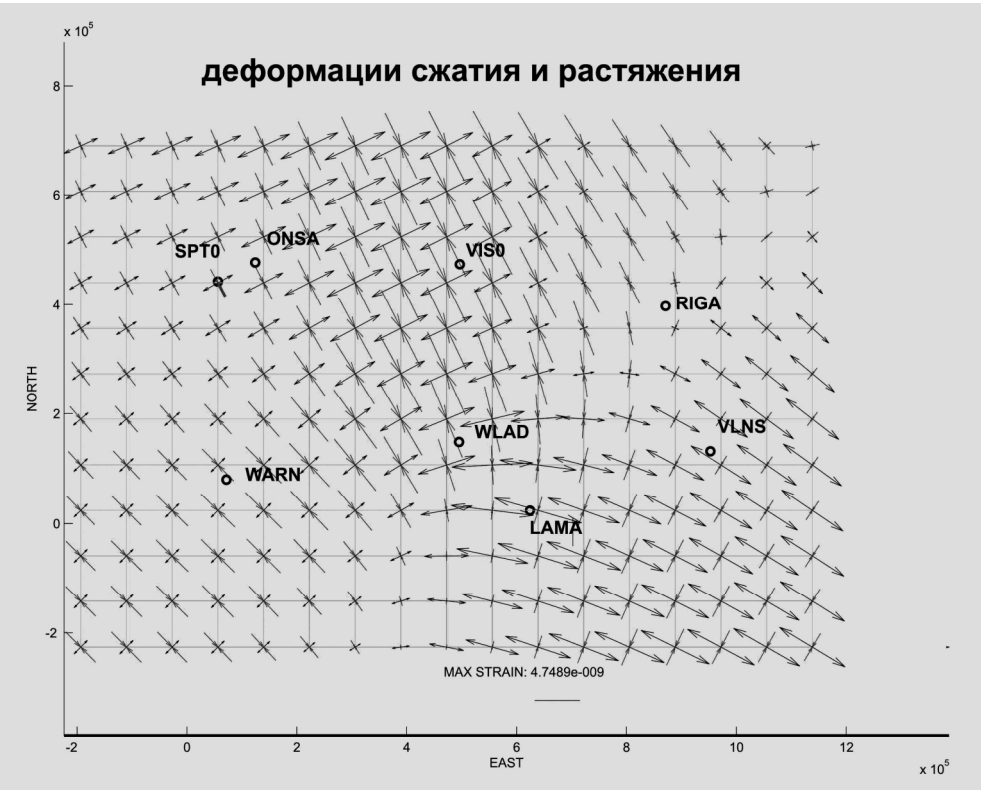


Рис. 3. Карта горизонтальных деформаций Южно-Балтийского региона

На рис. 2 показаны направления движения земной поверхности в районе станций. К сожалению, ни одной точки нет в ближней зоне землетрясения. Однако, деформации в дальней зоне (рис. 3), как исследовало ожидать, распределились квадрантным, «сейсмическим» образом, что свидетельствует о корректности оценок. В принципе, на рис. 3 можно провести разлом субмеридионального простирания и это есть независимое свидетельство правильности наших сейсмотектонических построений [4]. Таким образом, тщательно обработанные геодинамические данные в случае землетрясений средней силы могут способствовать полу-

чению дополнительной информации о тектонических движениях на значительном удалении от очага.

ЛИТЕРАТУРА

1. Assinovskaya B.A ˙, Ovsov M.K ., Shcherbakova N.V. On Kalinigrad earthquake September 21 2004 macrosesmics, seismotectonics, stresses and deformations // European Seismological Comission 31-st General Assembly September 7-12 2008, Crete, Greece. Book of abstracts. – 2008. – P. 228.
2. Ассиновская Б.А., Малкин З.М., Щербакова Н.В. Связь поверхностной и глубинной геодинамики на примере Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года // Всероссийская астрометрическая конференция «Пулково-2009». 15-19 июня 2009 года: Мат. конференции. – 2009. – С. 5.
3. Панафидина Н.А., Малкин З.М. Определение скоростей европейских GPS-станций // Сообщения Института прикладной астрономии РАН. – № 173. – СПб., 2006. – 18 с.
4. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 170 с.
5. Teza G., Pesci A. Galgaro A. Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers & Geosciences. - 2008. – V. 34. – P. 142-1153.

УДК 550.34

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БАЛТИЙСКО-БАРЕНЦЕВСКОГО РЕГИОНА

Б.А. Ассиновская

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

Аспект 1. В настоящее время совершенно забыта такая очень важная сторона определения сейсмической опасности как оценка сейсмотектонического потенциала изучаемой области. Между тем, если на слабый потенциал накладывается низкий уровень сейсмотектонических напряжений, то, как показали лабораторные исследования [1], новые разрывы не образуются (микроразрывы не сливаются в разрыв генеральный), соответственно существующие в области разломы также нельзя назвать сейсмогенерирующими, как это сделано в [2]. Прегольский разлом в Калининградской области не является сейсмогенерирующим.

Термин «сейсмотектонический потенциал» ввел в оборот Н.В. Шебалин, который в соавторстве с коллективом авторов (Бончев и др.), разработал методику, названную «болгарским алгоритмом». Нами эта методика была успешно использована при районировании Баренцевоморского шельфа. Известно, что этот параметр тесно связан с прочностными свойствами земной коры, которые, в свою очередь, обусловлены вещественным составом пород, геометрией изучаемой области, физическими условиями – внешним давлением (напряжением), т.е. так называемым стесненным состоянием, и геотермическим воздействием. Ранее было показано, что гранитоидная кора, в состав которой входят чарнокиты-эндербиты как осадочного, так и вулканического происхождения обладают наибольшей жесткостью (прочностью) и в то же время хрупкостью. При этом вся энергия находится внутри вещества (так называемая энергия активации), только она высвобождается в сейсмическом процессе.

Сейсмотектонический потенциал очаговой области определяется, кроме того, энергетическим взаимодействием совокупости разнородного и разновозрастного геологического материала, причем, чем разнороднее, тем опаснее. Огромна роль интрузий, как вещества мо-

ложе и прочнее. Степень неоднородности сейсмогенной (очаговой зоны) количественно можно установить, например, по характеру геофизизических полей. Стесненные условия распознаваемы даже в осадках, например на Свальбарде и в районе Самбийского полуострова Калининградской области.

Из геометрических характеристик наиболее важным фактором следует считать приподнятое положение относительно окружающей территории.

Высокие прочности пород как источник энергии разрушения, сохраняются только в определенной геотермической среде при тепловом потоке не более 60-70 mWm^{-2}, слишком высокий тепловой поток при большой энергетической активности, и это можно показать на многочисленных примерах, уничтожает сейсмотектонический потенциал.

Аспект 2. Четвертичное оледенение и сейсмичность. К настоящему времени все заключения о ведущей роли снятия ледовой нагрузки при возникновении землетрясений в регионе умозрительны – нет количественных моделей, нет понятных объяснений, почему например, самые сильные землетрясения региона приурочены к периферии постледникового поднятия? Почему многие щиты в мире тоже сейсмичны? Ответ, нам кажется, один. Они все имеют солидный возраст и в силу своего поднятого положения находятся в обстановке горизонтального сжатия. Разрушение этих структур происходит по причине усталости материалов; не генерализованно, а локально и контролируется условиями уже описанными выше, внутренними прочностными свойствами блоков, их напряженным состоянием и взаимодействиями с соседями. Все остальное – влияние Атлантических и Арктических рифтовых зон, снятие ледовой нагрузки и пр. есть только триггерный эффект. Автор докладывал об этом ранее [3].

Аспект 3. Сейсмогеннные зоны консервативны, несмотря на то, что есть представления, а возможно, и факты, что структура земной коры меняется во времени. Например, для Свальбардского региона (Баренцево море), полностью оправдался долгосрочный прогноз и по Ммах и по месту возникновения [4]. Здесь уместно сказать и об ошибочных оценках. Так, для центральной части шельфа Баренцева моря, в частности, Штокмановской зоны – магнитуда Ммах оказалась завышенной вследствие завышения уровня потенциала. Для Баренцеворского региона неотектонически активные разломы сочетаются во многих местах с разупроченной средой. Принцип консервативности применим и для Калининградского региона: ретроспективно отлично исследованное А.Н. Никоновым историческое землетрясение 1303 года, на наш взгляд, не может иметь эпицентр на Куршской косе, а возникло там же, где имело место событие 2004 года.

Аспект 4. Исторические и инструментальные каталоги землетрясений – основа оценки сейсмической опасности – являются документами огромной исторической важности. Не хочется повторять общеизвестные истины, но не могут туда быть включены события, о которых что-то известно по одной точке наблюдений! Даже, если это цунами! Опять же касательно Калининградского региона, слово «цунами» – слишком ответственный термин, он подразумевает генерацию землетрясения с определенным механизмом очага, который не определяется при анализе местных землетрясений. Моретрясение и цунами – разные вещи. Инструментальные события должны быть досконально исследованы в случае, если у них нулевая глубина очага или есть сомнения в их тектонической природе. При этом должны быть привлечены станционные бюллетени, сейсмограммы, проведена релокация современными программами, использованы широко известные методы дискриминации взрывов и землетрясений и т.д. Положение в пространстве сейсмических событий 90-х годов приводится во всех источниках с большой погрешностью, достигающей 50-ти км. Поэтому утверждать, например, что эпицентр находится именно на Куршской косе шириной в несколько км неправомочно. Магнитуды землетрясений этих же событий также требуют специального рассмотрения, потому что уже при $M \sim 4$ при грунтовых условиях в виде зыбучих песков интенсивность составит 7 баллов! Вряд ли о таком событии забыли бы написать в прессе даже в советское время. Восточная Балтика – урбанизированный район, поэтому тщательная очистка каталога от техногенных источников землетрясений должна была быть проведена с привяз-

кой к месту, иначе за землетрясения могут приняты геофизические взрывы и факты уничтожения боеприпасов Второй мировой войны. Графики повторяемости при этом могут иметь вполне нормальный вид – ведь сильные взрывы объективно проводятся реже слабых. Автор имел опыт оценки сейсмической опасности от взрывов для куста Каменногорских карьеров на Карельском перешейке, при этом наклон графика повторяемости составил 1.

В докладе все приведенные положения будут проиллюстрированы графическим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

1. VIII Международная школа-семинар "Физичские основы прогнозирования разрушения горных пород". Санкт-Петербург 24-29 мая 2010 года: Тезисы докладов. – 2010. – 98 с.
2. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения. "Книга и бизнес". – 2009. – 226 с.
3. Wahlstrom R., Assinovskaya B. Seismotectonics and lithospheric stresses in the Norhern Fennoscandian Shield // Geophysica. – 1998. – Vol. 34. – N 1-2. – P. 51-63.
4. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. – М.: Изд. НГК РАН, 1994. – 128 с.

УДК 53.082.79:550.343.3

СРЕДСТВА КОНТРОЛЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ ИЗОТОПОВ РАДОНА ДЛЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А. Афонин[1], А.А. Котляров[2], А.А. Лопанчук[3], А.Ю. Максимов[3], Ю.Д. Кузьмин[4]

[1]ООО "НТМ-защита", г. Москва, Россия;
[2]Национальный исследовательский ядерный университет "МИФИ", г. Москва, Россия;
[3]Проектно-конструкторский филиал ОАО "Концерн Росэнргоатом", г. Москва, Россия;
[4]Камчатский филиал геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Катчатский, Россия

Повышенные концентрации радона в грунтовом воздухе являются в большинстве случаев прямым поисковым признаком месторождений урана и ряда нерудных полезных ископаемых. Результаты измерений радоновых полей дают информацию для картирования тектонических нарушений в земной коре. Динамика выделения радона из массива может служить предвестником тектонических землетрясений и горных ударов. Работы по использованию радона в качестве краткосрочного предвестника землетрясений проводились многими исследователями. При планировании строительства проектировщик обязан учитывать потенциальную радоноопасность территории с целью обеспечения радиационной безопасности населения.

Целью настоящей работы являлось определение способов и методов измерений радона, конкретные требования к приборному обеспечению, оптимальные параметры датчиков.

Современный парк измерителей радона включает в себя три основных типа приборов, отличающихся типом детектора ядерного альфа-излучения: сцинтилляционных, полупроводниковых, ионизационных камер. В качестве основного авторами работы выбран способ измерения путем электрического осаждения положительно заряженных ионов дочерних продуктов радона на поверхность полупроводникового детектора, с последующей регистрацией спектра альфа-излучения ДПР [1]. Метод имеет такие достоинства как невысокая стоимость, высокое разрешение при работе в спектрометрическом режиме, простота использования. Многолетние исследования (измерения радона в приповерхностных условиях и в воде глубокой термальной скважины), проводимые на базе КФ ГС РАН [2] позволили уточнить типичные параметры сред, объемная активность которых измеряется. Экспериментальные и рас-

четные исследования параметров переноса радона и его дочерних продуктов в воздухе на базе МИФИ позволили определить параметры (конфигурация камеры, собирающее напряжение), обеспечивающие максимальную чувствительность и минимальную погрешность при соблюдении требований к массе и габаритам радиометров [3].

На основе проделанных исследований создана сейсмическая радоновая станция СРС-01/05 (рис. 1, 2). Станция выполнена на современной элементарной базе с микропроцессорным управлением и позволяет проводить длительный мониторинг уровней объемной активности (ОА) радона-222 (при наличии радона-220 (торона)) и климатических параметров подпочвенного воздуха (температура, относительная влажность и давление). Также созданы метрологически- и приборно-обеспеченные методики измерений радона в воде и подпочвенном воздухе.

Рис. 1. Внешний вид установки СРС-01/05

Рис. 2. Измерения с помощью СРС в скважине

ЛИТЕРАТУРА

1. Афонин А.А., Котляров А.А., Максимов А.Ю. Методы и средства контроля объемной активности изотопов радона в различных средах на основе камер с электроосаждением // Тез. науч.-практ. семинара ″Радон в геологоразведке и экологии″ (24-25 октября 2007 г.). – М.: Ядерно-Геофизическое общество, 2007. – С. 60-67.
2. Кузьмин Ю.Д., Воропаев В.Ф., Максимов А.Ю., Афонин А.А., Котляров А.А. Измерение радона на гидротермальной системе // Сборник ″Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию Камчатского филиала ГС РАН″ / Отв. ред. Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров. – Петропавловск-Камчаткий: 2004. – С. 171-177.
3. А.А. Афонин, А.А. Котляров, А.Ю. Максимов. Установка для изучения характеристик переноса ^{218}Po в воздухе / Приборы и техника эксперимента. – 2010. – № 1. – С. 139-143.

УДК 550.311 (479.24)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.Т. Ахвердиев

Институт Геологии НАН Азербайджана, г. Баку, Айзербайджан

В данной работе раскрыты причины образования различных типов аномальных явлений и их роль в формировании земной коры с позиции теории геодинамики эволюции зем-

ной коры. Также объяснены происхождения различных генетических типов аномальных явлений и их значение в истории развитии земной коры, связанное геодинамическими силами Земли.

По представленной теории к основным аномальным процессам относятся те глобальные процессы, которые играли важную роль в образовании и дальнейшем развитии многих природных процессов, в том числе и геотектонических. К числу таких глобальных процессов относятся такие, как происхождение астеносферы, плюмов, сутур, диапиров, горячих точек и пр. (3).

В предыдущих теоретических построениях геотектоники имели место многочисленные противоречия, которые не дали возможности выяснить истинные причины происхождения и условий формирования многих геотектонических процессов. К числу таких можно отнести: образование аномальных явлений, причины перемещения континентов, механизм перемещения литосферных масс, вулканические проявления, проявление землетрясений, образование глобальных глубинных разломных каркасов, образование и формирование горных складчатых систем, вулканоплутонических процессов и многих других геологических процессов.

Все причины этих недостатков и пробелов, имеющие место в геологической науке, были связаны с упущением, неучтены процессы ротации Земли в геотектонических построениях, которым мы уделили большое внимание при построении новой теории геодинамики эволюции земной коры.

Самое главное то, что в предыдущих теоретических построениях не ясно было, с чем связано перемещение континентов, какие у них движущие силы. Эти и другие вопросы были объектом оживленных дискуссий среди исследователей естественных наук, в том числе тектонистов. Некоторые исследователи считали, что перемещение континентов связано с внутренними силами Земли, т.е. внутримантийными течениями, механизм, которых все-таки остался труднообъяснимым.

На основе предложенной теории тех и других вопросов, касающихся происхождения и условий формирования многих геотектонических процессов, можно найти верный логичный ответ с помощью применения известных законов естественных наук и механики.

Возьмем проблемы происхождения астеносферы, которая всеми исследователями принимались как одной из геосфер Земли и на основе данных геофизических исследований, на самом деле ее геометрические и геофизические параметры позволяют сказать, что она является одной из геосфер Земли. Однако ее происхождение не было ясно и невольно приходится думать, как она образовалась. Возможно, ли ее происхождение связать с теми геодинамическими силами Земли, которые влияют на наземные процессы.

На примере Кориолисовых сил выясняется, что между водой (в геологическом смысле гидросфера) на поверхности литосферы происходят смещения. Эти смещения происходят в основном по широтным направлениям и тесно связаны с вращением Земли, а также с закономерностями распространений геодинамических сил, которые происходят в основном с запада на восток. И вода, как малоплотное вещество, чем подстилающие вещества литосферы смывают западных берегов рек, т.е. незначительно остается от массы литосферы, что является Кориолисовым эффектом, который считается достоверным фактом.

По принципу нашей теории Кориолисовые силы должны происходить везде, между разноплотными веществами литосферы, которые под влиянием каких-то сил подвергаются перемещению. По отношению глобальных процессов происходившие в земной коре, эти силы являются геодинамическими силами, которые обусловливают перемещение литосферных масс.

Наверняка этот процесс происходит в берегах водных бассейнов, к сожалению, такие данные у нас не имеются, и требует экспериментальных исследований по берегам водных бассейнов, в результате чего в этих зонах должно быть установлены Кориолисовые силы, с соответствующим эффектом, имеющим научное значение, в построениях научных концеп-

ций.

Этот факт показывает, что если на поверхности установлены смещения между литосферой и гидросферой и тогда этот факт присущ для других геосфер Земли. Наличие этого факта, установление эффекта Кориолисовых сил широко использованы нами при построении теории геодинамики эволюции земной коры.

Данный факт показывает, что происхождение астеносферы связано с вращением Земли, где при вращении Земли вокруг своей оси с запада на восток происходит смещение масс между твердожидкой мантией и литосферой. В это время происходят интенсивные физико-химические фазовые превращения вещества, повсеместно в стыковых зонах литосферы и верхней мантии, которые обусловливают происхождение астеносферы.

В связи с этим можно утвердить, что астеносфера не является самостоятельной геосферой Земли, а лишь является зоной физико-химических фазовых превращений, питающих вулканические и вулканоплутонические процессы. Об этом свидетельствует еще тот факт, что на основе геофизических исследований установлено, что под крупными, вместе с тем мощными и континентальными типами земной коры астеносфера вклинивается, даже под наиболее стабильной континентальной корой местами отсутствует. Поэтому, как правило, в этих зонах физико-химические фазовые превращения вещества происходят слабо или почти отсутствуют.

Если между мантией и литосферой происходят физико-химические фазовые превращения, тогда, естественно, такие процессы происходят и между другими геосферами Земли. Однако интенсивность этих процессов уменьшается пропорционально уменьшению радиусов Земли, закономерно с тем, что с уменьшением радиусов и уменьшается эффект скорости вращения земных масс.

По нашей концепции допускается, что между каждой геосферой Земли, кроме литосферы и геосферы происходят физико-химические фазовые превращения. В том числе между мантией и нижней мантией, между нижней и верхней мантиями, и, наконец, между верхней мантией и литосферой.

Процессы типа физико-химических фазовых превращений вещества, происходившие между земной геосферой, не везде имеют одинаковый характер. Они наиболее интенсивно происходят между верхней мантией и литосферой, а между другими слоями не могут активно проявляться, где они находятся под большим давлением, которые там потенциально существуют и наверняка активно участвуют в эволюции внутри земных процессов.

А что касается эволюции астеносферы, являющейся продуктом физико-химических фазовых превращений вещества, происходящих между верхней мантией и литосферой, играли и играют важную роль в образовании и развитии геотектонических процессов.

Это связано с тем, что астеносфера охватывает всю литосферную зону Земли и непосредственно имеет связь с литосферой. Поэтому, глубинные разломы, образующиеся при дислокационных процессах, проникают к верхней мантии, где под разломными зонами активность физико-химических процессов увеличивается в десятки и тысячи раз. Причем эти процессы сопровождаются увеличением объема продуктов. А в свою очередь объем вещества продуктов, подвергающих физико-химическому фазовому превращению, увеличиваются. Это способствует преодолению литосферной нагрузки. Поэтому подкорковые вещества по глубинным разломам стремятся проникать в зону литосферы в виде магматических продуктов, которые обеспечивают дальнейшее развитие вулканоплутонических процессов.

Некоторые части этих продуктов достигают до поверхности Земли в виде вулканических извержений, а остальные распределяются во внутренних зонах литосферы в виде интрузивных и субвулканических образований.

По предложенной теории геодинамики эволюции земной коры, геосферные физико-химические процессы, не имеющие непосредственной связи с литосферой Земли, в литосферную зону непосредственно не могут проникать, а только участвуют в эволюции астеносферы. Они в виде плюмов и сутур, поднимаются из различных участков Земли, которые в

свою очередь поддерживают активизации вулканоплутонических процессов.

Что касается образования и формирования горячих точек, которые распространены в срединных зонах континентов, происхождения которых, видимо, также связано между геосферными физико-химическими процессами.

Нами предполагается, что стабильные платформы, имеющие большие площади, в отдельных этапах своего развития имеют автономный ход развития. Обычно, в срединных полосах этих платформ глубинные разломы отсутствуют или залечены.

Под этими платформами происходит проявление физико-химических фазовых превращений, в замкнутых геотектонических условиях. Продукты этих физико-химических фазовых превращений могут быть газофлюдными и в том числе ювенильными, которые могут автономно преодолевать выше лежащие литосферные нагрузки и проникнуть в литосферные участки, а также на поверхности Земли в виде вулканоплутонических процессов.

Геометрическое очертание новообразованных вулканоплутонических построек, образование которых связано с этими процессами, обычно имеют круглую форму. Эта особенность подтверждает то, что их формирование тесно связано с автономными развитиями процессов, происходящих в платформенных зонах. В этих зонах земной коры физико-химические фазовые превращения происходят в замкнутом режиме.

Таким образом, изложенные рассуждения дают основания о том, что происхождение астеносферы, плюмы, сутур, горячих точек и др. глобальных процессов аномального характера тесно связаны с вращением Земли и связанной с ними геодинамическими силами.

Эти геодинамические силы участвуют в формировании и перемещении литосферных масс. В свою очередь перемещение во всех частях земной коры создает сложный каркас напряжений, который в свою очередь активно участвует в формировании глобальных глубинных сетей.

Одновременно указанный каркас глубинных разломов обусловливает поддерживание газо-флюдного режима, существующего между верхней мантией и литосферой, а также в формировании горно-складчатых систем.

Аномальные процессы глобального характера, главными из них является астеносфера, плюмы и сутур, как по масштабу, так и по сложности происхождения и эволюции, играющие большую роль в формировании и развитии геотектонических процессов как регионального, так и локального характера, которые участвуют в формировании различных типов полезных ископаемых эндогенного происхождения.

Таким образом, проанализировав вышеизложенное, можно придти к заключению, что в происхождении и формировании различных генетических типов месторождений, особенно эндогенного характера, тесно связано развитием аномальных явлений, не требующих особого доказательства.

Значение аномальных процессов в дегазации Земли велико, так как при развитии физико-химических фазовых превращений, происходит в колоссальном количестве материалом, представленном газожидких и газофлюдных выделений, которые освободились из внутренних частей Земли, которые участвовали в образованиях и формированиях различного типа полезных ископаемых.

Дегазация является одним из сложных, и одновременно интересных процессов, которые участвуют в образовании и формировании различных типов полезных ископаемых. Она способствует выносу различных типов полезных компонентов внутри Земли в виде ювенальных веществ, выделенных из подкорковых продуктов. Эти компоненты участвуют в формировании крайне разнообразных рудных скоплений. Эти различные типы рудных компонентов формируются на различных уровнях земной коры. А также на поверхности Земли, принесенных в результате вулканических извержений. Все эти скопления в дальнейшем могут участвовать в формировании месторождений полезных ископаемых.

Вышеизложенное показывает, что исследование происхождений аномальных явлений, а также правильное понимание характерных особенностей генезиса и развитие, связан-

ное с этими колоссальными природными имеет большое научно-практическое значение.

Постановка и пути решения фундаментальных проблем геотектоники имеет огромное научно-практическое значение. Так как без теоретических основ значение любых практических работ не может быть полноценным. Это особенно важно в геологических разработках, где любой проект поисково-разведочного характера, без учета научно-теоретических обоснований, может привести огромный ущерб для народного хозяйства.

В этом аспекте постановка вопроса и извлечение эндогенных рудных скоплений также важно, учета научных приставлений. В этом плане очень важно верное приставление о происхождении и формировании геологических объектов и связанных с ними эндогенных рудообразование, способствующих их извлечению и производства с малой затратой.

В этом отношении разработанная теория геодинамики эволюции земной коры имеет не только теоретическое значение, но и огромное практическое значение. В этом смысле также ценно выяснение причины происхождения и характера эволюции многочисленных геотектонических процессов в генетическом аспекте. Данная теория дает новые представления, которые существенно отличаются от предыдущих, порой необоснованных научных представлений о происхождении, развитии и эволюции земной коры, а также связанных с ними разнообразных геотектонических процессов.

Суммировав все вышеизложенное, можно придти к заключению, что основные причины происхождения всех аномальных явлений генетически связаны между геосферными сдвигами, где происходит интенсивное физико-химическое фазовое превращение вещества, обусловливающее расширение их объемов. А в свою очередь, расширение объемов веществ, участвующих в фазовых превращениях, сопровождаются разнообразными и разнохарактерными природными явлениями, в том числе геотектоническими.

Таким образом, выше охарактеризованные разнообразные процессы показывают, что в истории тектонического развития значение аномальных явлений неоценимо. Чтобы доказать эту мысль отметим тот факт, что с астеносферой связано происхождение вулканоплутонических процессов, с которыми связаны основные типы полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахвердиев А.Т. Пульс нашей планеты (на азерб. языке). – Баку: Елм, 1989. – С. 170.
2. Ахвердиев А.Т. Кырмызыдагский вулкан и его продукты // Докл. АН Азерб. ССР. – № 4. – Т. XXXY. – Баку, 1976.
3. Ахвердиев А.Т. Вулканизм в геотектоническом развитие Малого Кавказа (на азерб. языке). – Баку: Изд-во «Шуша», 2004. – 236 с.
4. Буш В.А. Трансконтинентальные линименты и проблемы мобилизма // Геотектоника. – 1983. – № 3. – С. 14-25.
5. Гзовский М.В. Проблемы магматизма и тектонофизики. Пробл. Вулк. – Ереван, 1959.
6. Кашкай М.А. и др. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. – М.: Недра, 1967.
7. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. – С. 490.
8. Малеев Е.Ф. Вулканы (справочник). – М.: Недра, 1980. – 240 с.
9. Милановский Е.Е. Новейшая Тектоника Кавказа. М.: Наука, 1968.
10. Ритман А. Вулканы и их деятельность. – М.: Недра, 1964.
11. Хаин В.Е. Общая геотектоника.– М.: Недра, 1973. – 512 с.
12. Шейнманн Ю.М. Различие материковой и океанической литосферы дифференциация Земли // Геотектоника. – 1972. – № 6. – 29-44 с.
13. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строение и тектоники Азербайджана. – Баку: Элм., 1996.

УДК 553.98:550.8

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СТАДИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

А.Ю. Бабошко, А.А. Борисов, И.В. Геник

Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия

В последнее десятилетие в малоизученных регионах Пермского края проводятся комплексные региональные (сейсмические, гравиметрические и геохимические) работы с целью обнаружения и локализации нефтегазоперспективных объектов в осадочном чехле [2].

Газогеохимические исследования, включаемые в комплекс работ, направлены на изучение особенностей приповерхностного газового фона и выявление различного типа газовых аномалий, в том числе и формирующихся за счет активизации вертикального восходящего массопереноса глубинных флюидов. При региональных работах выполняют два вида газогеохимических съемок: атмогеохимические, предназначенные для исследования состава подпочвенного воздуха, и литогазогеохимические – для изучения сорбированных в почвогрунтах газов. Появление в последние годы высокочувствительных экспресс-газоанализаторов, дающих информацию о составе подпочвенного воздуха непосредственно в полевых условиях, позволяет использовать атмогеохимические исследования в качестве основного метода картирования пространственной изменчивости регионального газового фона, производя оперативную корректировку сети опробования на участках намечаемых аномалий. На этих же участках далее выполняется основной объем литогеохимических исследований, цель которых – подтверждение ранее выявленных аномалий и выяснение их генезиса.

Полевые атмогеохимические исследования. Основой атмогеохимической съемки является исследование состава подпочвенного воздуха переносным экспресс-газоанализатором из специально пробуренных шпуров глубиной 0.25-0.5 м в летний и 0.5-1.2 м в зимний период. Для проведения атмогеохимических работ использовался переносной газоанализатор ECOPROBE-5 чешской фирмы RS DYNAMICS. Измерительными элементами данного прибора являются фотоионизационный (ФИД) и инфракрасный (ИК) датчики. Процесс исследования состава газовой смеси, подаваемой в прибор насосом, происходит раздельно в каждом датчике. Вывод результатов осуществляется в ppm (10000 ppm = 1%) или в мг/м^3. Фотоионизационный датчик обладает чувствительностью 0.1 частей на миллиард (0.0001 промилле) и измеряет суммарную концентрацию летучих органических соединений (ЛОС). В число замеряемых соединений входит более 150 веществ, в т.ч. алканы ряда C_4-C_{11}, алкены C_2-C_6, низкомолекулярные арены (бензол, толуол, этилбензол, ксилолы) и широкий спектр неуглеводородных соединений (органические кислоты, спирты, эфиры, хлорированные углеводороды, азот- и сераорганические структуры), значительная часть которых обычно связывается с техногенными источниками. В случае отсутствия в районе работ индустриальных и промышленных объектов и связанного с ними загрязнения, основными фиксируемыми ФИД-детектором соединениями могут быть газо- и парообразные углеводороды, ароматические соединения, азот- и сераорганические структуры, наиболее мощным источником которых являются нефтяные залежи. Вместе с тем, не исключено, что определенная часть ЛОС может быть связана с процессами преобразования органического вещества почв и пород приповерхностной части разреза, т.е. отражать сингенетичный газовый фон.

Инфракрасный датчик состоит из четырех независимых измерительных каналов: CH_4, ТР, CO_2 и «поправочного» канала. Канал CH_4 измеряет концентрацию метана, канал ТР – суммарную концентрацию «нефтяных» углеводородов C_1-C_5, канал CO_2 – концентрацию диоксида углерода. «Поправочный» канал предназначен для измерения содержания в составе газовой смеси паров воды, пыли и различных дисперсных веществ. По результатам данного канала получают «поправочный» коэффициент, значение которого автоматически учитыва-

ется при выводе конечного результата измерений других параметров. Диапазон измерения инфракрасного канала составляет 0-500000 ppm (0-50 %), предел чувствительности – 20 ppm (0.002 %). В результате измерения могут выводиться средняя и максимальная концентрации. Следует отметить, что проведение при высокой заболоченности территорий атмогеохимических исследований в зимнее время значительно повысило их эффективность, поскольку промерзание и обезвоживание торфяников способствовало снижению бактериального метаногенеза и повышало вероятность более эффективного выявления эпигенетичной составляющей приповерхностного газового фона. В тоже время опробование подпочвенного воздуха позволяет оценить лишь содержание тех компонентов, которые относительно слабо связаны с минеральной матрицей почво-грунтов. Данная категория «рассеянных» газов характеризуется значительной подвижностью и не позволяет оценить кумулятивный эффект накопления газов в приповерхностной части разреза за длительный период времени. В связи с этим, отбор в намеченных аномальных зонах проб почво-грунтов для исследования состава сорбированных газов (литогеохимические исследования) позволяет получить дополнительную информацию о составе приповерхностного газового фона, необходимую для более обоснованного суждения о генезисе выявленных аномалий.

Полевые литогеохимические исследования. В ходе региональных работ литогазогеохимическое опробование осуществлялось на участках атмогеохимических аномалий с целью определения их генезиса. Кроме того, ряд проб отбирался на опорных пунктах геофизических профилей с целью оценки пространственной региональной изменчивости состава сорбированных газов в пределах исследуемой площади. Объектом геохимического опробования являлись почво-грунты приповерхностной части разреза, отбираемые в зависимости от орогидрографических условий местности и строения почвенного профиля с глубин 0.25-1.25 м (ниже глубины промерзания), при этом болота характеризуются широким распространением почв с высоким содержанием органики и потенциальной возможностью интенсивного метанообразования. Для исключения возможности активизации в отобранных пробах микробиологических процессов в данный период они хранились при отрицательных температурах. Дегазация отобранных проб проводилась в лабораторных условиях на приборе ПДП. Анализ компонентного состава десорбированного газа осуществлялся на хроматографах серии «Цвет-500». В перечень анализируемых компонентов входят предельные и непредельные углеводороды до пентана включительно (чувствительность – 10^{-6} % объем.), водород, гелий (0.001 %), азот (0.01 %), диоксид углерода, кислород (0.02 %). Относительная ошибка анализа составляет 3-5 %. Исходя из содержания в пробе кислорода, производился пересчет состава газов на «безвоздушное» состояние с исключением компонентов атмосферного происхождения. Для исключения разницы в объеме отобранных проб компонентный состав газов пересчитывался в расчете на 1 кг породы. Полученные концентрации использовались при обработке и интерпретации.

Обработка и интерпретации геохимических данных. Научной основой использования газогеохимических исследований при выделении нефтегазоперспективных объектов является наличие сложного субвертикального диффузионно-фильтрационного массопереноса углеводородных компонентов из залежей в перекрывающие их отложения. В результате данных процессов над залежами формируются своеобразные «ореолы рассеяния», характеризующиеся аномальными концентрациями миграционных компонентов (аномалии «нафтидного» типа). Наиболее характерными их компонентами являются гомологи метана (тяжелые предельные углеводороды – $ТУ_{пр}$), особенно бутаны (C_4H_{10}) и пентаны (C_5H_{12}), которые обычно рассматриваются в качестве наиболее информативных показателей нефтегазоносности локальных структур [1].

Менее однозначно интерпретируется природа повышенных концентраций метана, что связано с возможностью его генерации за счет преобразования сигенетичной органики. В условиях заболоченности территорий, эти процессы могут иметь существенное значение, что определяет возможность использования данного показателя лишь в качестве вспомогательного. Это касается и непредельных УВ (олефинов) и диоксида углерода, содержание которых

может отражать как особенности сингенетичного приповерхностного газового фона, так и интенсивность бактериального преобразования эпигенетичных углеводородов.

Необходимо отметить, что наличие различного рода тектонических нарушений, контролирующих зоны повышенной проницаемости осадочного чехла, также может приводить к формированию в приповерхностной части разреза зон повышенных концентраций УВГ (аномалии типа «разлом»). В отличие от «ореолов рассеяния», они обычно имеют «точечный» характер (фиксируются в одиночных пробах), а их состав, как правило, значительно отличается от регионального газового фона («ураганные» содержания миграционных компонентов). В связи с этим диагностика генетической природы рассеянных в зоне геохимического опробования газов представляет собой весьма сложную задачу, требующую комплексного учета не только особенностей количественного распределения газовых показателей (контрастность аномалий в соответствие с установленными фоновыми значениями), но и качественного состава газов. Конечная цель газогеохимических исследований – выявление по комплексу геохимических показателей газовой фазы приповерхностной части разреза признаков вертикального массопереноса газообразных компонентов залежей и, тем самым, оконтуривание перспективных на нефть и газ участков.

Для оценки параметров распределения атмогазогеохимических показателей и выделения фоновых значений выполняется статистическая обработка данных согласно принятым методическим приемам обработки геохимической информации [3]. В процессе обработки определялся тип распределения отдельных показателей, основные статистические параметры, характеризующие вариационные ряды.

По показателям ТР (суммарное содержание УВ газов C_1-C_5 – далее УВГ) и метана все пробы можно разделить на две категории: пробы с нулевым значением и пробы с высокими значениями. Такое распределение во многом объясняется техническими характеристиками инфракрасного датчика, позволяющего фиксировать только интенсивные и сверхинтенсивные газовые аномалии, в то время как аномалии малой интенсивности теряются на уровне фона. В связи с этим, в качестве основного критерия выделения атмогазогеохимических аномалий наиболее информативно использование показателя ЛОС, который отражает суммарное содержание в составе подпочвенного воздуха летучих органических соединений, в т.ч. углеводородов. Как показывает анализ особенностей распределения значений данного параметра, по нему выделяется максимальное количество аномальных проб, причем значительная их часть группируется в территориально сопряженные зоны, что свидетельствует об общих источниках их формирования. Вместе с тем, реакция данного детектора на присутствие в составе подпочвенного воздуха непредельных углеводородов требует в дальнейшем разбраковки выделенных аномалий на основе хроматографического определения компонентного состава сорбированных газов.

Показатель CO_2, характеризующий активность биохимического окисления органических соединений (в т.ч. углеводородов) в зоне геохимического зондирования, может привлекаться только в качестве косвенного признака при комплексной интерпретации конфигурации аномальных газогеохимических зон.

Для оценки контрастности атмогеохимических аномалий принята следующая градация: умеренная – интервал значений от $X_{ср.}+ \sigma$ до $X_{ср.}+ 2\sigma$; средняя – интервал от $X_{ср.}+ 2\sigma$ до $X_{ср.}+ 3\sigma$; высокая – значение показателя более $X_{ср.}+ 3\sigma$. Для отражения общего характера изменения состава подпочвенного воздуха в пределах исследуемой территории рассчитывается комплексный показатель контрастности атмогеохимических аномалий, представляющий аддитивную сумму превышений коэффициентов контрастности отдельных показателей (CH_4, УВГ, ЛОС): $Z_c^{атмо} = \Sigma K_c - (n - 1)$, где K_c – коэффициент контрастности отдельного показателя, n – количество аномальных показателей.

Анализ состава сорбированных газов показывает, что во всех пробах, наряду с типично «воздушными» компонентами (азот, кислород), зафиксировано присутствие широкого спектра углеводородов, однако их состав и концентрации значительно различаются, что по-

зволяет дифференцировать особенности приповерхностного газового фона и выделить аномалии различного генезиса.

Наиболее распространенным углеводородным компонентом является метан, присутствие которого зафиксировано во всех пробах. В отдельных пробах, приуроченных, как правило, к заболоченным участкам, его концентрация может достигать «ураганных» значений, что подтверждает участие в его генезисе сингенетичной органики («болотный» метаногенез). Самостоятельный источник генерации данного компонента может подтверждаться отсутствием его корреляционных связей с другими углеводородами. Исходя из вероятности преимущественно сингенетичного генезиса метана, использование его при выделении аномалий нафтидного типа возможно только совместно с другими показателями.

Большинством исследователей признается преимущественно эпигенетический характер тяжелых гомологов метана в приповерхностной части разреза, что позволяет рассматривать олефины ($ТУ_{непр.}$) в качестве дополнительного критерия при выявлении аномалий, связанных с активизацией «газового дыхания» недр и масштабов окисления миграционных углеводородов в зоне гипергенеза.

Обобщение материалов литогеохимических исследований позволяет принять в кАчестве основного критерия выделения аномалий нафтидного типа содержание тяжелых предельных углеводородов ($ТУ_{пр.}$) и присутствие в их составе бутанов (C_4H_{10}) и пентанов (C_5H_{12}), характеризующих возможное проявление вертикальных ореолов рассеяния залежей углеводородов. В качестве косвенных показателей, отражающих масштабы биогеохимического преобразования миграционных углеводородов в приповерхностной части разреза, возможно привлечения данных о характере распределения в составе сорбированных газов олефинов ($ТУ_{непр.}$) и диоксида углерода. Для оценки контрастности литогеохимических аномалий принята такая же градация, как и для атмогеохимических. С целью отражения характера изменения состава тяжелых предельных углеводородов ($ТУ_{пр.}$) вводится показатель контрастности литогеохимических аномалий, представляющий аддитивную сумму превышений коэффициентов контрастности бутанов (C_4H_{10}) и пентанов (C_5H_{12}), характеризующих возможное проявление вертикальных ореолов рассеяния газонефтяных и газоконденсатных залежей: $Z_c^{лито} = \Sigma K_c - (n - 1)$.

Для отражения характера распределения аномальных участков рассчитан комплексный показатель контрастности геохимических аномалий Z_C, учитывающий значения наиболее информативных атмогеохимических (CH_4, УВГ, ЛОС) и литогеохимических (содержание C_4H_{10} и C_5H_{12}) параметров.

Учет повышенных показаний ЛОС производится только в том случае, когда наряду с олефинами в составе сорбированных газов фиксируется присутствие повышенных концентраций гомологов метана, в т.ч. бутанов и пентанов. Последние рассматриваются в качестве основных индикаторов аномалий «нафтидного» типа, связываемых с возможным проявлением в приповерхностном газовом фоне «ореолов рассеяния» залежей. Присутствие в пределах данных зон непредельных углеводородов, а также повышенных значений ЛОС, рассматривается в данном случае как возможный признак процессов бактериального преобразования миграционных органических соединений.

С учетом комплекса полученной информации о характере приповерхностного газового фона, выделяемые геохимические аномалии разделены на две группы.

Аномалии «нафтидного» типа, их наиболее характерным признаком является повышенное содержание в составе сорбированных газов тяжелых предельных углеводородов ($ТУ_{пр.}$), представленных всеми гомологами метана до пентанов включительно. Учитывая, что повышение содержания $ТУ_{пр.}$ в основном обусловлено повышенными концентрациями бутанов (C_4H_{10}) и пентанов (C_5H_{12}), данные параметры сорбированных газов приняты в качестве основных индикаторов выявления аномалий данного типа. По материалам атмогеохимических исследований эти аномалии могут отражаться повышенными значениями ТР (суммар-

ное содержание УВ газов C_1-C_5). Многие из данных аномалий сопровождаются повышенным содержанием олефинов и показаниями ЛОС, что связывается с происходящими в приповерхностной части разреза процессами бактериального окисления миграционных углеводородов. Ряд проб, окаймляющих основное «ядро» данных геохимических аномалий, характеризуется только повышенными значениями $ТУ_{непр.}$ и ЛОС при близком к верхнему пределу фона содержании гомологов метана, что связано, по всей вероятности, с более низкой интенсивностью поступления миграционных углеводородов в приповерхностную часть разреза, полностью ассимилирующихся углеводородокисляющими бактериями.

Аномалии неясного генезиса характеризуются повышенным содержанием летучих органических соединений (ЛОС) в составе подпочвенного воздуха. В некоторых случаях они сопровождаются высокими концентрациями метана и непредельных углеводородов в составе сорбированных газов. Аномалии могут быть связаны как с поступлением миграционных соединений из нижележащей части разреза, так и являться продуктами биохимического преобразования сингенетичной органики приповерхностной части разреза. В связи с этим, при выделении возможных нефтегазоперспективных объектов данные аномалии не учитывались. Это относится и к аномалиям, характеризующимся только повышенными концентрациями метана в составе подпочвенного воздуха и сорбированных газов. Тяжелые углеводороды в таких пробах характеризуются повышенными концентрациями только этана при фоновых концентрациях или полном отсутствии прочих гомологов метана. При наличии в исследованном районе торфяно-болотистых отложений, органика которых может являться источником метана, данные аномалии относят к категории сингенетичных и при выделении возможных нефтегазоперспективных объектов также не учитываются.

В конечном итоге в результате обработки и интерпретации газогеохимической информации выделяются пикеты опробования, характеризующихся аномальными значениями атмо- и литогеохимических показателей, отражающимися в повышенных значениях комплексного показателя контрастности геохимических аномалий, которые затем объединяются в аномальные участки с учетом их территориального сопряжения и степени контрастности. В большинстве случаев выделенные аномальные зоны имеют сложную мозаичную структуру, отражающую дискретный характер распределения аномальных проб, что обусловлено, вероятно, различными масштабами накопления и сохранности миграционных углеводородов в зоне геохимического зондирования, зависящими как от литологического состава и сорбционных свойств почво-грунтов, так и от влияния бактериальных и экзогенных факторов.

Дальнейшая разбраковка выделенных газогеохимических аномалий осуществляется на основе анализа состава сорбированных газов и принятых критериев их отнесения к нафтидному типу (повышенное содержание бутанов и пентанов). Исходя из установленных структурно-тектонических условий района исследования, аномалии могут объединяться в более обширные зоны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-96025

ЛИТЕРАТУРА

1. Старобинец И.С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности и прогноз состава углеводородных скоплений. – М.: Недра, 1986.
2. Технология проведения региональных геофизических работ на территории Пермского края / Новоселицкий В.М., Неганов В.М., Бычков С.Г., Геник И.В. // International Conference & Exhibition EAGE, EAGO and SEG. Saint Petersburg, 16-19 October 2006. – 2006. – P. 124 (electronic format).
3. Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа. – М.: ВНИИЯГГ, 1975.

УДК 551. 248.2

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ДЕВОНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ, МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ПРИПЯТСКОГО АВЛАКОГЕНА)

М.В. Багдасарова

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

Припятская и Днепровско-Донецкая впадины входят в состав впадин, образованных глубинными разломами на древней платформе и являются частью крупного Сарматско-Туранского линеамента [1], который представляет собой пояс глубинных разломов, протягивающийся на расстоянии около 4000 км от Подляско-Брестского прогиба на северо-западе до отрогов Гиссарского хребта на юго-востоке, при ширине структуры 100-150 км. Геофизическими работами и глубоким бурением была установлена структура фундамента впадин, который погружается по разломам в виде ступеней с амплитудой до 1,5 км до глубины 5-6 км в Припятской впадине и до 10-20 км в пределах Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.

Осадочный чехол Припятской впадины сложен вулканогенно-осадочной и карбонатно-соленосной формациями верхнего девона, который составляет 2/3 геологического разреза. Для этого периода установлены проявления активного подводного вулканизма, сформировавшего щелочно-ультраосновную и щелочно-базальтоидную формацию, в составе которых установлены мощные горизонты туфов, покровы и потоки лав, а также дайки, силы и вулканические сооружения [2]. Вулканиты, обнаруженные в северо-восточной части впадины, формировались одновременно с карбонатами и накоплением соленосных толщ. Верхняя часть осадочного разреза Припятской впадины сложена терригенно-карбонатным комплексом верхнего палеозоя (карбон, пермь), мезозойскими и кайнозойскими осадками незначительной мощности.

Блоковое строение фундамента в виде ступеней, характеризующих структуру растяжения, проявление основного магматизма и соленакопления, а также строение земной коры и особенности верхней мантии позволили отнести Припятскую и Днепровско-Донецкую впадины к структурам рифтового типа с формированием специфических полезных ископаемых – соль, нефть рудоносные хлоркальциевые рассолы.

Осадочные породы верхнего девона Припятской впадины сильно изменены вторичными процессами – карбонатные толщи часто доломитизированы, коллекторами нефти служат трещины, вторичные поры и каверны в карбонатных толщах. Нефтяные залежи и рассолы локализуются в приразломных зонах в сильно измененных вторичными процессами карбонатных породах верхнего девона. За пределами залежей, там, где породы не изменены, они представлены обычно очень плотными и непроницаемыми известняками, часто ангидритизированными, а пробуренные скважины оказываются «сухими».

Промышленные залежи нефти открыты только в северной части Припятской впадины в пределах Речицкой, Малодушинской и Первомайсуой ступеней фундамента, образованных одноименными глубинными разломами, и в пределах северного краевого разлома. Поисковое бурение на структурах в южной и центральной частях впадины не принесло положительных результатов. Вскрыты лишь незначительные нефтепроявления и непромышленные притоки тяжелой нефти.

Изучение современной геодинамики Припятской впадины продолжалось более 20 лет [3, 4]. Применялся комплекс геодезических, геофизических и геохимических методов наблюдений. В 70-80-х годах была создана сеть закрепленных на местности пунктов наблюдений с учетом геологического строения региона. Ежегодно проводились работы по высокоточному нивелированию по региональным профилям, пересекающим впадину с севера на юг и по сети локальных профилей, пересекающих Речицкую, Малодушинскую и Первомайскую

ступени фундамента, характеризующихся промышленной нефтеносностью. По тем же пунктам проводились повторные наблюдения изменчивости во времени гравитационного поля. В результате длительных наблюдений было установлено, что северная структурная зона впадины испытывает постоянный подъём по отношению к центральной и южной ее части. Разрывные нарушения фундамента, установленные геофизическими работами и бурением, в северной структурной зоне характеризуются более высокими градиентами современных вертикальных движений земной поверхности (до 15 мм/км в год). Выявились и зоны разломов, где происходят существенные изменения во времени гравитационного поля [4]. При анализе температурного поля и значений теплового потока впадины оказалось, что максимальное количество тепла поступает также в северо-восточной ее части.

На рис. 1 показана схема размещения продуктивных и пустых структур в Припятской впадине и зона наиболее подвижных в настоящее время разрывных нарушений, выделенных по геодезическим параметрам. Эта зона охватывает наиболее продуктивную Речицкую ступень, связанную с одноименным глубинным разломом и северную прибортовую зону. На схему нанесены данные температурного поля в осадочном чехле на глубине 2,5 км по замерам температуры в глубоких скважинах. Максимальные температуры выявлены в северо-восточной части впадины. Это распределение температуры хорошо совпадает с результатами определений теплового потока [5]. Такое совпадение локализации максимального теплового потока и современной геодинамической активности разрывных нарушений, замеренных геодезическими методами, позволяет считать, что в выделенной зоне происходит более активная вертикальная миграция флюидных систем по проницаемым зонам разломов, т.к. именно флюидные системы являются переносчиками тепла. Подтвердили эти соотношения и полученные данные по глубинному строению земной коры и мантии, выполненные здесь методами глубинного сейсмического зондирования [6]. Оказалось, что в северной части впадины в коре и верхней мантии обнаружились зоны пониженных скоростей прохождения сейсмических волн на глубинах 30, 70 и 100 км, что свидетельствует о разуплотнении, возможно большей газонасыщенности и плавлении вещества мантии. Позднее аналогичное соотношение продуктивности осадочного разрезе и особенностей земной коры и мантии было установлено на многих нефтегазоносных территориях [7].

В пределах северной части впадины были проведены геохимические съёмки по содержанию водорастворенного гелия в четвертичных водоносных горизонтах и по содержанию углеводородных газов в подпочвенном воздухе. В зоне Речицкого разлома вблизи пересечения его с поперечным разрывным нарушением была выявлена крупная аномалия гелия, более 100 раз превышающая фоновые значения. Повторные измерения этой аномалии показали, что она изменяется во времени. Содержание гелия меняется на величину около 30 % его значения. Это свидетельствует о том, что глубинный поток доходит до поверхности, но изменчив так же, как и меняющиеся напряжения, выявленные при анализе вертикальных движений земной поверхности. Установлены и углеводородные аномалии в зонах максимальной трещиноватости геологического разреза.

По данным геодезических измерений рассчитаны зоны максимальных напряжений в земной коре (осадочном чехле и фундаменте) которые могут быть разуплотнены и наиболее проницаемы для миграции флюидных систем. Оказалось, что зоны максимальной проницаемости «мигрируют» по глубине – в разные промежутки времени эти зоны встречаются на разных глубинах в пределах разлома [8]. Специфику процессов, отражающихся в деформациях осадочного чехла и фундамента и миграции флюидных систем проявляется во вторичных изменениях горных пород – процессах доломитизации, локализованных в приразломных зонах и других метасоматических процессах, а также по комплексам аутигенных минералов (в том числе и рудных), свойственных средне- и низкотемпературным гидротермальным новообразованиям [9, 10]. В этих же зонах разломов установлены разгрузки высокоминерализованных рассолов, из которых при миграции и изменениях термобарических параметров выпадают соли (главным образом галит). Эти зоны характеризуются галитовым метасоматозом, при котором происходят замещение несолевых прослоев в соленосных толщах, раство-

рение и частичное замещение галитом карбонатных комплексов верхнего девона. Длительные разгрузки такого типа приводят к формированию соляного диапира с брекчиями кепрока.

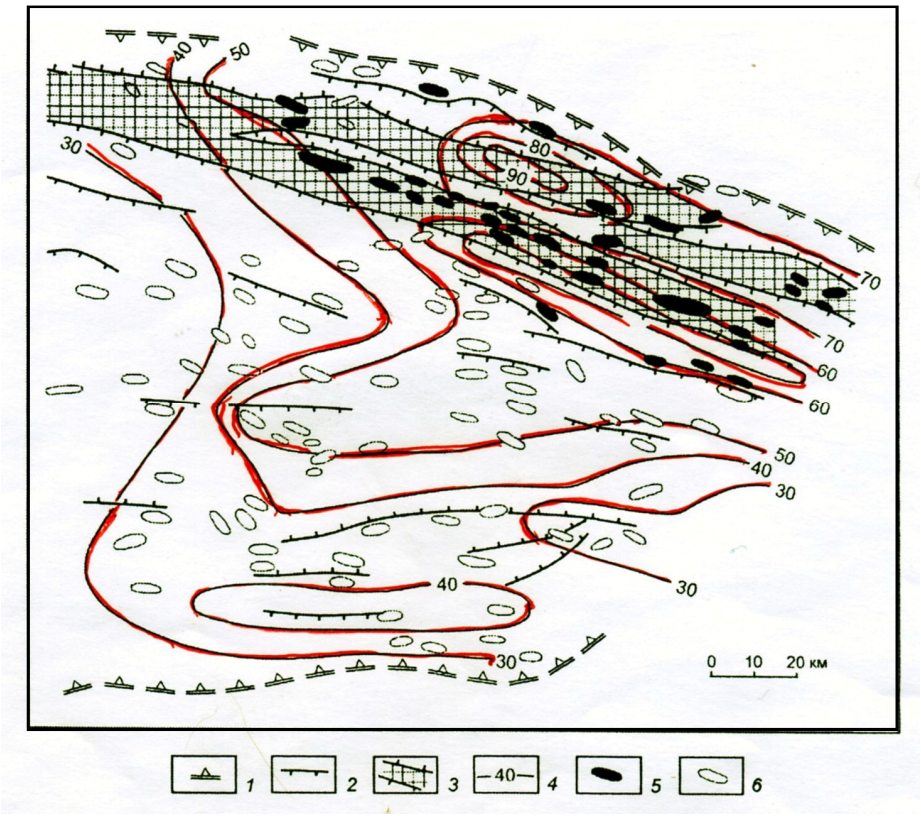


Рис. 1. Соотношение интенсивности современной геодинамики и теплового поля в пределах Припятской впадины Восточно-Европейской платформы. *1 – краевые разломы; 2 – разломы фундамента с высокими градиентами современных вертикальных движений земной поверхности (выше 5 мм/км/год); 3 – зона разломов фундамента с градиентами современных вертикальных движений земной поверхности выше 10 мм/км/год; 4 – изотермы (°С) на глубине 2,5 км; 5 – нефтяные месторождения; 6 – «пустые» структуры.*

Разгрузки рассолов в наиболее проницаемых и динамичных участках разломов сопровождаются газами разного состава, в том числе и углеводородными и нефтью, которая концентрируется в новообразованном объёме вторичных пор, каверн и трещин в карбонатных, терригенных и вулканогенных породах верхнего девона вблизи проводящих разрывных нарушений.

На рис. 2 приведен геологический профиль Речицкого месторождения, составленный по материалам белорусских геологов и дополненный данными геодинамических параметров, замеренных на Припятском геодинамическом полигоне. Месторождение расположено на поднятом блоке Речицкого регионального разлома, амплитуда которого по фундаменту до 3 км. Залежи нефти локализованы в карбонатных породах, претерпевших значительные вторичные изменения гидротермальной природы, местами закарстованных. Карбонатные породы и несолевые прослои в соленосной толще девона частично растворены и замещены галитом. Тело соляного штока сложено практически чистым галитом и представляет собой зону галитового метасоматоза. Шток сформировался на глубине от 700 до 2000 м в зоне пересечения Речицкого разлома с поперечными нарушениями. По замерам современных движений земной поверхности Речицкий разлом периодически испытывает напряжения растяжения, и в пределах осадочного чехла и фундамента образуются зоны разуплотнения, способствующие разгрузкам флюидных систем.

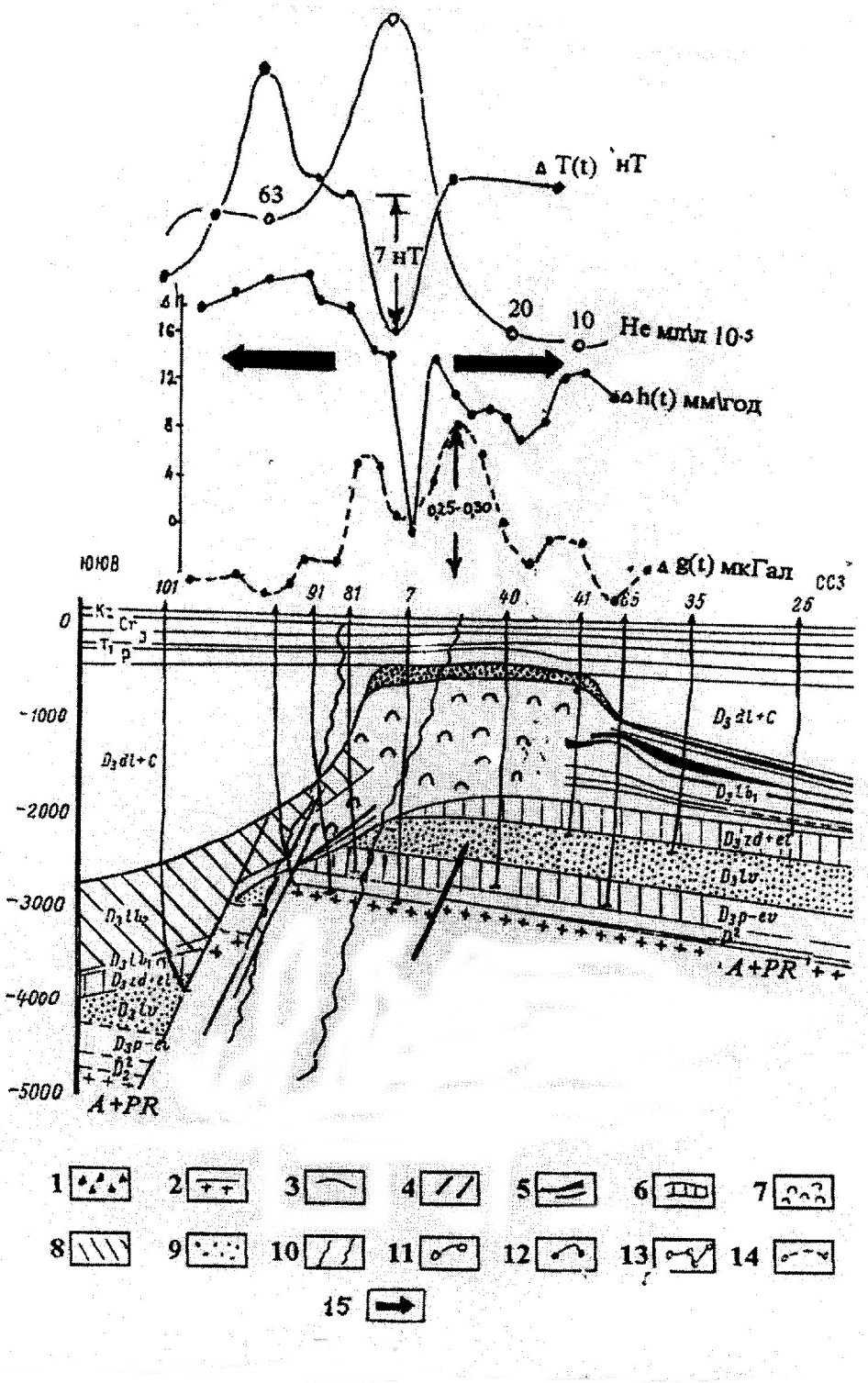


Рис. 2.

Активная динамика зоны пересечения разломов проявляется в геохимической аномалии гелия в водах четвертичных отложений и изменениях во времени гравитационного и магнитного полей, свидетельствующих о происходящих на глубине процессах миграции флюидов и фазовых переходах.

Механизм выпадения солей при разгрузке рассолов из подсолевых отложений и фундамента, где минерализация рассолов достигает значений 600 г/л, легко устанавливается по наблюдениям гидрогеологов в законтурных и внутриконтурных скважинах, вскрывших рассолы в подсолевых отложениях и фундаменте. В этих скважинах быстро образуются соляные пробки до уровня гипсометрической поверхности солевого комплекса, что и отражает те ус-

ловия температуры и давления, которые наблюдаются в проницаемых зонах разломов и определяют гипсометрию поверхности солевого комплекса с раздувами и штоками соли в случае интенсивной миграции рассолов. Эти фазовые переходы при резком увеличении плотности (раствор – соль) могут быть одной из причин вариаций гравитационного поля в проницаемых зонах разломов.

Следует напомнить, что Припятская впадина является северо-западным членом упомянутого линеамента, сформированного системами глубинных разломов, уходящих корнями в мантию юго-восточным продолжением этой системы является Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс. Проявления основного магматизма в этих регионах, происходившие в позднедевонскую эпоху тектоно-магматической активизации, также установлены в нижней части осадочного чехла. Эти проявления изучены достаточно хорошо [11]. Выявлены очаги вулканизма в северной, центральной и южной зонах впадины, а в Донбассе, помимо девонских вулканитов, имеются и более молодые проявления – внедрения даек и силлов, прорывающих палеозойские толщи. Эти внедрения разного состава – от ультраосновных и щелочных до средних и кислых – приурочены также к мантийным разломам, пересекающим с севера на юг Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс. Помимо самих магматических внедрений, установлены и зоны вторичных преобразований вмещающих пород при воздействии поствулканических гидротермальных систем, которые затронули как сами вулканиты (до образования вторичных кварцитов), так и комплексы осадочных пород верхнего палеозоя до мезозоя включительно.

Особенно интенсивно вторичные преобразования пород происходят в приштоковых зонах, в которых отмечены многочисленные рудопроявления сульфидов полиметаллов, ртути, магнетита, а породы в большинстве случаев аргиллизированы [12]. Кроме того, в самих соляных штоках установлены аутигенные минералы гидротермального генезиса (скаполит, мусковит, доломит, магнезит, пирит и др.). Эти данные свидетельствуют о том, что из гидротермальных растворов возникли не только рудопроявления, но также и соли. Большое количество данных о вторичных преобразований пород гидротермальной природы получено при массовом изучении коллекторов нефти и газа в этих регионах. Все приведенные данные позволили считать флюидные системы нефтегазоносных впадин на древней платформе накопленными и современными гидротермальными растворами, которые продолжают разгружаться в зонах тектоно-магматической активизации и в настоящее время [13]. В случае основного, ультраосновного и щелочного вулканизма, как это имеет место на древней платформе, постмагматические гидротермальные системы представляют собой хлоркальциевые рассолы. Аналогом такой системы являются рифтовые впадины Красного моря, Атлантики и Тихого океана. Все эти проявления современных поствулканических гидротерм богаты углеводородными газами и нефтепроявлениями, они являются главным источником при формирования нефтегазовых месторождений и руд. Следует напомнить, что многие рудные элементы переносятся в газовой фазе углеводородами в виде металлоорганических соединений. Особенно это касается самородных элементов.

Таким образом, комплексные исследования современной геодинамики и флюидодинамики помогают понять механизмы формирования многих флюидогенных месторождений, которые контролируются глубинными разломами и активизируются поствулканической гидротермальной деятельностью, а также использовать геодинамические параметры при их поисках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р.Г., Боборыкин А.М., Богино В.А. и др. Глубинные сейсмические зондирования на территории Белоруссии // Геофиз. Журнал. – 1986. – Т. 8. – № 4. – 3-8 с.
2. Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба.// – Минск: Наука и техника, 1977.

3. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Особенности соотношений между современными вертикальными движениями, геофизическими полями и глубинным строением земной коры.// Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. – Минск, Наука и техника, 1969. – С. 5-21.
4. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. – М. Наука, 1989. – 200 с.
5. Цибуля Л.А.,, Люсова Л.Н., Смирнова Е.В. Тепловой поток в Припятском прогибе и Балтийской синеклизе (калининградская область // Методика и результаты геолого-геофизических нефтепоисковых исследований в Припятском прогибе. – Минск: Наука и техника, 1984. – С. 102-111.
6. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба // Докл. Ан БССР. – 1988. – Т. 32. – № 1. – С . 49-52.
7. БулинН.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям // ЦентрГЕОН. – М., 2000. – 194 с.
8. Багдасарова М.В., Сидоров В.А. Современная динамика зон разломов нефтегазоносных территорий и новый геодинамический критерий поисков залежей углеводородов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2002. – № 12. – С. 9-16.
9. Ржанников В.Е. Некоторые результаты проявления низкотемпературной гидротермальной деятельности в Припятском прогибе // Проблемы тектоники Припятского прогиба. – Минск, 1974. – С. 184-187.
10. Багдасарова М.В. Роль гидротермального процесса в формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. – 1997. – № 4. – С. 42-53.
11. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наукова Думка, 1977. – 176 с.
12. Шумлянский В.А. Киммерийская иеталлогеническая эпоха на территории Украины. – Киев: Наукова Думка, 1983. – 217 с.
13. 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.

УДК 550.4:551.2; 550.4:551.3

УСТАНОВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВРЕМЕНИ АЛУНИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАГЛИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ (АЗЕРБАЙДЖАН)

О.Д. Багирбекова, Р.С. Джафарова, Д.Р. Мирзоева

Институт геологии НАН Азербайджана, г. Баку, Азербайджан

Загликское алунитовое месторождение является одним из крупнейших в мире. Оно расположено в северо-западной части Дашкесанской синклинали, сложенной вулканогенными и осадочными образованиями верхнего байоса, бата, келловея, оксфорда и кимериджа, прорываемыми верхнеюрским одноименным интрузивом. Алунитдагский и Кырвакарский участки месторождения стратиграфически приурочены к горизонту, ограниченному известняками лузитана и вулканитами кимериджа. У с. Шарукар в нижней части северного склона г. Кемеркая на верхнебатских отложениях залегает горизонт желтых туфопесчаников нижнего бата, а выше – туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники верхнего бата, перекрываемые маломощным горизонтом аргиллитов и песчаников келловея, сменяющимся мощным

горизонтом карбонатных пород оксфорд-лузитана. Выше располагается алунитовая толща, покрывающаяся через слой желтых туффитов вулканогенными породами кимериджа. Последние прорываются габброидными интрузиями и дайками основного и кислого состава.

Дашкесанская синклиналь осложнена сдвиго-сбросовыми разрывами, благодаря чему наблюдается поясовая форма толщи, ступенчатость рельефа и блоковая структура месторождения.

Об алунитах Заглика имеются сведения в работах ряда исследователей Малого Кавказа, в том числе Д. Соколова, Е. Эйхвальда, Г. Абиха, К.Н. Паффенгольца и др. Академик М.А. Кашкай начиная с 1939 года, занимался изучением алунитов Заглика и других месторождений мира. Результаты нашли отражение в его монографии «Алуниты их генезис и использование» [4].

Согласно М.А. Кашкаю [4] алуниты Загликского месторождения относятся к эпитермальному генетическому типу, связанному с интрузивным магматизмом и образовались в результате воздействия на вулканогенные алюмосиликатные породы оксфорд-кимериджа сернокислых ювенильных гидротермальных растворов, отделившихся от Дашкесанского интрузива.

Экспериментальные исследования по изучению физико-химических условий алунитообразования [5] показали, что для алунитизации алюмосиликатных пород необходимо присутствие сернистых газов (SO_2, SO_3, H_2S) и источника, продолжительно выделяющего тепло. В качестве последнего, по мнению М.А. Кашкая, для Дашкесанской группы алунитовых месторождений выступает одноименный полифазный интрузив верхне-юрско – нижнемелового возраста.

По мнению М.В. Дубовецкой [10] Загликские алуниты образовались благодаря воздействию на туфогенные алюмосиликатные породы оксфорд-кимериджа вод поверхностного происхождения, обогатившихся сульфатами при окислении пирита. С этим нельзя согласиться, т.к. пирит не характерный минерал для вулканогенных пород верхней юры и редкие пиритизированные слои в алунитовой толще являются более поздними, чем оруденение.

По Р.Н. Абдуллаеву [1] алуниты Дашкесанской группы месторождений образовались в результате воздействия на терригенные породы оксфорд-кимериджа либо фумарольных газов, либо гидротермальных растворов, обогащенных серой в процессе вулканической деятельности в морских условиях в кимериджское время. Однако, в этом случае «алуниты являлись бы более ранними образованиями, чем интрузивы и следовательно, высокотемпературное воздействие последнего, несомненно, должно было бы подвергнуть алуниты обычному термическому разложению» [5]. Кроме того, этой гипотезе противоречит еще и то, что для образования пирофиллита, зуниита и корунда, ассоциирующих с алунитом, необходима высокая температура, которая отсутствует в низкотемпературных морских условиях.

Согласно М.А. Кашкаю [4] алунитообразование в Дашкесанском рудном районе генетически связано с III-фазой одноименного интрузива, т.к. не наблюдаются признаки наложения на алуниты его последней фазы – дайкового комплекса, которое подтверждается также данными изотопных анализов.

Как видно из изложенного, некоторые вопросы генезиса алунитов Загликского месторождения остались открытыми. К ним относятся уточнение времени алунитообразования и установление источника сернистых соединений, изотопный анализ которых позволит судить об источнике рудного вещества и условиях формирования месторождения алунитов.

Как указано выше, большой интерес представляет установление времени алунитовой минерализации в Дашкесанском рудном районе, в отношении которого мнения специалистов расходятся. Последнее диктовало необходимость привлечения методов абсолютного датирования. Определение абсолютного возраста алунита не представлялось возможным по классической методике K-Ar геохронометрии. Поэтому были предприняты попытки определить время алунитообразования по возрасту генетически связанного с ним Дашкесанского интру-

зивного комплекса, т.к. по мнению ряда исследователей Малого Кавказа алунитообразование в Дашкесанском рудном районе связано с эндогенной деятельностью одноименного интрузива. Однако и возраст Дашкесанского интрузива тоже был дискуссионным: одни исследователи считали его меловым образованием, другие – верхнеюрско-нижнемеловым. Для однозначного решения этого вопроса необходимо было привлечение изотопных методов определения возраста.

Абсолютный возраст Дашкесанского интрузива (141 млн. лет) был определен в лаборатории радиогеохронологии Института Геологии НАН Азербайджана калий-аргоновым методом [2]. Полученная цифра соответствует верхней юре. При определении возраста самого алунита, мы натолкнулись на определенные трудности. Это было связано с выделением огромного количества воды (~ 15 %) и сернистых газов (~ 39 %) при плавке. Последние способствовали преждевременному перегоранию спирали в процессе плавления, что, естественно, приводило к неполному выделению аргона из образца и тем самым занижению возраста. В то же время в камере анализатора масс-спектрометра сернистые газы способствовали накладке на Ar^{40}, за счет двойной ионизации, что явилось причиной «удревнения» данных абсолютного датирования. С целью устранения этих недостатков в лаборатории «Изотопной геологии и геохронологии» НАН Азербайджана нами была разработана специальная методика [3], которая позволила устранить эти недостатки, введением в систему Хлопина-Герлинга дополнительных реактивов и получить истинные значения возраста алунитов и тем самым доказать пригодность этого минерала для абсолютного датирования *K-Ar* методом. Результаты радиологических исследований алунита приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Результаты радиогеохронологических исследований алунитов Загликского месторождения

№ пп	№ обр.	Место взятия образца	*K*, %	$Ar^{40}_{рад}$ г/г × 10^{-9}	Возраст, млн. лет	Стратигр уровень
1	1658		4.88	47.6	138	Верхняя юра (140 млн. лет)
2	1658	«	4.88	49.6	144	
3	1737	«	4.85	48.4	141	
4	1737а	«	4.00	37.6	134	
5	1737а	«	4.00	39.7	140	
6	1659	г. Кырвакар	6.26	61.7	140	
7	1659	«	6.26	61.4	139	
8	1659	«	6.26	63.3	143	
9	1659	«	6.26	64.4	146	
10	1659	«	6.26	59.0	134	
11	1659	«	6.26	61.2	139	

Второй, рассматриваемый нами в данной статье вопрос по генезису алунитов, относится к источнику рудного вещества и условиям формирования Загликского месторождения, для решения которого необходимо было привлечение данных анализа изотопного состава серы в руде, вмещающей толще и предполагаемом геологическом теле – интрузиве.

С этой целью в Дашкесанском рудном районе, по образцам, отобранным Ф.К. Шипулиным, В.И. Виноградовым проведены изотопные исследования [10], результаты которых отражены на рис. 1.

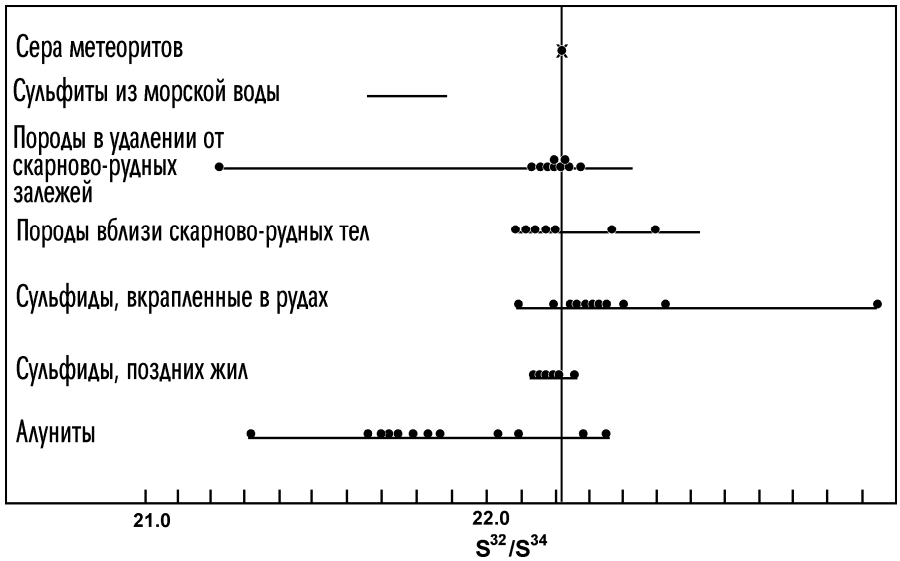


Рис. 1. Диаграмма изотопных отношений серы в рудах Дашкесана (по Ф.К. Шипулину)

При изотопном анализе серы в качестве Международного эталона принята сера троилита метеорита Каньон Диа-Боло (США), которая характеризуется отношением $^{34}S/^{32}S = 22.22$.

Как видно из рис. 1, алуниты имеют довольно большой диапазон вариации значений $^{34}S/^{32}S$, но в общем концентрируются в пределах интервала 21,3 ÷ 21,8, что отвечает изотопному составу серы морских сульфатов. Последние обусловили не только изотопное утяжеление серы алунитов, но и явились основным реагирующим фактором при алунитизации туфогенных пород. Отдельные значения $\sigma^{34}S$ вплотную приближаются к метеоритному, которое является следствием контаминации серы морских сульфатов с серой мантийного происхождения.

Изотопные отношения $^{34}S/^{32}S$ в сульфидах, вкрапленных в скарно-магнетитовых рудах и сульфидах поздних жил (рис. 1), отвечают ювенильному значению серы. Это обстоятельство, а также сопряженность скарно-магнетитового оруденения и алунитизации указывают на генетическую связь их с Дашкесанским полифазным интрузивом.

Таким образом, Ф.К. Шипулин на основе геолого-петрографических и изотопных исследований пришел к выводу, что «процесс образования алунита может рассматриваться как взаимодействие во внешней части температурного поля интрузий, пористых туфогенных алюмосиликатных пород с пропитывавшим их нагретым раствором, содержащим сульфаты, хлориды и другие соли, унаследованные от морской воды и петрогенных компонентов, выщелаченных из зоны скарнирования, в первую очередь, глинозема, натрия и калия». Причем, скарнообразование и алунитизация представляют собой последовательные звенья единого процесса, происходящие одновременно, поэтому не наблюдаются признаки наложения продуктов этих процессов друг на друга. Выщелаченные из зоны скарнирования нагретыми и отжатыми из интрузива минерализованными водами морского происхождения глинозем и щелочи в последующем этапе участвуют в метасоматических процессах, приводящих к алунитообразованию во флангах скарно-магнетитовых месторождений.

Алунитообразование в Заглике, в основном, связано с алюмосиликатными породами вулканогенного происхождения вмещающей толщи и представляет собой процесс обогащения при его метасоматическом развитии. В этом процессе важную роль играют также сернокислые растворы, нагретые и отжатые температурным градиентом во внешнем поле Дашкесанского интрузива. Сравнение физико-химических условий в Дашкесанском рудном районе с таковыми скарново-рудных месторождений Средней Азии показало, что последние отличаются от первого отсутствием алюмосиликатных компонентов в составе пород вмещающих их толщах. Именно этим обстоятельством объясняется отсутствие алунитовых месторождений в Среднеазиатской скарноворудной провинции [6].

Выводы.

1. Внедрение Дашкесанского интрузивного комплекса, формирование Дашкесанского скарново-магнетитового и Загликского алунитового месторождений представляют собой последовательные звенья единого геолого-геохимического процесса, приуроченного к кимериджскому времени с абсолютным возрастом 140-141 млн. лет.

2. Алуниты Загликского месторождения являются продуктами метасоматических процессов в туфогенных породах, пропитанных морскими водами, обогащенными глиноземом и калием, выщелаченными из зоны скарнирования гидротермальными растворами в результате активной эндогенной деятельности Дашкесанского полифазного интрузива.

3. Источником рудного вещества (Al_2O_3) является вмещающая туфогенная толща алюмосиликатных пород кимериджа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. – Баку: НАН Азерб. ССР, 1963. – С. 228.
2. Багирбекова О.Д. Автореферат кандидатской диссертации. – Баку, 1971.
3. Исмет А.Р., Гасанов Р.К., Абдуллаев И.А., Багирбекова О.Д., Джафарова Р.С. Радиогеохронологические исследования геологических формаций Азербайджана. – Баку: Nafta-Press, 2003. – С. 182.
4. Кашкай М.А. Алуниты, их генезис и использование. – М.: Недра, 1970. – Т. 1, 2. – С. 396, 239.
5. Кашкай Ч.М. Физико-химические условия алунитообразования. – Баку: Элм, 1972. – С. 77.
6. Мацокина Т.М., Хамрабаев И.Х., Баймухамедов Х.Н. и др. // Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии. – Ташкент: ФАН, 1977. – С. 5-17.
7. Паффенгольц К.Н. Дашкесан и Заглик // Тр. Геол. ком., нов. Серия. – Вып. 170. – 1928.
8. Соколов Г.Н. Алюминит // Минеральные ресурсы капиталист. стран. – М.: Недра, 1964.
9. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. – М.: Мир, 1983. – С. 156.
10. Шипулин Ф.К Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). – М.: Наука, 1968. – 209 с.

УДК 551.72+551.24+552.4

О КОМПЛЕКСЕ ОСНОВАНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СКВАЖИНЫ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков, В. М. Саватенков

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Сведения о глубинном строении и составе докембрийской коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита (ФЩ) на стыке с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) базируются главным образом на данных геофизических исследований [1, 2, 3 и др.] или немногочисленных материалах бурения в прибалтийских странах [4, 5 и др.]. Недостаточность геолого-петрологические данные по породам фундамента для российской территории зоны стыка является, по-видимому, главной причиной разной трактовки [6, 7, 8] глубинного строения.

Сравнительно недавно (1994-2000 гг.) была пробурена скважина, которая позволяет получить информацию о составе толщ под 260-метровым покровом палеозойских глинисто-песчанистых отложений. Скважина расположена в пределах Санкт-Петербурга (рис. 1), ее глубина забоя составляет 1008 м. Из керна скважины изготовлена коллекция петрографиче-

ских шлифов (168 шт.), для некоторых типов пород определены содержания главных (13 образцов), редких и редкоземельных (4 образца) элементов, проведено U-Pb изотопное исследование цирконов (2 образца) и изучена Sm-Nd система (2 образца). Петрологические и U-Pb, Sm-Nd исследования проводились в ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

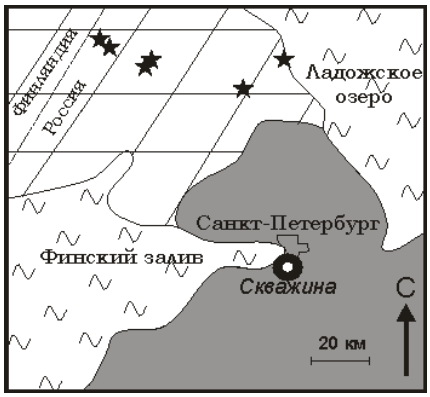
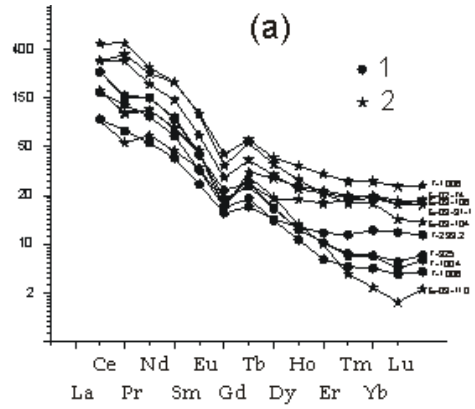


Рис. 1. Схема расположения скважины глубокого бурения. *Звездочками показаны сравниваемые плагиограниты ФЩ*



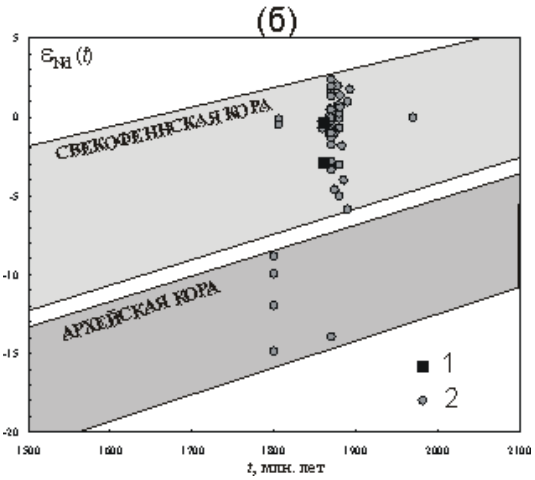


Рис. 2. Нормированные к хондриту спектры распределения редких земель (а) и диаграмма в координатах t-εNd(t) (б) для изученных пород. *(а): 1- тоналиты и плагиограниты из скважины, 2- интрузии из южной оконечности ФЩ. (б): 1- породы из скважины, 2- породы С. Приладожья*

Осадочный покров прослежен до глубины 260 м и относится к трем стратиграфическим горизонтам: четвертичные суглинки и глины до глубины 11.3 м, кембрийские глины в интервале глубин 11.3-51.9 м и верхневендские глины, алевропесчаники, песчаники в интервале глубин 51.9-260 м.

Начиная с глубины 260 м и до забоя (1008 м) скважина проходила по породам кристаллического фундамента, состоящего главным образом из слюдистых и высокоглиноземистых гнейсов, а также кислых интрузивных пород, среди которых преобладают двуполевошпатовые граниты. Кроме них встречаются жилы кварц-полевошпатовые разнозернистые, маломощные (1-2 м) дайки диабазов. В нижней части пробуренного разреза распространены амфиболиты (состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки, иногда с куммингтонитом, клинопироксеном, буро-коричневым биотитом). Отмечаются вторичные карбонаты в тектонически ослабленных зонах.

В целом по скважине преобладает юго-восточное, южное направление (120^o-200^o) погружения директивных текстур с углами падения полосчатости и/или гнейсовидности в пределах 15^o-40^o; в отдельных узких диапазонах (первые метры) встречаются тектонические зоны с крутозалегающими элементами рассланцевания.

Гнейсы из скважины имеют минеральные парагенезисы, которые позволяют сделать выводы о *P-T* параметрах их формирования. Наиболее широким распространением пользуются парагенезисы: Bt+Sil+Cdr+Qtz+Kfs+Pl, Bt+Cdr+Qtz+Kfs+Pl, Bt+Qtz+Pl±Kfs±Grt.

Устойчивость метаморфических парагенезисов в глиноземистых гнейсах оценена по программе THERIAK-DOMINO [10] с использованием модифицированной (2005г.) термодинамической базы данных минералов и твердых растворов [11, 12]. Для расчета петрогенетической сетки в координатах *T-P* использовался состав глиноземистого гнейса, наименее

затронутого мигматизацией. Оценивалось также влияние изменения железистости/магнезиальности среды на минеральные парагенезисы. Установлено, что с повышением магнезиальности в гнейсах поле устойчивости граната резко сокращается.

Важное значение для оценки температуры метаморфизма имеет факт отсутствия в породах гиперстена, мусковита, ставролита и гранат-кордиеритового (с калишпатом) парагенезиса. Мусковит встречается как вторичный минерал в некоторых измененных гранитах и гнейсах. Определенное петрологическое ограничение дает также факт развития в гнейсах мигматизации, которая в метапелитах происходит при температурах выше 630-650^{o}C. В совокупности все эти данные позволяют считать, что температурный режим метаморфизма гнейсов ограничен 630-680^{o}C. Верхний температурный предел метаморфизма определяется практическим отсутствием парагенезисов Bt+Sil+Grt+Fsp (Kfs) или Bt+Crd+Grt+Fsp (Kfs). Если учитывать, что замещение парагенезиса Sill+Bt+Qtz происходит при низких давлениях с образованием кордиерита, а с повышением давления последний сменяется гранатом, то верхний предел по давлению будет ~ 4 кбар. Принимая температуру метаморфизма 630-680^{o}C, можно по петрогенетической сетке оценить давление для пород скважины как 3±1 кбар.

Метаморфические породы не могут быть скоррелированы по PT-режиму с большинством метаморфитов, вскрытых на северо-западе ВЕП, так как среди последних преобладают гранулиты средних и умеренно высоких давлений (см. ссылки выше). Однако, по условиям метаморфизма изученные породы имеют сходство с породами, которые найдены в Восточном Литовском домене [4] и частично прослежены на территории Литвы [8 и др.]. Но на территории Эстонии снова выявляются породы гранулитовой ступени метаморфизма повышенных давлений [12], что указывает на сложное блоковое строение погребенного фундамента.

Вещественный состав гнейсов из скважины позволяет говорить об их сходстве с глиноземистыми гнейсами так называемой Приозерской "калиевой" зоны Северного Приладожья [13]. Но последние, также, как и метаморфиты юга ФЩ, содержат в преобладающем большинстве высокотемпературный гранат-кордиеритовый (+калишпат) парагенезис, а в породах из скважины эти минералы вместе не были отмечены. По-видимому, наличие или отсутствие граната совместно с кордиеритом контролируются особенностями химического состава пород (отношением Fe/Mg) и режимом давления. Предположение о том, что гранат-кордиеритовый парагенезис не образуется по причине существования сравнительно низкобарических условий, косвенно подтверждается выявленным в последнее время в региональном масштабе фактом систематического снижения давления метаморфизма пород Свекофеннского пояса по направлению с северо-востока на юго-запад [14]. Нельзя не обратить внимание на то, что *P-T* диапазон метаморфизма вскрытых скважиной пород находится на продолжении тренда, фиксирующего систематическое снижение давления от северной границы свекофеннид (зоны Мейерского надвига [15]) на юго-юго-запад на момент ~1.88-1.86 млрд. лет назад. Появление такого тренда можно объяснить исходя из модели тектонического транспорта свекофеннид на окраинную область Карельского кратона.

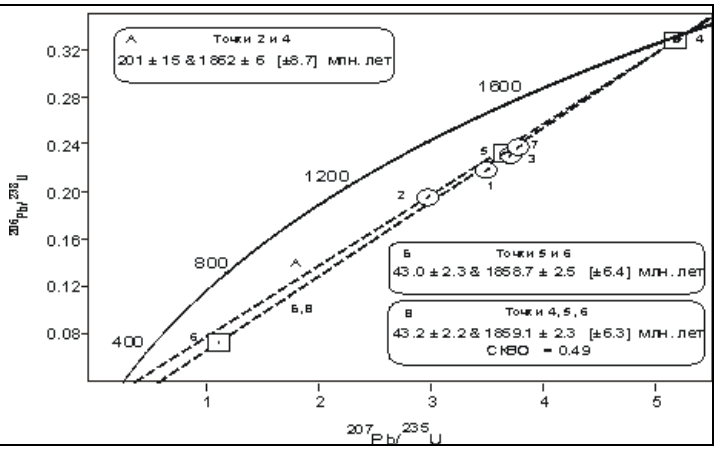
Сравнительный анализ показал, что интрузивные породы скважины (тоналиты и плагиограниты) сходны по спектру распределения редких земель с аналогичными породами, распространенными в южной оконечности ФЩ на территории Северного Приладожья (рис. 2а). Такие же выводы можно сделать при сопоставлении первичных изотопных характеристик неодима (рис. 2б).

Определение возраста выполнено U-Pb методом TIMS по циркону, выделенному из двух образцов керна тоналит-плагиогранитного состава с глубины 923-932 м и 1004 м.

Цирконы представлены полупрозрачными, непрозрачными призматическими кристаллами с тонкой зональностью. В некоторых кристаллах присутствуют протоядра. Выделение кристаллической фазы циркона растворением зерен в HF позволило получить материал с практически совпадающими возрастами. Дискордия, проведенная по точкам фракций циркона из первой пробы (T928) пересекает конкордию в точках, соответствующих двум значениям возраста: 1862±9 и 201±15 млн. лет (рис.3 дискордия А). Учитывая магматическую природу циркона, значение возраста 1862±9 млн. лет принимается за время кристаллизации породы. Второе значение возраста (нижнее пересечение дискордии с конкордией) не

имеет геологического смысла. Во второй пробе (Т1004) возраст породы (1859±6 млн. лет) определен также по верхнему пересечению дискордии с конкордией (рис. 3, дискордия Б). Нижнее пересечение дискордии с конкордией близко к нулю (43±2 млн. лет). Отметим, что практическая одновозрастность двух образцов следует из трехточечной дискордии с малым СКВО (рис. 3, дискордия В), проведенной по трем фигуративным точкам цирконов из этих двух образцов. Итак, полученные датировки 1862±9 и 1859±6 млн. лет позволяют сделать вывод о том, что в пределах погрешности датирования породы имеют одинаковый возраст, что находится в соответствии с геологическими наблюдениями.

Рис. 3. Диаграмма Везерилла для циркона плагиогранитов из скважины. *Погрешности, учитывающие ошибку определения констант распада, показаны в квадратных скобках. Проведены три дискордии А, Б, В: А – проба Т928; Б – Т1004; В – для трех фракций цирконов из двух проб, предполагая их генезис из единого расплава. Ошибка измерения Pb/U отношений 0.5% (2s)*



Оценивая строение, вещественный состав и изотопно-геохимические характеристики пород фундамента, вскрытых скважиной, можно сделать вывод об отсутствии признаков архейской коры в районе заложения скважины.

Таким образом, перекрытый венд-палеозойским чехлом фундамент относится к раннему протерозою и состоит преимущественно из глиноземистых мигматизированных биотитовых, биотит-кордиеритовых, биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсов, которые прорываются гранитами, плагиогранитами и метатоналитами. В нижней части разреза преобладают амфиболовые сланцы и амфиболиты, изредка встречаются неметаморфизованные дайки диабазов и пегматитовые жилы. Вскрытый скважиной метаморфический комплекс по режиму метаморфизма (T=630-680°С, P=2-4 кбар) можно рассматривать как наименее глубинный по сравнению с другими раннепротерозойскими комплексами, по крайней мере, юго-запада Фенноскандии. Систематическое снижение давления минералообразования в раннепротерозойских метаморфических породах по мере удаления на юг от Карельского кратона связано, вероятно, с тектоническим транспортом (надвиганием) свекофеннид на окраину Карельского кратона и их последующей более глубокой эрозией в прикратонной области [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Luosto U. Moho depth map of the Fennoscandian Shield based on seismic refraction data // Univ. Helsinki Rep. 1991. S-25. P. 43-49.
2. Lund C-E., Gorbatschev R., Smirnov A. A seismic model of the Precambrian crust along the coast of southeastern Sweden: the Coast Profile wide angle airgun experiment and the southern part of FENNOLORA revisited // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 93-111.
3. Abramovitz T., Thybo H., Perchuc E. Tomographic inversion of seismic P- and S-wave velocities from the Baltic Shield based on FENNOLORA data // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 151-174.
4. Skridlaite G., Motuza G. Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 113-133.
5. Obst K., Hammer J., Katzung G. et al. The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea: insights from the G 14–1 off-shore borehole // Int. J. Earth Sci. 2004. V. 93. P. 1-12.

6. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G. et al. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 39-66.
7. Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К. и др. Восточно-Европейский кратон - палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген // Тектоника земной коры и мантии. Мат. XXXVIII Тектонического совещания. Москва: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 452-456.
8. Bogdanova S.V., Gorbastchev R., Grad M. et al. Eurobridge: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics. 2006. V. 32. P. 599–625.
9. de Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2639-2652.
10. Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2 // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455-522.
11. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 32. P. 833-855.
12. Puura V., Huhma H. Paleoproterozoic age of the East Baltic granulitic crust // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 289-294.
13. Балтыбаев Ш.К,. Левченков О.А. Вулканиты в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3-19.
14. Korsman K., Hölttä P., Hautala T. et al. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of crust in eastern Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1984. V. 328. 40 p.
15. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг - главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353-356.
16. Балтыбаев Ш.К.., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофенниды Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ КАК ФАКТОР АКТИВИЗАЦИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

И.И. Бархатов

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия

Среди многочисленных публикаций, посвященных опасным экзогенным процессам, связанным с тектоническими нарушениями, львиная доля приходится на ″активный″ сейсмотектонический (сейсмогравитационный) аспект проблемы. Между тем феномен присутствия разрывных нарушений как специфических тектонических структур, ответственных за активизацию экзогенных геодинамических процессов, не менее важен как для инженерно-изыскательской и строительной практики (особенно в горно-складчатых областях), так и при оценке изменения гидрогеологических и геоэкологических условий в производствах с негативным воздействием на природную среду, например, при захоронении радиоактивных отходов.

Известно, что активизация экзогенных процессов, в частности оползнеопасность склонов, значительно возрастает в зонах тектонических нарушений, особенно в зонах новейших разломов, разграничивающих блоки с контрастными движениями, или в узлах пересечения разноориентированных разломов, в том числе проявляющих современную актив-

ность [1]. Констатацией этого факта обычно и ограничиваются при описании роли разрывных нарушений при оползнеобразовании или обрушении склона – без анализа их пространственного соотношения и внутреннего строения разрывов.

В Юго-Западном Тянь-Шане, где широко развиты оползни и оползни-обвалы (нередко сейсмовозбужденные), значительная часть из них приурочена к зонам крупных тектонических разломов шириной в сотни метров или к зонам сближенных субпараллельных разрывных нарушений, зачастую разграничивающих палеозойские серицит-хлоритовые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и известняки и мезо-кайнозойские терригенно-карбонатные породы [2].

В большинстве случаев разрывные зоны расположены в средней части перекрывающих их оползневых тел или несколько выше по склону (в верхней 1/3 части), ограничивая окончания боковых стенок срыва оползневого цирка (рис. 1). Они представляют собой ослабленные зоны раздробленных пород, отороченные зонами повышенной трещиноватости, в которых происходит разгрузка подземных вод в виде родников (оползни-обвалы Айни-100, Магиан-100, оползень скольжения Рарз-200 и др., здесь и далее: цифры – объемы в млн. м^3). Примечательно, что у многих оползней верхняя бровка срыва, нередко совпадающая с водораздельной линией, разрывами не пересекается (рис. 1б-г).

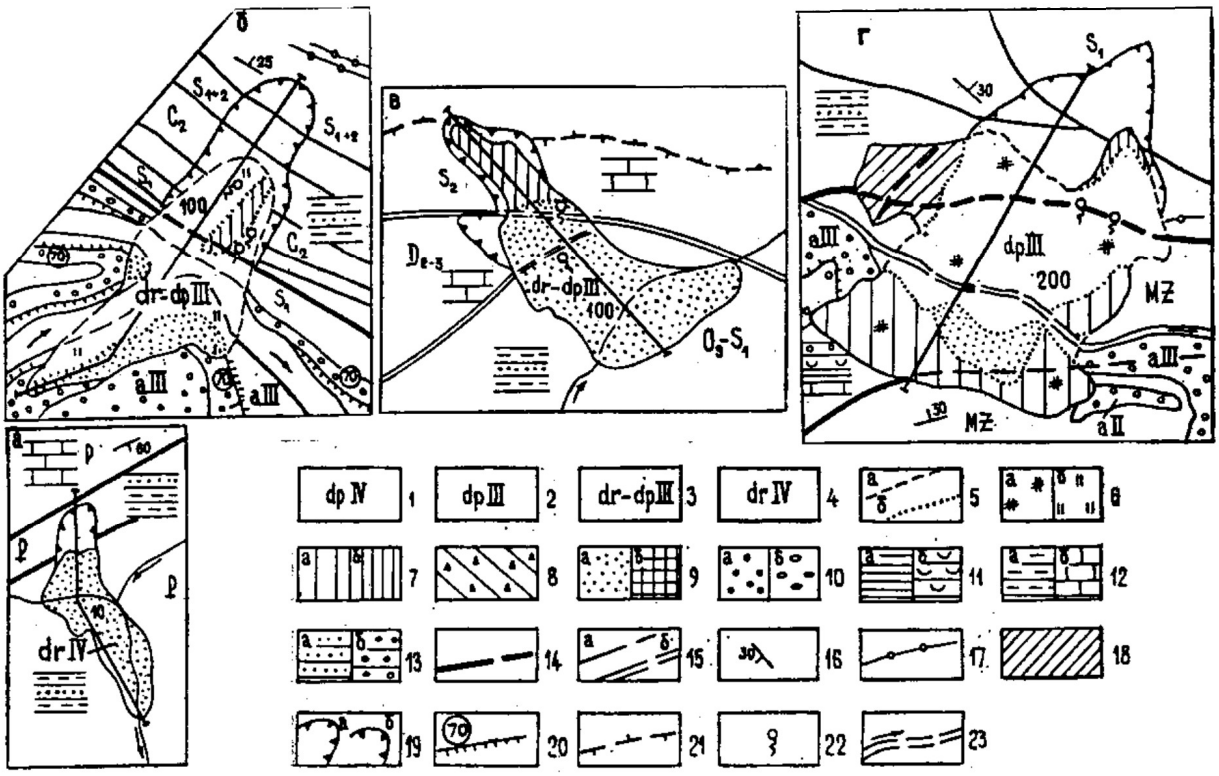


Рис. 1. Геолого-тектоническне условия формирования обвалов и оползней, [Федоренко, 1988] с сокращениями*: а - обвал Эльм-10 (по А. Гейму); оползни-обвалы: б - Айни-100, в - Магиан-100; г - оползень скольжения Рарз-200 (цифры - объем в млн. м^3). 1-2 - оползни, 3 - оползни-обвалы, 4 - обвалы; 5 - границы фаций обвально-оползневых тел; 6 - типы оползней; 7 - оползневые пакеты, сложенные Mz-Kz (а) и Pz (б) породами, 8 - вторичные ступени, 9 - глыбово-щебнистые накопления; 10 - четвертичные отложения; 11-13 - дочетвертичные отложения; тектонические разрывы (взбросо-надвиги): 14 - альпийские региональные, 15 - герцинские; 16 - элементы залегания пород; сейсмодислокации: 17 - трещины и рвы, 18 - разбитые склоны; 19 - нишы отрыва оползней и обвалов; 21 - бровки террас; 22 - родники, 23 - реки*

Однако для ряда крупных оползней и обвалов дизъюнктивная ситуация их подготовки несколько иная – у них ниши отрыва расположены в пределах тектонического блока, огра-

ниченного двумя параллельными разрывами: одним – у верхней бровки срыва, другим – у нижних концов стенки срыва (обвал Эльм-10 1981 г., рис. 1а). К таким образованиям относится также оползень-обвал Карасу-250 в зоне Талассо-Ферганского разлома [3], у которого низовые окончания стенок срыва главной ниши отрыва расположены вблизи осевой зоны разлома, а вершинная её часть приурочена к оперяющему разрыву, параллельному осевой зоне главного разлома. Последняя перекрыта четырьмя синдинамичными оползне-обвальными генерациями – глыбово-щебнистыми и блоково-глыбовой. Смещенные породы висячего крыла разлома представлены силурийскими и девонскими известняками с прослоями сланцев.

Одним из печально известных примеров разрывно-тектонической обусловленности опасных экзогенных процессов, являются выбросы трещинно-жильных вод и рыхлых образований в подземные инженерные сооружения. Такие выбросы породной массы, вследствие катастрофических прорывов подземных вод, отмечались в процессе строительства Северомуйского горного тоннеля БАМ с 1979 г. по 1999 г. Причем в ряде случаев причиной прорывов послужило не сейсмическое воздействие, а климатический фактор – повышение уровня порово-пластовых вод, обусловленное максимумом летне-осеннего питания.

Основной же причиной, осложнявшей проходку Северомуйского тоннеля, а в перспективе определяющей риск эксплуатации, является выброс из разломных зон Ангараканского новейшего горста водонасыщенной грунтовой массы [4]. Всего в тоннеле длиной 15,5 км было пересечено около 500 тектонических нарушений с мощностью разрывных зон до 30-60 м и более со сложным внутренним строением и разными типами связанных с ними тектонитов (рис. 2). С зонами дробления гранитов часто сочетаются зоны повышенной трещиноватости с разными системами трещин отрыва и скола. Преимущественным распространением пользуются прямолинейные разрывы северо-восточного простирания с крутыми (70-90°) углами падения. Разрывные нарушения других направлений уступают им по своим параметрам и обычно выражены зонами дробления и повышенной трещиноватости мощностью до 10 м.

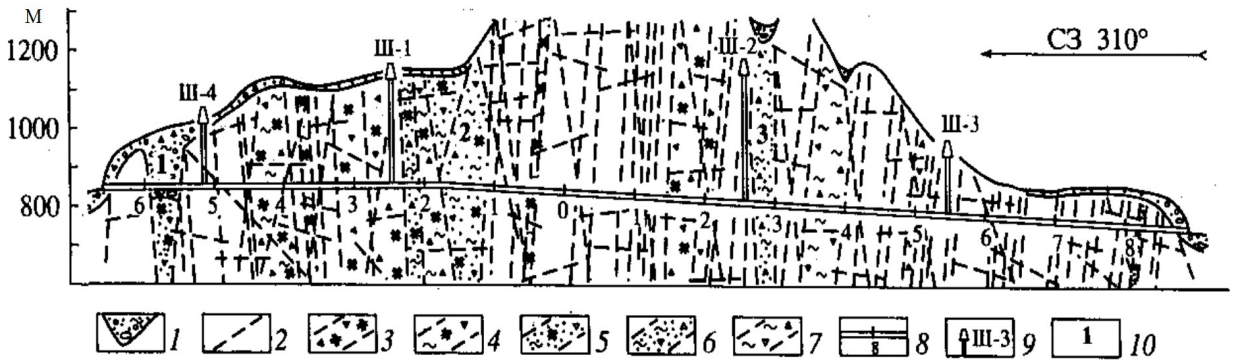


Рис. 2. Схематический геолого-тектонический разрез Ангаракан-Муяканского горста по трассе Северомуйского тоннеля [Шабынин, 2001]. *1 - рыхлые отложения различного генезиса; 2 - зоны разрывных нарушений мощностью более 5 м; зоны разрывных нарушений, выполненные: 3 - сильнотрещиноватыми и дезинтегрированными гранитами, 4 - сильнотрещиноватыми и раздробленными до щебня гранитами с дресвяно-глинистым заполнителем; 5 - сильнотрещиноватыми и раздробленными гранитами с песчано-глинистым заполнителем; 6 - раздробленными гранитами с песчано-глинистым заполнителем; 7 - раздробленными гранитами с глинистым заполнителем; 8 - трасса тоннеля с указанием пикетов (n х 1000 м); 9 - шахтный ствол и его номер; 10 - тектонические структуры: 1 - Итыкитская эрозионно-тектоническая депрессия, 2 - Четвертая тектоническая зона, 3 - Троговый разлом*

Анализ аварийных прорывов в Северомуйском тоннеле показал, что вероятность выброса грунтовой массы в значительной мере зависит от состава и свойств мелкообломочного

заполнителя разрывных нарушений. Было выделено несколько фаций выполнения разрывных зон: а) сильнотрещиноватые и дезинтегрированные граниты; б) сильнотрещиноватые и раздробленные до щебня граниты с дресвяно-глинистым и песчано-глинистым заполнителем; в) раздробленные граниты с песчано-глинистым и глинистым заполнителем [4]. Разрушенное до дресвы состояние гранитов допускает трактовку указанных разрывов как элементов строения очаговой зоны палеоземлетрясений [5], а произошедшие выбросы, в свою очередь, – как факт взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Приведенные примеры активизации экзогенных процессов в зонах разрывных нарушений подчеркивают непреходящую актуальность изучения строения разрывных зон, состава заполнителя зон дробления, геометрии поверхностей сместителя, оперяющих разрывов и зон трещиноватости. Однако вследствие значительной выветрелости и эрозионного размыва участков, пересеченных тектоническими нарушениями, редко удается зафиксировать разрывные зоны в полном объеме, поэтому представляется полезным обращение к опыту моделирования тектонических разрывов в их сравнении с детальными описаниями разрывных зон, наблюденных в природе. К таким объектам можно причислить зоны палеозойских и новейших тектонических разрывов в Прииссыккулье (Кыргызстан) и в отрогах Зеравшанского хребта (Таджикистан), изученные автором при тектонических исследованиях для целей сейсмического микрорайонирования [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям на оползневых склонах Северного Кавказа с целью их хозяйственного освоения. – М.: Стройиздат, 1983. – 68 с.
2. Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 214 с.
3. Матвеев Ю.Д. Закономерности развития грандиозных обвалов и оползней в районе строительства Токтогульской ГЭС // Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. – 1968. – Вып. 2. –С. 245-258.
4. Шабынин Л.Л. Аварийные прорывы в Северомуйский тоннель БАМ в процессе строительства и возможные осложнения при его эксплуатации // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2001. – № 2. – С. 107-115.
5. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.М. и др. Разломы и сейсмичность Северомуйского геодинамического полигона. – Новосибирск: Наука, 1987. – 111 с.
6. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования / Алешин А.С., Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Севостьянов В.В., Федоров С.А., Шмидт Г.А. – М.: Наука, 1982. – 135 с.

УДК 551.24:550.34

СОВРЕМЕННЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДИННО-АРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Т.Я. Беленович, Ю.Г. Кутинов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

Было проведено исследование современного напряженно-деформированного состояния Срединно-Арктического хребта (САХ). Для расчетов использовались данные о фокальных механизмах очагов землетрясений [1]. Было установлено, что в пределах САХ значения компонент тензора деформаций изменяются в широком диапазоне от 0,8 (и более) до $0{,}4 \cdot 10^{-7}$ и менее. Для

характеристики объемной деформации нами анализировались деформациям первого рода $(e_{xx}; e_{yy}; e_{zz})$, изменяющие форму и объем тела.

В пределах Срединно-Арктического хребта поля напряжений меняются три раза (рис. 1). Стабильное (устойчивое) поле напряжений установлено на континентальной части (Верхоянский хребет), далее происходит смена поля напряжений в пределах хребта Гаккеля, где на всем его протяжении отмечено неустойчивое (не стационарное) поле напряжений, что особенно заметно на шельфе моря Лаптевых. Третье изменение поля наблюдается в пределах хребта Книповича, Мона и в Исландском хребте. Здесь оно стабильно устойчивое и по характеру ориентации главных нормальных напряжений растяжения s_2 и сжатия s_1 весьма схоже с аналогичным полем в пределах Верхоянского хребта.

Анализируя ориентацию (азимут простирания) и падение (угол наклона с горизонтом) плоскостей скалывания и сопоставляя эти данные с простиранием Срединно-Арктического хребта, можно видеть, что простирание и падение плоскостей в его пределах весьма сложное. На всем протяжении с юго-востока на северо-запад плоскости скалывания периодически переориентированы от блока к блоку. И лишь в отдельных блоках одна из плоскостей скалывания простирается вдоль осевой линии САХ (рис. 1). Здесь же на рисунке в виде блок-схем показаны объемные деформации земной коры, полученные из расчетных данных компонент тензора деформаций $(e_{xx}; e_{yy}; e_{zz})$. Длина, ширина и высота параллелепипеда соответствует положительным либо отрицательным расчетным значениям компонент деформаций в географической системе координат. Элементарные объемы, для которых находились параметры сейсмотектонической деформации, имели размерность 7° по широте и долготе и 33 км по глубине (глубже 33 км землетрясения, у которых определены механизмы очагов, не зафиксированы). Размер элементарного объема определялся исходя из малочисленности определений параметров механизмов очагов. Минимальное количество землетрясений, входящих в ячейку, составляло 2, максимальное – 5.

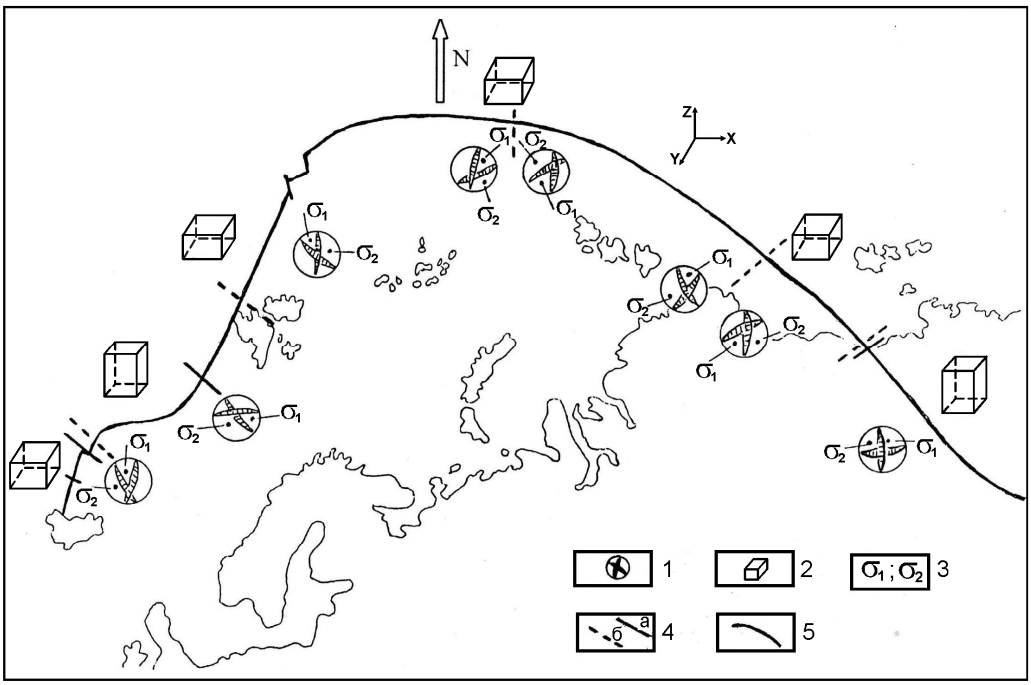


Рис. 1. Схема полей напряжений в пределах Срединно-Арктического хребта. *1 – диаграммы плоскостей скалывания в проекции на верхнюю полусферу стереографической проекции; 2 – блок-схемы деформаций земной коры; 3 – траектории главных нормальных напряжений: растяжения s_2, сжатия s_1; 4 – границы участков (блоков) с различными: а – полями напряжений, б – деформациями; 5 – простирание Срединно-Арктического хребта*

На картах компонент e_{zz}, e_{xx}, e_{yy} тензора сейсмотектонической деформации в пределах Срединно-Арктического хребта отчетливо выделяются: Верхоянский хребет, хребты Гаккеля, Книповича, Мона и Исландский хребет. Значения компонент изменяются в довольно широком диапазоне величин $(0{,}8-0{,}4)\cdot 10^{-7}$. Положительные значения соответствуют растяжению, отрицательные – сжатию вдоль соответствующих осей. Верхоянский хребет характеризуется положительными значениями компонент e_{zz}, e_{xx} и отрицательными значениями e_{yy}; хребет Гаккеля на всем своем протяжении характеризуется отрицательными значениями компоненты e_{zz} и положительными значениями компонент e_{xx}, e_{yy}. Аналогичные значения отмечены и в пределах хребта Книповича. Из этого следует, что по характеру деформационных процессов хребет Книповича является продолжением хребта Гаккеля. Аналогичная ситуация наблюдается и в полях напряжений и типах подвижек в очагах землетрясений. В пределах хребта Мона значения компонент по знакам совпадают с их значениями (+, +, –) в пределах Верхоянского хребта. Далее, за хребтом Мона, наблюдается совпадение значений компонент по знакам в пределах хребтов Гаккеля–Книповича и Исландского хребта. Сейсмодеформации здесь также совпадают, что подтверждается определениями сводных фокальных механизмов очагов землетрясений, и блок-схемами объемных деформаций.

Компоненты тензора средней сейсмотектонической деформации дают представление лишь об изменении величины элементарного объема осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по таким данным представить деформацию элементарного объема в целом достаточно трудно. Поэтому рассчитывался коэффициент Лоде-Надаи, описывающий характер деформирования, используя величину которого, можно выделить однородно деформируемые области (участки, блоки). В предположении квазиоднородного деформирования всего сейсмоактивного слоя (H = 0-30 км.), для Срединно-Арктического хребта, были определены параметры тензоров $(e_{xx}; e_{yy}; e_{zz})$ средней сейсмотектонической деформации для землетрясений различных магнитуд от (M = 5,6) до (M = 2,8).

По распределению значений компонент $e_{xx}; e_{yy}; e_{zz,}$ направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации [2] и по значениям коэффициента Лоде-Надаи, территориально САХ делится на отдельные блоки, где на фоне сдвиговых деформаций отчетливо проявляется чередование участков с деформацией сжатия, с участками растяжения.

Исследования миграции очагов землетрясений в районе о. Шпицберген, позволили предположить, что в пределах зоны должны существовать кольцевые (или вихревые) структуры, поскольку перемещение эпицентров землетрясений происходит против часовой стрелки от направления на север [3]. В работе [4] сделан вывод, что в пределах области сочленения Северо-Атлантической и Арктической систем, очаги землетрясений мигрировали по полукруговой траектории в направлении по часовой стрелке от севера хребта Книповича до его центральной части, а далее на север к Шпицбергенской зоне разломов. Анализ полученных данных говорит, что в пределах области сочленения вышеуказанных систем, должна существовать зона (или перемычка) относительно которой проявляется разнотипная (лево- и правосторонняя) миграция в очагах землетрясений, т.е. различный разворот блоков по разные от нее стороны. Этот вывод подтвердился анализом осей главных нормальных напряжений сжатия. В пределах зоны перемычки, оси напряжений сжатия ориентированы вкрест простирания хребта (взбросовый тип подвижки в фокальных очагах землетрясений). В то время как в блоках с разворотом, оси сжатия ориентированы вдоль простирания хребта (типично сдвиговый механизм очага). Полученные результаты говорят о том, что выделяемый узел является связывающим звеном между срединно-океаническими хребтами Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна (хр. Гаккеля).

Результаты расчетов коэффициента Лоде-Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля за счет весомого вклада наиболее сильных (M=5,0-5,6) землетрясений имеет вид простого сдвига $(m_e = 0{,}07 - 0{,}09)$; для Шпицбергенской зоны разломов и хребта Книповича – сжатия $(0{,}28 \le m_e \le 0{,}81)$; в пределах зоны перемычки – растяжения $(-1 \le m_e \le -2)$.

Выводы.

1. В пределах САХ установлено сложное напряженно-деформированное состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций меняются три раза. Стабильное поле напряжений установлено в пределах хребтов: Верхоянского, Книповича, Мона и Исландского. В пределах хребта Гаккеля отмечено неустойчивое (не стационарное) поле.

2. Границы смены полей напряжений и деформаций в пределах хребта на юго-востоке установлены на шельфе моря Лаптевых – на северо-западе в зоне сочленения хребтов Гаккеля и Книповича. Установленные границы выделены впервые.

3 Значения коэффициента Лоде-Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля имеет чисто сдвиговый характер $(m_e = 0{,}07 - 0{,}09)$.

4. Значения $(0{,}28 \le m_e \le 0{,}81)$ коэффициента Лоде-Надаи (деформация сжатия и взбросо-сдвиговый тип подвижки в очагах землетрясений) отмечены в пределах хребта Книповича и Шницбергенской зоны разломов, в зоне перемычки $(-1 \le m_e \le -2)$ деформация растяжения и сбросо-сдвиговой тип подвижки в очагах.

5. Выявлена зона (или перемычка), в пределах которой отмечен различный разворот блоков по разные от её стороны. Таким образом, земная кора Срединно-Арктического хребта характеризуется сложным напряженно-деформируемым состоянием, которое наряду с другими геолого-геофизическими параметрами определяет современный геодинамический режим земной коры хребта и контролирует протекающие в ней процессы. Полученные результаты, говорят о специфичности геодинамики Арктического сегмента земной.

Затем проводился анализ геодинамического режима Арктического сегмента в целом. Исследования были выполнены на основе комплекса экспериментальных и расчетных методов с использованием элементов тензорного анализа и расчетных формул механики трещиноватых сред. Полученные результаты базируются на анализе сейсмичности, фокальных механизмов очагов землетрясений, направлениях векторов скольжения горных масс и данных GPS-станций. Использовалась также авторская разработка по расчету векторов скольжения горных масс, определение каждого из которых основано на использовании данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, что позволяет получать новые представления о напряженно-деформируемом состоянии земной коры [5]. В результате была разработана комплексная схема геодинамического режима Арктического сегмента земной коры (рис. 2).

В процессе исследования получены следующие основные результаты: а) на основе данных о фокальных механизмах очагов землетрясений и определения векторов скольжения горных масс проанализирован геодинамический режим Севера Евразии на глобальном (взаимодействие трех литосферных плит: Евроазиатской, Северо-Американской и Гренландской), региональном (Евроазиатская плита) и локальном (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) уровнях; б) по миграции очагов землетрясений; типам подвижек и ориентации осей напряжений в пределах области сочленения, вышеотмеченных систем, выявлена зона (или перемычка), в пределах которой отмечен различный разворот блоков по разные от неё стороны (рис. 2).

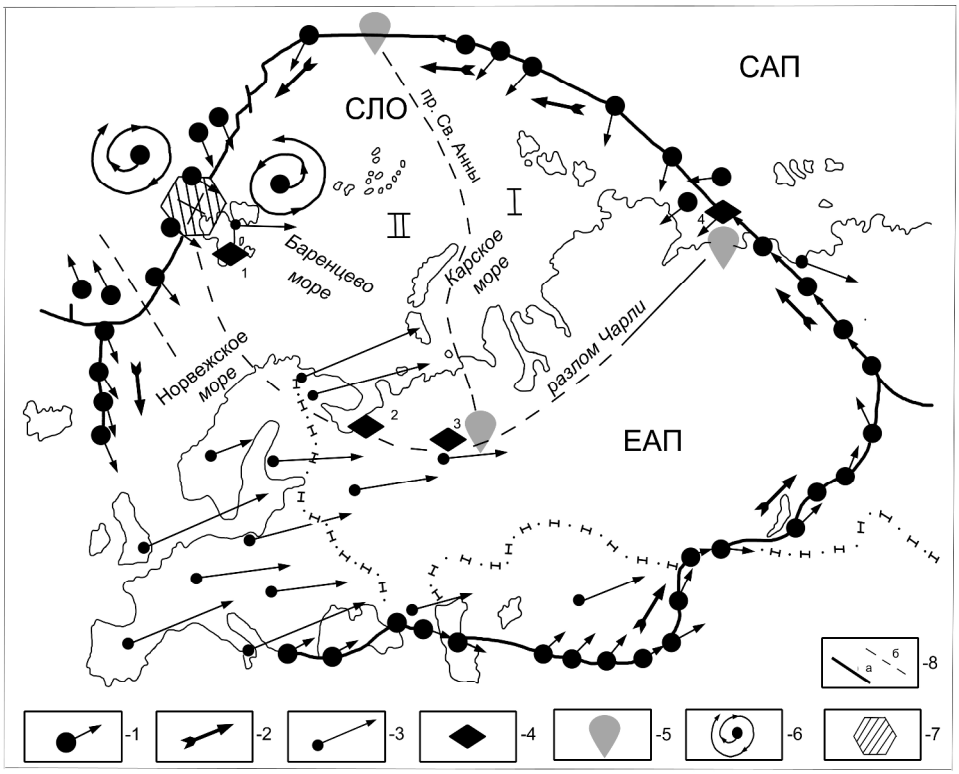


Рис. 2. Схема современного геодинамического режима Арктического сегмента. *1 - направления векторов скольжения горных масс в очагах сильных* $(M \geq 5.0)$ *землетрясений; 2 - генерализованное направление векторов; 3 - направления векторов движения по данным спутниковой сети GPS; 4 - региональные зоны, в пределах которых проявились левосдвиговые смещения; 5 - полюса вращения литосферных плит; 6 - схемы разнотипной (лево – и правосторонней) миграции в очагах слабых (M=2.8-3.5) землетрясений; 7 - зона-перемычка, разграничивающей разнотипную миграцию; 8 - граница Евроазиатской литосферной плиты (а); граница, выделенных микроплиты и суперблоков (б). ЕАП - Евроазиатская литосферная плита; САП - Северо-Американская*

Таким образом, земная кора Срединно-Арктического хребта характеризуется сложным напряженно-деформируемым состоянием, которое наряду с другими геолого-геофизическими параметрами определяет современный геодинамический режим земной коры и контролирует протекающие в ней процессы; в) анализ геодинамической обстановки по трем взаимоувязанным уровням позволил выявить неустойчивость геодинамической системы в пространстве, выявить особенности проявления сейсмичности, которая определяет устойчивость крупных инженерно-технических сооружений; г) полученная модель позволяет сделать вывод о сложном пространственном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующем нелинейную структуру напряженно-деформированного состояния земной коры, где взаимодействие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений, что необходимо учитывать при добыче и транспортировки нефти в условиях Севера, особенно при проектировании морских трубопроводов.

В пределах Евроазиатской плиты были проанализированы четыре региональные зоны, в которых также выделены левосторонние вращения [6]: район о. Шпицберген; морфоструктурный узел сочленения Беломорского геоблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны; Полюдовское поднятие; Лаптевоморский шельф (рис. 2). Из анализа материалов следует вывод о том, что исследуемые зоны создают локальные (в пределах своих территорий), региональные (в пределах их объединений) и глобальные (в пределах самой Евроазиатской плиты) левосторонние вращения.

Кроме вышеперечисленных исследований, были проведены расчеты энергоемкости блоков земной коры в пределах Севера Русской плиты [2]. Результаты показали, что сдвиговые деформации Pr в пределах сейсмически активного Беломорского геоблока и

Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны равны (22-24) $\cdot 10^9$дж/м^3 при средних значениях (15-17) $\cdot 10^9$дж/м^3.

Аналогичные расчеты были проведены и для хребтов Гаккеля и Книповича в пределах Срединно-Арктического хребта. Значения сдвиговых деформаций хр. Гаккеля варьируют в пределах (24-26) $\cdot 10^9$дж/м^3; для хребта Книповича – (20-24) $\cdot 10^9$дж/м^3.

Деформация геологической среды на уровне блоков земной коры осуществляется путем взаимного перемещения и поворота блоков как целого.

Реальные величины напряжений, при которых протекает процесс разрушения, ничтожны по сравнению с теоретической прочностью пород. Они составляют 10^7-10^8 дин/см^2 и соответствуют реальной прочности тел, т.е. требуется достаточно небольшое приложение сил (в геодинамическом смысле) для превышения порога прочности.

Кроме того, в пределах хребтов Гаккеля и Книповича по ниже следующей формуле был рассчитан параметр дискретности.

$$K_{cp} = (Ne/V)^{-1/3}/L_{cp},$$

где Ne - суммарное число землетрясений в диапазоне магнитуд от $M_{\min}$ до $M_{\max}$; V – величина сейсмоактивного объема; L_{cp} – средняя длина разрывов в сейсмоактивном объеме исследуемых блоков в пределах отмеченных хребтов.

Вариации K_{cp} при $M > 5.0$ равны 0.52, при $M = 5.0$-0.45.

Размер ячейки ΔS принимался 100х100 км.

Для хребта Гаккеля K_{cp} = 0.52-0.55, для хребта Книповича – 0.45-0.48. Выбор хребтов для расчета сделан с учетом различных (взброс, сброс, сдвиг) типов подвижек в очагах землетрясений и различных значений средней сейсмотектонической деформации.

То есть, сейсмоактивные блоки земной коры региона отличаются повышенные значениями величин энергоемкости и параметров дискретности.

Полученные результаты в пределах Северной Евразии, говорят о сложном пространственно-временном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующих нелинейную структуру напряженно-деформируемого состояния земной коры, где взаимодействие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_р_север_а и 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. Беленович Т.Я. О напряженно-деформируемом состоянии земной коры Срединно-Арктического хребта // Вестник ПГУ. – 2005. – № 2 (8). – С. 12-18.
3. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель Севера Евразии // Геофизика XXI столетие: 2006 год: Сб. трудов геофиз. чтений им. В.В. Федынского. – М., 2007. – С. 119-124.
4. Ассиновская Б.А. Землетрясения Баренцева моря. – М.: НГК РАН, 1994. – 126 с.
5. Беленович Т.Я. Современная геодинамика Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Автореф. дис. д. геол.-мин. наук. – М.: МГУ, 1992. – 291 с.
6. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я Геодинамический режим Арктического сегмента по сейсмологическим данным // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Мат. XI межд. научн. конф. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. – С. 206-208.

УДК 550.837

СВЯЗИ ГРАВИМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ВКМ В ИХ ИСТОРИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ

С.И. Березнева

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Вся территория Воронежского кристаллического массива (ВКМ) перекрыта осадочными отложениями, которые представлены осадками начиная с пород каменноугольного возраста и заканчивая современными отложениями. Картирование горных пород кристаллического фундамента и изучение глубинного строения базируется исключительно на геофизических данных. По результатам интерпретации данных аномалий силы тяжести и ее вертикального градиента были получены принципиально новые данные о простираниях аномалий на Воронежском массиве [2]. Были выделены две системы линейных структур: 1) северо-западная и северо-восточная, 2) широтно-меридиональная. Было проведено осреднение измеренных значений вертикального градиента (рис. 1) с различным направлением анизотропии в соответствии с предполагаемым направлением рассматриваемых структур. На карте локальных аномалий вертикального градиента силы тяжести с анизотропным осреднением 45º (рис. 2) выделяются крупные структуры северо-восточного простирания, предположительно раннеархейского возраста. За пределами ВКМ структуры данного возраста и направления выделяет Неволин [5]. На листе М-37-XXXI над синклиналью древних архейских пород северо-восточного наблюдаются линейные аномалии отрицательных значений вертикального градиента силы тяжести, что также может служить фактом древнеархейского заложения структур в северо-восточном направлении [3].

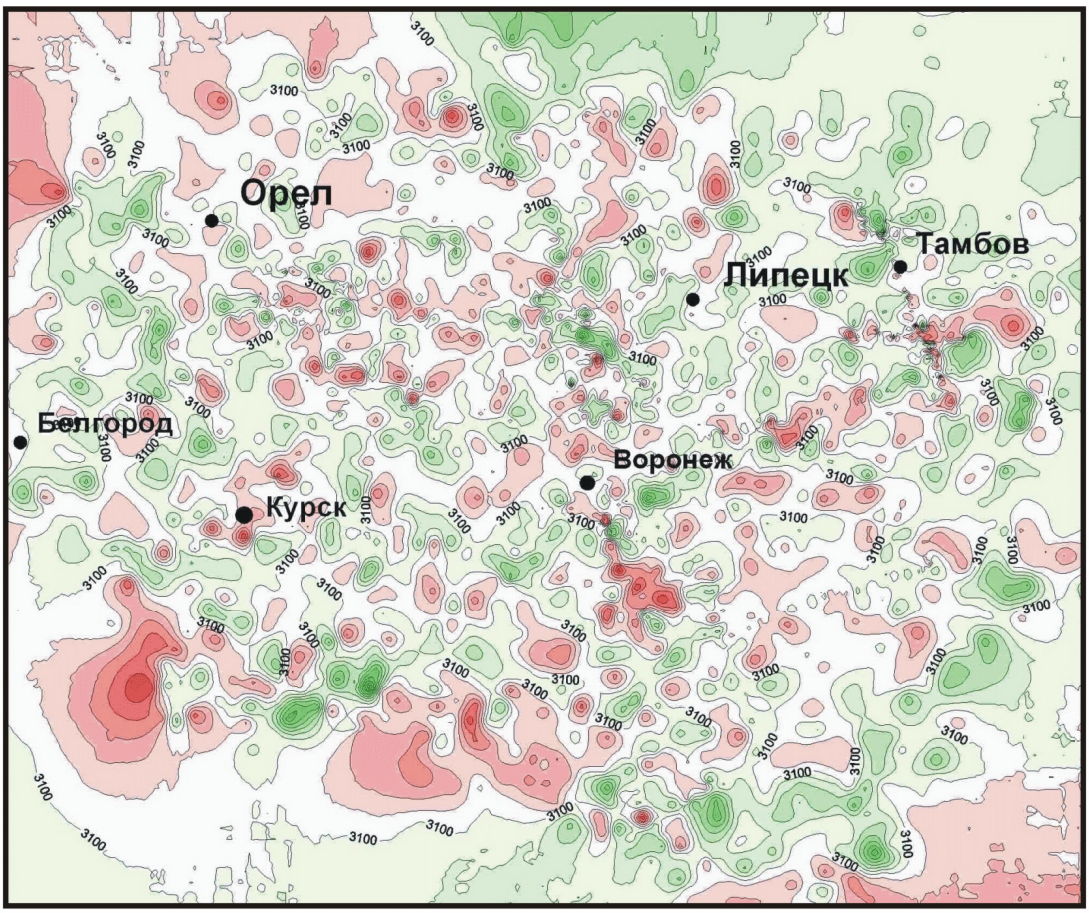


Рис. 1. Карта измеренных значений вертикального градиента силы тяжести

Прослеживаются четкие линейные аномалии северо-западного направления по гравитационному и магнитному полям. Практически ни кем не оспаривается, что указанные линейные аномалии отвечают раннепротерозойскому этапу горообразования. Кроме того, на карте аномалий магнитного поля (рис. 3, см. вкл.) и карте вычисленного градиента (рис. 4, см. вкл.) наблюдается на северо-западе и юго-востоке замыкание изолиний аномалий и, таким образом, вырисовывается замкнутая горно-складчатая область от Орла до Лисичанска. С запада относительно этой области в направлении Калуги уходят аномалии магнитного поля и вертикального градиента меридионального направления.

На Воронежском массиве некоторые геологи выделяют Лосевскую шовную зону вдоль р. Дон, имеющую субмеридиональное простирание. Возможно, если бы она существовала, то она нашла бы свое отражение в аномалиях гравитационного и магнитного полей [1]. Но оси аномалий силы тяжести в данной зоне имеют северо-западное направление. Вероятно, граница между Курским и Воронежским блоками имеет другую геологическую природу, нежели шовную зону.

Широтно-меридиональные системы нашли отражение на картах локальных аномалий вертикального градиента силы тяжести с анизотропным осреднением 0º и в поле силы тяжести. Аномалии меридионального направления относятся, вероятно, к структурам верхнего архея, а возраст пород создающих аномалии широтного направления определить достаточно трудно, но можно предположить, что они относятся к позднему протерозою или раннему палеозою. По крайней мере, активизация указанных разломов, которая появилась излившимися траппами, произошла в девоне (Молотков, Альбеков) [4]. В это время происходила глубинная дифференциация магматических расплавов, а также процессы ассимиляции в сиалической коре. В местах, где изливались трапповые лавы, скорее всего, шло разуплотнение земной коры, а там, где извержений не было, то наоборот – переуплотнение. Поэтому не случайно выделенные зоны разломов сопровождаются не только отрицательными локальными аномалиями силы тяжести, но и положительными.

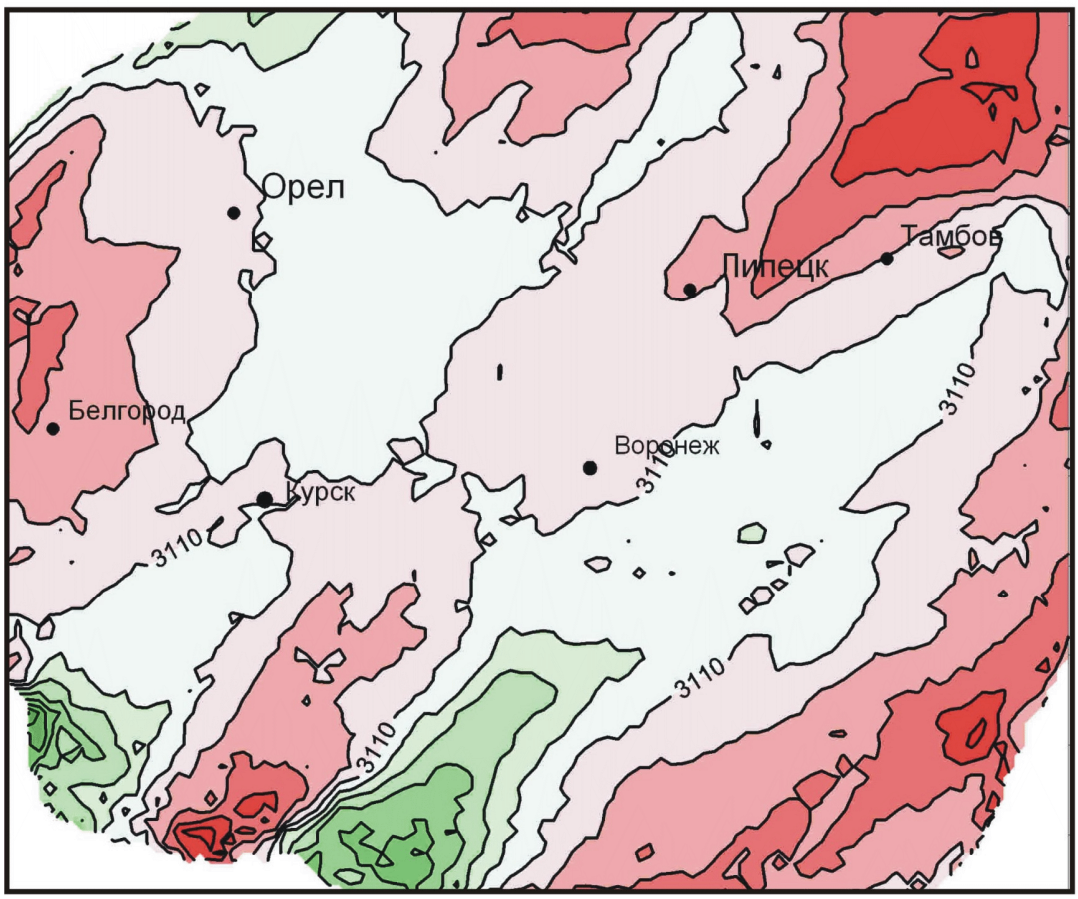


Рис. 2. Карта линейных аномалий вертикального градиента силы тяжести с анизотропным осреднением 45°

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.В. Плотностные неоднородности в земной коре // Геофизика. – 2005. – № 1.
2. Антонов Ю.В., Силкин К.Ю., Черников К.С. Карта вертикального градиента силы тяжести центральной части Воронежского массива // Геофизика. – № 3. – 2006. – С. 53-56.
3. Антонов Ю.В., Силкин К.Ю., Черников К.С. Возможные причины отрицательных аномалий вертикального градиента силы тяжести на Воронежском массиве // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Мат. XII междунар. конф. Воронеж, 18-23 сентября 2006 г. – Том I. – 2006. – С.34-37.
4. Молотков С.П., Альбеков А.Ю. Первое рудопроявление самородной меди, связанной с верхнедевонским базальтоидным магматизмом юго-востока Воронежской антеклизы // Вестн. Воронежского университета. Сер. геол. – № 1. – Воронеж, 2004. – С. 129-142.
5. Неволин Н.В. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. – М.: Недра, 1971. – 120 с.

УДК 550.31+550.34+55 (084.3)+502.58.001.18

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ НЕУСТОЙЧИВЫХ ЗОН ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И СЕЙСМИЧНОСТИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СОЕДИНЁННОГО КОРОЛЕВСТВА ВЕЛИКОБРИТАНИИ И СЕВЕРНОЙ ИРЛАНДИИ

Т.С. Блинова[1], J.R. Evans[2]

[1]Учреждение Российской академии наук
Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия
[2]British Geological Survey, Edinburgh, United Kingdom

Основной целью исследований является совершенствование методики сейсмического районирования слабоактивных территорий, разработанной в Горном институте УрО РАН, составными частями которой является выделение геодинамически неустойчивых зон и расчет сейсмического потенциала этих регионов [1]. Первым этапом данной методики является прогнозирование геодинамически неустойчивых зон с использованием геолого-геофизических данных и сейсмичности (рис. 1). Эти зоны отличаются свойствами среды и динамикой процессов, которые стремятся к их дестабилизации под действием региональных и глобальных сил, и находят свое проявление в сейсмичности. К слабосейсмичным регионам можно отнести территорию Соединённого Королевства Великобритании и Северной Ирландии. Землетрясения с магнитудами, имеющими значения M = 5-6, вызывают разрушения жилья и другие нежелательные последствия в слабоактивных регионах. В данном регионе с помощью стандартных методов получены карты сейсмического районирования, но использование других технологий построения таких карт открывает новые возможности в понимании геодинамики региона и расчета его сейсмического потенциала. Согласно разработанной методике проведен анализ геолого-геофизических и сейсмологических данных, предоставленных Британской Геологической Службой, применены способы выделения геодинамически неустойчивых зон на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных и создана их региональная модель с применением ГИС-технологий для территории Соединённого Королевства.

Первым этапом выделения геодинамически неустойчивых зон является создание электронной базы геолого-геофизических и сейсмологических данных (рис. 1). База данных

была передана Британской Геологической Службой Горному институту УрО РАН, согласно договору о международном совместном научном сотрудничестве между Горным институтом УрО РАН и Британской Геологической Службой. Она была передана в формате геоинформационной системы «ArcGIS», а также в табличном виде, и в процессе работы преобразована в формат аналитической геоинформационной системы «ГЕО» [2]. База данных включает карту рельефа земной поверхности, карту аномального магнитного поля, гравитационную карту в редукции Буге, карту глубины залегания поверхности Мохоровичича, карту современных вертикальных движений земной коры, карту теплового потока, карту плотности пород фундамента, карту разломов с указанием их возраста, результаты регионального профиля LISPB (Lithospheric Seismic Profile in Britain). Переданы данные о глубинном строении, основанные на изучении гравитационного и магнитного поля в интерактивной форме. Базу данных пополнили карты в графическом виде: карта основных генеральных и региональных разломов и геологическая карта Соединённого Королевства и прилегающих территорий. Вторая часть карт, составляющих базу данных, получена в геоинформационной системе «ГЕО» при помощи подсистемы генерирования знаний и фактов. В данной подсистеме была построена карта плотности разломов без учета их рангов. Практически для всех геолого-геофизических характеристик, если это имело физический смысл, были рассчитаны и построены поля горизонтальных градиентов этих параметров. Неотъемлемой частью базы данных является каталог землетрясений. Он был передан Британской Геологической Службой в пределах трапеции φ N = 48…63° – λ E = –11…7°. Каталог содержит 1511 землетрясений с 1382 до 2009 год, магнитуды землетрясений изменяются от 2 до 6,1, глубины от 0 до 33 км. Он был преобразован в формат системы «ГЕО». Для оцифровки региональной модели, полученной в геоинформационной системе «ГЕО», было создано несколько каталогов со значениями магнитуд: M = 2-2,9; M = 3,0-3,9; M = 4,0-4,9; M = 5,0-6,1.

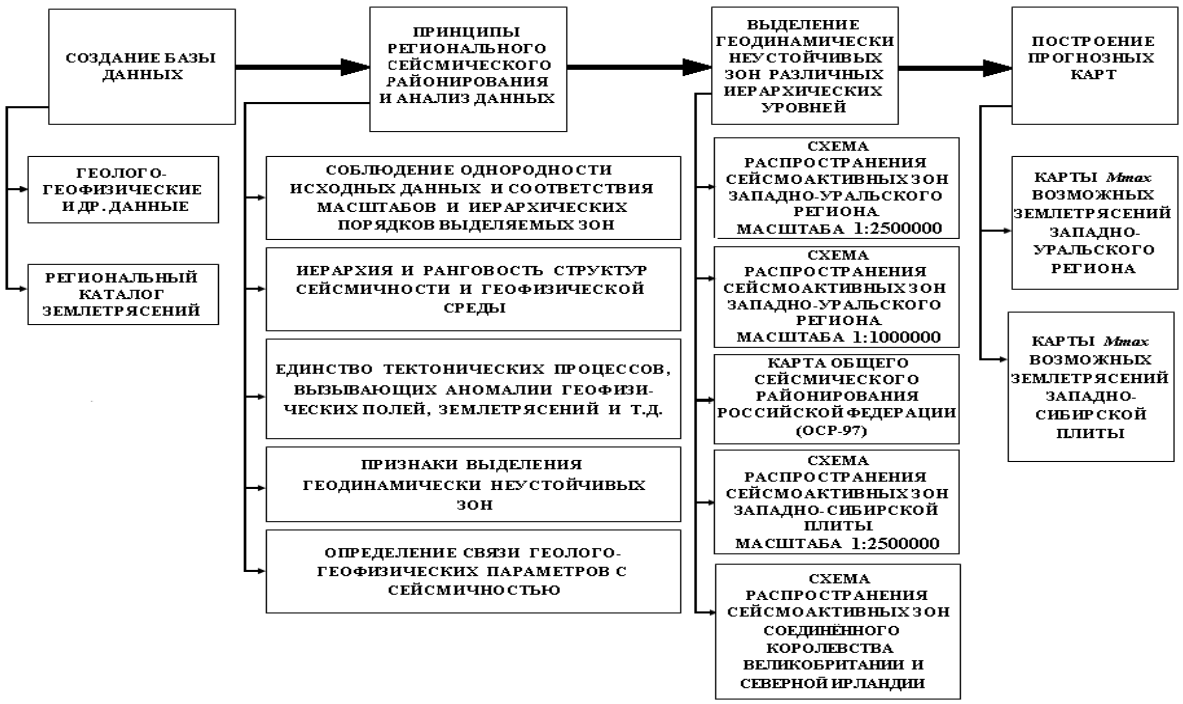


Рис. 1. Схема сейсмического районирования слабоактивных территорий

Вторым этапом разработанной методики является выделение геодинамически неустойчивых зон по комплексу геолого-геофизических данных для территории Соединённого Королевства (рис. 1). Предложенный комплекс признаков выделения таких зон был разработан для Западно-Уральского региона, который располагается в пределах трех геоструктур земной коры: восточной окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральском крае-

вом прогибе и Западно-Уральской складчатой зоне [1], а также использован для выделения таких зон на территории Западно-Сибирской плиты [3].

Однако есть своя особенность в выделении геодинамически неустойчивых зон в пределах Соединённого Королевства. Большое количество землетрясений в данном регионе не позволяет учитывать сейсмичность при выделении геодинамически неустойчивых зон, как это делалось для уже исследованных территорий с помощью предложенной методики. В результате отсутствия данных о глубине залегания фундамента, мощностей различных толщ консолидированной коры, а также температурных характеристик, кроме теплового потока, все имеющиеся признаки были изучены в геоинформационной системе «ГЕО» в позиции «Разрез» [2]. Были заданы траектории разрезов через один градус с севера на юг по изучаемому региону и получены изменения параметров по этим направлениям. В результате чего получены новые признаки выделения геодинамически неустойчивых зон.

Геодинамически неустойчивые зоны проявляются в уменьшении глубины залегания границы Мохоровичича, такое поведение границы в пределах этих зон связано с процессами, происходящими в мантии (рис. 2, 4). Для выделяемых зон значения глубины залегания границы Мохоровичича в пределах островной части Соединённого Королевства составляют 27-34 км, при изменении параметра для всей территории в основном от 27 до 37 км.

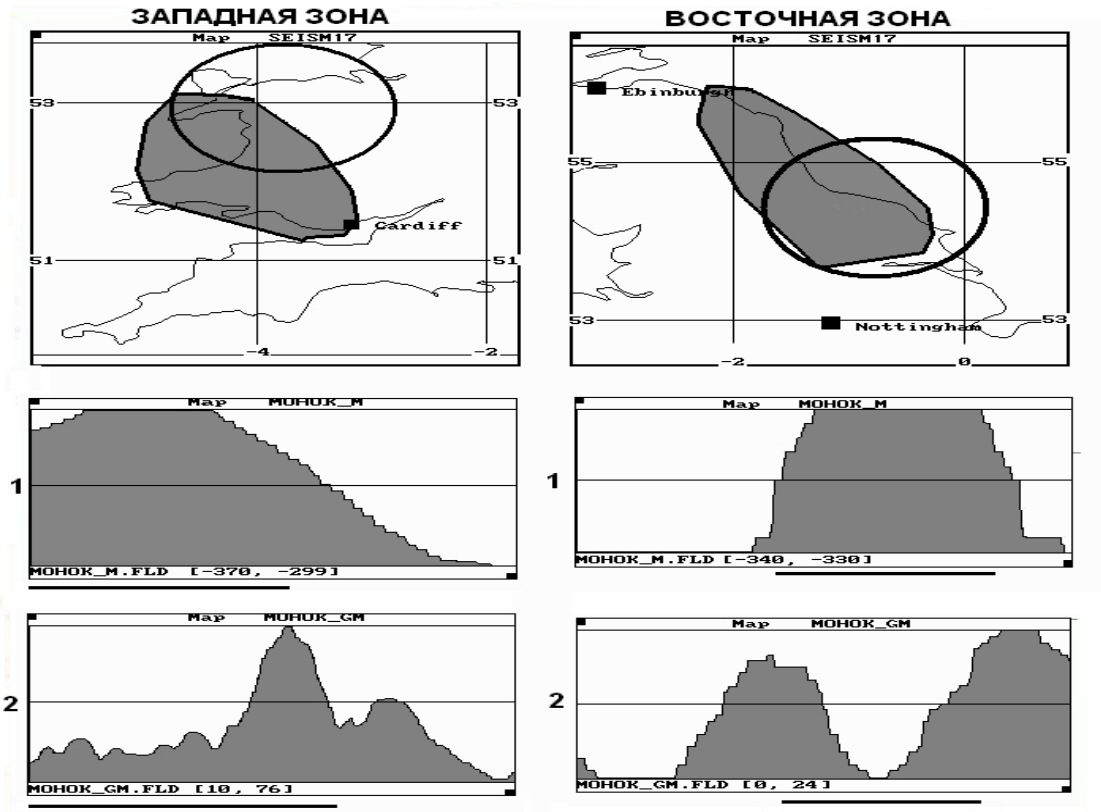


Рис. 2. Признаки выделения Западной и Восточной геодинамически неустойчивых зон. *Признаки. 1 - глубина залегания границы Мохоровичича (шкала [:10], км),2 - горизонтальные градиенты глубины залегания границы Мохоровичича (шкала [·10 $^{-3}$], м/км). Окружности – зоны сочленения систем разломов*

Далее была рассмотрена карта горизонтальных градиентов глубины залегания границы Мохоровичича. Данный параметр в пределах геодинамически неустойчивых зон имеет значительно меньшие значения, чем на краях. Такое поведение горизонтальных градиентов глубины залегания границы Мохоровичича показывает резкое уменьшение глубины залегания самой границы на краях геодинамически неустойчивых зон (рис. 2, 4). Значения данного параметра внутри и на краях зон зависит от изменения значений глубины залегания самой границы Мохоровичича. Было проведено изучение изменения горизонтальных градиентов гравитационного поля в редукции Буге. В пределах намеченных зон на территории

островной части региона горизонтальные градиенты гравитационного поля изменяются в интервале (3-80) $\cdot 10^{-2}$ мГал/км, при этом на краях зон градиенты повышаются и составляют (100-210) $\cdot 10^{-2}$ мГал/км (рис. 3, 4). Горизонтальные градиенты магнитного поля ведут себя аналогично, но зависимость менее четкая. В пределах намеченных зон горизонтальные градиенты аномального магнитного поля имеют значения 1-6 нТ/км, при этом на краях зон градиенты повышаются и составляют 13-20 нТ/км (рис. 3, 4). При объяснении такого поведения параметров на краях геодинамически неустойчивых зон исходили из представления, что слои осадочного чехла над подвижными зонами разломов за длительное время приобретают большую дислоцированность (дизъюнктивную или пликативную), чем над цельными блоками. Эти границы, как правило, совпадают с глубинными разломами, которые достаточно четко отображаются в гравитационном и магнитном полях. Геодинамически неустойчивые зоны подобно разломам, отличаются свойствами среды и динамикой процессов, которые стремятся к их дестабилизации под действием региональных и глобальных сил, что позволило принять такое объяснение для роста значений горизонтальных градиентов данных параметров на краях этих зон. Далее было рассмотрено изменение горизонтальных градиентов современных вертикальных движений земной коры. Для всего региона в пределах намеченных зон градиенты изменяются в пределах интервала (13-90) $\cdot 10^{-4}$ мм/год/км, на границах значения повышаются до (72-130) $\cdot 10^{-4}$ мм/год/км.

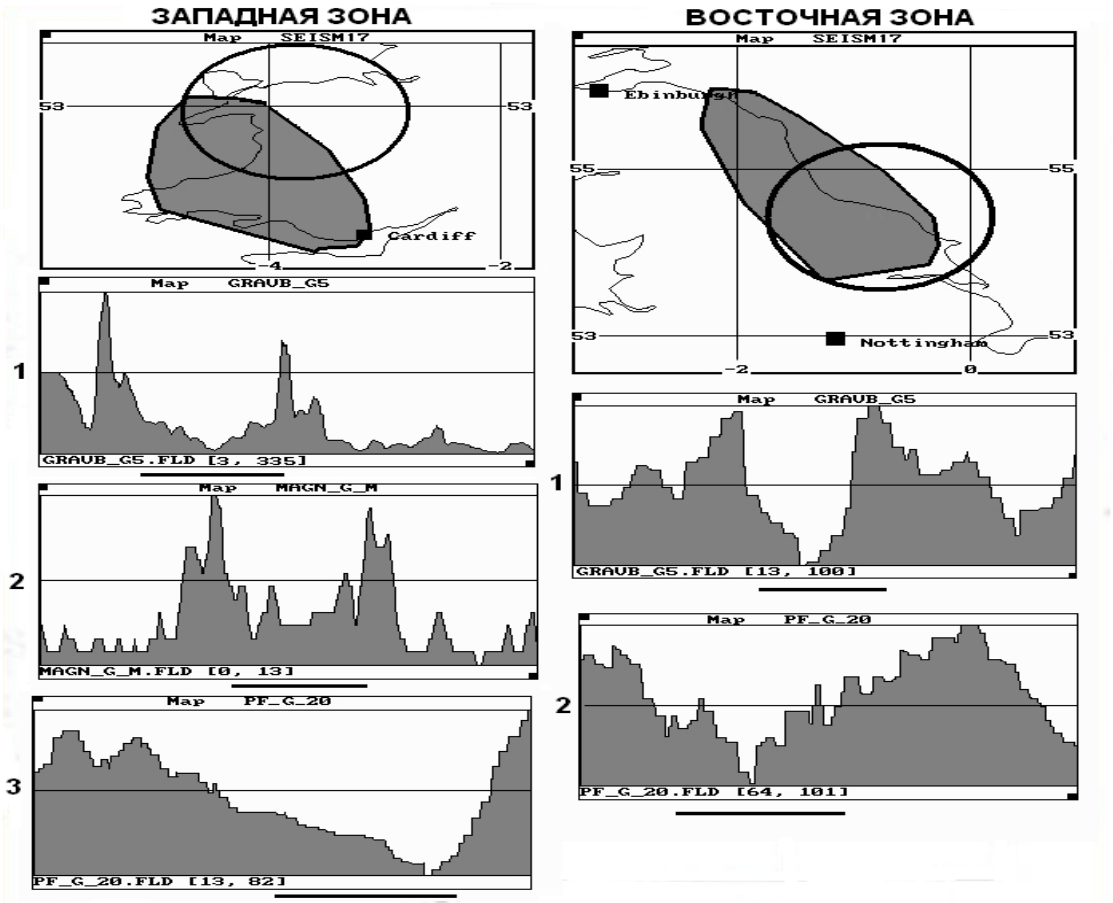


Рис. 3. Признаки выделения Западной и Восточной геодинамически неустойчивых зон. *Признаки Западной зоны. 1 - горизонтальные градиенты гравитационного поля (шкала [$\cdot 10^{-2}$], мГал/км); 2 - горизонтальные градиенты магнитного поля (шкала, нТ/км), 3 - горизонтальные градиенты современных вертикальных движений земной коры (шкала [$\cdot 10^{-4}$], мм/год/км). Признаки Восточной зоны. 1 - горизонтальные градиенты гравитационного поля (шкала [$\cdot 10^{-2}$], мГал/км), 2 - горизонтальные градиенты современных вертикальных движений земной коры (шкала [$\cdot 10^{-4}$], мм/год/км). Окружности – зоны сочленения систем разломов*

Разломы земной коры и литосферы контролируют широкий комплекс протекающих в недрах Земли и у поверхности процессов. Зоны разломов, особенно активных, являются областями с максимальной для района сейсмичностью. Это характерно для рассматриваемых ранее слабосейсмичных регионов, таких как Западно-Уральский регион и территория Западно-Сибирской плиты [1, 3]. Однако исследования в пределах Соединённого Королевства показали, что в данном регионе очень трудно найти такие закономерности. Известно, что карты разломов дают представление о направленности, генетических типах и о возрасте таких дислокаций. Однако они не отражают количественного состояния раздробленности коры. Для этого строятся карты плотности разломов. Расчет этой карты проводился стандартным методом с помощью геоинформационной системы «ГЕО» [2]. За единицу площади при построении карты плотности разломов территории Соединённого Королевства принималась площадь круга R = 15 км. На карте плотности разломов, геодинамически неустойчивые зоны выделяются средними значениями данного параметра, равными (230-330) $\cdot 10^{-5}$ 1/м^2, при шкале его изменения для всего региона (41-497) $\cdot 10^{-5}$ 1/м^2. Таким образом, намеченные зоны характеризуются средними значениями плотности разломов, т.е. являются «живущими» участками земной коры, для которых характерна не наибольшая и не самая низкая плотность разломов. На этих участках создаются условия для накопления упругих тектонических напряжений и для их разрядки.

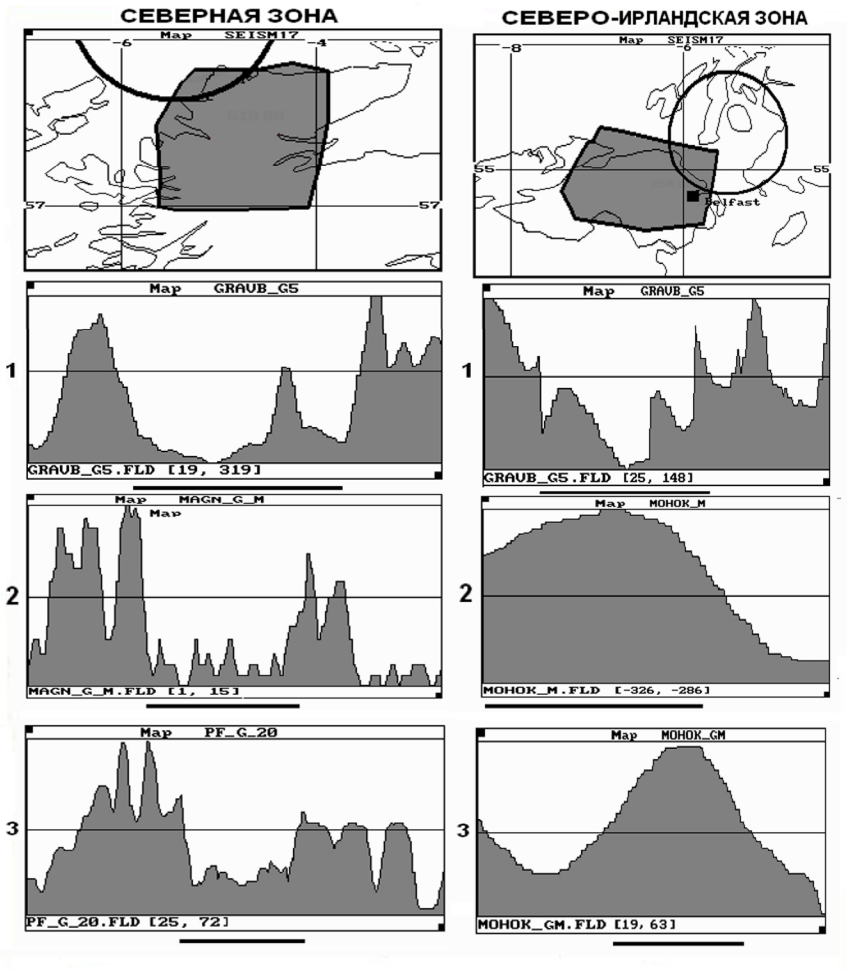


Рис. 4. Признаки выделения Северной и Северо-Ирландской геодинамически неустойчивых зон. *Признаки Северной зоны. 1 - горизонтальные градиенты гравитационного поля (шкала [·10^{-2}], мГал/км), 2 - горизонтальные градиенты магнитного поля (шкала, нТ/км), 3 - горизонтальные градиенты современных вертикальных движений земной коры (шкала [·10^{-4}], мм/год/км. Признаки Северо-Ирландской зоны. 1 - горизонтальные градиенты гравитационного поля (шкала [·10^{-2}], мГал/км), 2 - глубина залегания границы Мохоровичича (шкала [:10], км), 3 - горизонтальные градиенты глубины залегания границы Мохоровичича (шкала [·10^{-3}], м/км). Окружности – зоны сочленения систем разломов.*

Не менее важным параметром в определении расположения геодинамически неустойчивых зон и понимания причин землетрясений являются зоны сочленения разломов [1]**.** Это своеобразные тектонические структуры, с которыми связан большой комплекс геологических процессов, от движения флюидов и рудообразования до сильных землетрясений. Однако использование зон сочленения отдельных разломов для выделения геодинамически неустойчивых зон для территории Соединённого Королевства не представляется возможным. Здесь можно использовать не отдельно взятые разломы, а зоны сочленения систем разломов, что также было предложено ранее для Западно-Уральского региона [1]. На территории Соединённого Королевства было выделено пять зон сочленения систем разломов различных направлений, большая часть из которых совпала с намеченными геодинамически неустойчивыми зонами (рис. 2, 3, 4). Кроме того, Северная геодинамически неустойчивая зона находиться в зоне влияния активного сдвигового разлома Грейт-Глен. Восточная геодинамически неустойчивая зона, проявляясь в зоне сочленения систем разломов, представляет собой зону, в которой происходит изменение направления распространения разломов на 90°. Такие зоны, как и зоны сочленения разнонаправленных систем разломов, являются сейсмоактивными.

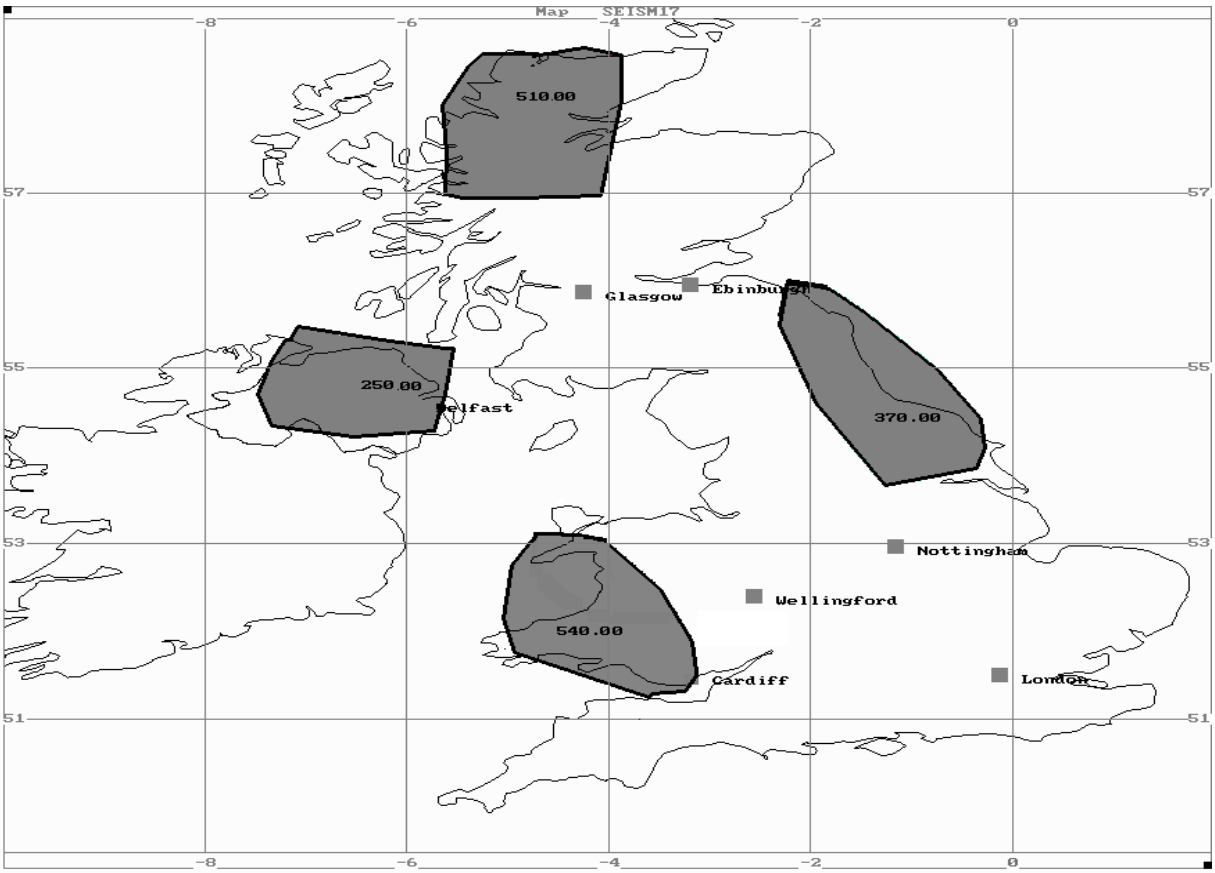


Рис. 5. Региональная модель геодинамически неустойчивых зон для территории Соединённого Королевства, полученная с применением геоинформационной системы «ГЕО». *Цифры внутри зон – максимальные значения магнитуд землетрясений, умноженные на 100, эпицентры которых располагаются внутри зон*

Таким образом, на островной части Соединённого Королевства по вышеперечисленным признакам выделено четыре геодинамически неустойчивые зоны: Северная, Северо-Ирландская, Западная и Восточная, а также построена региональная модель зон в геоинформационной системе «ГЕО», которая оцифрована с использованием созданных каталогов землетрясений (рис. 5).

Важнейшим результатом является применение методики выделения геодинамически неустойчивых зон слабоактивных регионов [1] (рис. 1) на территории Соединённого Коро-

левства. Создана база геолого-геофизических и сейсмологических данных для региона. Получены новые признаки выделения геодинамически неустойчивых зон, построена региональная модель с применением ГИС-технологий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинова Т.С. Прогноз геодинамически неустойчивых зон. – Екатеринбург: УрО РАН. 2003. – 163 с.
2. Гитис В.Г., Ермаков Б.В. Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике. – М.: Физматлит. 2004. – 256 с.
3. Блинова Т.С. Потенциальная сейсмичность Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. – 2009. – № 4. – С. 73-81.

УДК 552.181.(470.324)

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД КОМАТИИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ НЕОАРХЕЙСКОГО БЕЛГОРОДСКО-МИХАЙЛОВСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КМА (НА ПРИМЕРЕ КОСИНОВСКОГО УЧАСТКА)

Е.М. Боброва

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Металлогеническая специализация ультраосновных и основных пород гранит-зеленокаменных областей определяется пространственной и парагенетической связью с ними повышенных концентраций черных, цветных и благородных металлов. В ряде районов распространения докембрийских зеленокаменных поясов известны месторождения, в том числе и эксплуатируемые, железных (алгомский тип), колчеданных и медно-молибденовых руд, хрома, золота, платиновых металлов, сульфидного никеля (австралийский тип).

Особый интерес представляют ультраосновные вулканиты (коматииты) неоархейских зеленокаменных поясов, с которыми в Австралии и Канаде ассоциируют богатые существенно никелевые руды с золотом, серебром и металлами платиновой группы [1-4].

В структуре мегаблока КМА выделены два неоархейских зеленокаменных пояса северо-западного простирания – Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимской. В пределах первого одним из перспективных участков на благородные и цветные металлы является Косиновский. Преобладающие в разрезе ультрамафит-мафитовые породы данного участка метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [5-10], и в современном состоянии определяются, главным образом, по химическому составу и реликтовым структурным признакам. По петрохимическим признакам, согласно [11], среди пород выделены: перидотитовые коматииты (РК), пироксенитовые коматииты (РУК) и магнезиальные базальты (МВ).

В породах коматиит-базальтовой формации Косиновского участка повсеместно отмечаются сульфидная и окиснорудная минеральные ассоциации, находящиеся в тесной связи с вторичными силикатными минералами – серпентином, тремолитом, актинолитом [6, 7]. Рудные минералы находятся во всех разновидностях пород, как в основной массе, так в кварцевых и карбонатных прожилках (рис. 1).

Наиболее распространенным минералом является *магнетит*, реже встречается *ильменит*.

Среди сульфидов можно выделить ведущие (табл. 1) минералы – халькопирит, пентландит, пирротин и пирит. В таблице 2 приведены кристаллохимические формулы сульфидов с вариацией формульных коэффициентов, отражающих переменный состав соответствующих элементов.

Халькопирит является наиболее часто встречаемым сульфидом (табл. 1), который находится в базисе породы и в прожилках.

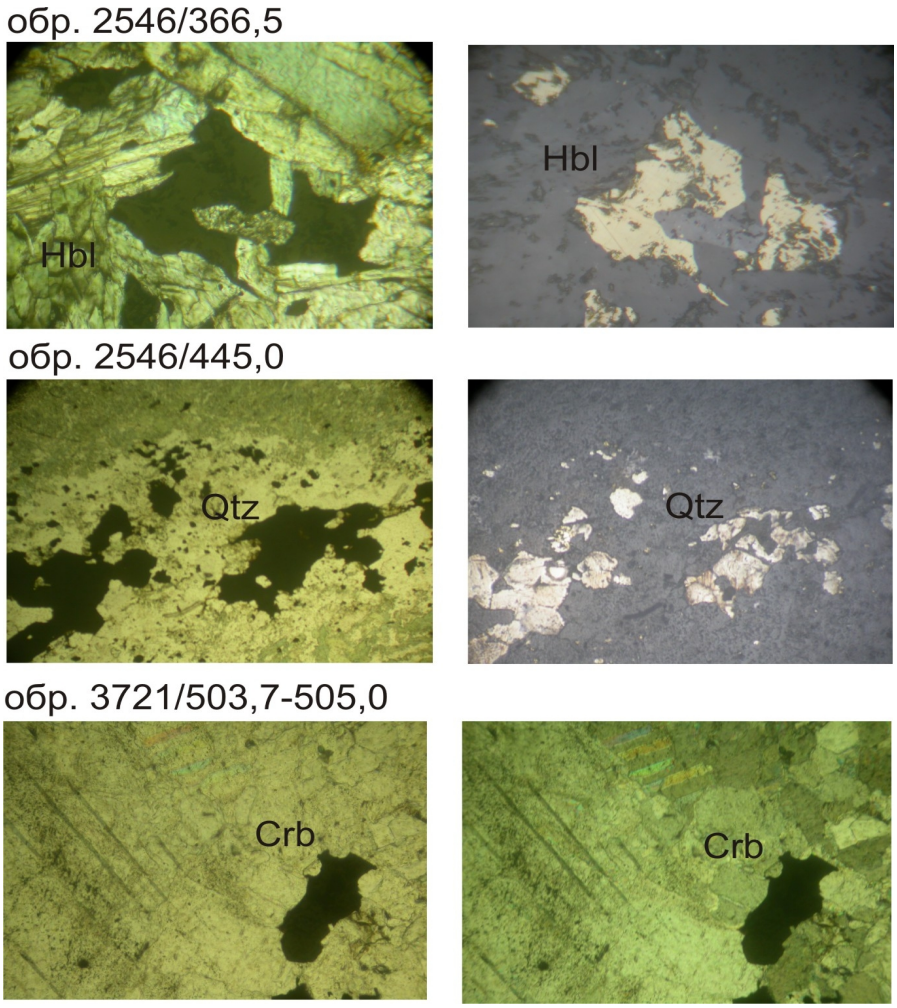


Рис. 1. Формы нахождения рудных минералов. *Здесь для обозначения минералов приняты следующие сокращения (по Kretz, 1991): Hbl – роговая обманка, Crb – карбонат, Qtz – кварц*

Таблица 1

Частота встречаемости сульфидов в различных формах их проявления

Минерал	Базис породы			Прожилки	
	РК	РУК	МВ	кварцевый	карбонатный
Халькопирит	+		+	+	+
Пентландит	+	+			+
Пирротин		+	+		+
Пирит	+		+		
Миллерит	+				
Кубанит			+		
Зигенит	+				
Бравоит		+			
Ваэсит	+				
Галенит					+
Антимонит	+				

Таблица 2

Кристаллохимические формулы сульфидов

Минерал	Форма нахождения	Кристаллохимические формулы
Халькопирит $n=2$	Базис РК	$Cu_{0.993-1,010}Fe_{1,005-1.026}(Ni_{0,000-0.007}Co_{0.000-0.008}Zn_{0,000-0,003})S_2$
Халькопирит $n=2$	Базис МВ	$Cu_{0.964-1,101}Fe_{0,970-1.037}(Co_{0.000-0.003}Zn_{0,000-0,033}Pt_{0.000-0.002}Au_{0.000-0.003}As_{0.000-0.010})S_2$
Халькопирит $n=1$	Кварцевый прожилок	$Cu_{1,005-1,087}Fe_{0,971-1.002}(Co_{0.000-0.003}Zn_{0,000-0,007}Pt_{0.000-0.002})S_2$
Халькопирит $n=1$	Карбонатный прожилок	$Cu_{0.982-1,031}Fe_{0,976-1.046}(Ni_{0,000-0.006}Zn_{0,000-0,002})S_2$
Пентландит $n=1$	Базис РУК	$(Fe_{4.487-4,562}Ni_{4,536-4.751}Co_{0.034-0,160}As_{0,000-0.047})_{9,258-9.273}S_8$
Пентландит $n=1$	Карбонатный прожилок	$(Fe_{3.969-4,185}Ni_{4,096-4.404}Co_{0.067-0,316}Pb_{0,000-0.074})_{8,190-8.686}S_8$
Пирротин $n=1$	Базис МВ	$Fe_{0.155-0,085}(Ni_{0.003-0,010}Co_{0.001-0,003}Cu_{0.000-0.003}Zn_{0.000-0.011})S$
Пирротин $n=1$	Карбонатный прожилок	$Fe_{0.171-0,206}(Ni_{0.014-0,021}Co_{0.000-0,002})S$
Пирит $n=1$	Базис РК	$Fe_{0.951-1,004}Ni_{0.001-0,008}S_2$
Пирит $n=1$	Базис МВ	$Fe_{0.987-0,993}Ni_{0.008-0,011}Co_{0.005-0.016}Cu_{0.000-0.001}S_2$
Пирит $n=1$	Кварцевый прожилок	$Fe_{0.903-0,913}Ni_{0.002-0,007}Co_{0.005-0.011}Cu_{0.000-0.005}Zn_{0.000-0.002}S_2$
Миллерит $n=1$	Базис РК	$Ni_{0.922}(Fe_{0.007}Co_{0.006})_{0.650}S$
Кубанит $n=1$	Базис МВ	$Cu_{1,044}Fe_{2.044}(Ni_{0.002}Co_{0.004}Zn_{0.003})S_3$
Зигенит $n=1$	Базис РК	$(Co_{0.961-1,001}Ni_{1,264-1,410}Fe_{0.346-0,624}Cu_{0,000-0.119}Zn_{0,000-0.010}As_{0,000-0.040})_{2.734-3,114}S_4$
Бравоит $n=1$	Базис РУК	$(Fe_{0.624-0,687}Ni_{0.448-0,657}Co_{0,008-0.182})_{1,262-1,344}S_2$
Вэйсит $n=1$	Базис РК	$Ni_{0.890-1,040}(Fe_{0,190-0.240}Co_{0,190-0.410})_{0,380-0.650}S_2$
Галенит $n=1$	Карбонатный прожилок	$Cu_{1,045}Fe_{0.992}(Zn_{0.006})S_2$
Антимонит $n=1$	Базис РК	$Sb_{2.040}S_3$

Примечание: n – *количество исследуемых образцов; анализы сделаны в Имин УрО РАН, г. Миасс, аналитиком В.А. Муфтаховым, 2010 г. и ВГУ, г. Воронеж аналитиком С.М. Пилюгиным, 2010 г.*

В некоторых анализах халькопиритов, находящихся в базисе магнезиальных базальтов и в кварцевых прожилках отмечается наличие платины (0,226-0,254 мас. %) и золота (0,279-0,288 мас. %). Галенит, отмеченный в карбонатных прожилках, является серебросодержащим (Ag до 0,505 мас. %).

Особый интерес для оценки потенциальной рудоносности ультрамафит-мафитовых пород коматиит-базальтовой формации Косиновского участка представляет исследование поведения никеля, кобальта, хрома, меди и благородных металлов (табл. 3). Для ультрамафитов характерны максимальные содержания никеля (1213,00-2277,52 в РК, 1012,00 г/т в РУК), кобальта (90,00-108,19 в РК, 61,8 г/т в РУК) и хрома (1528,57-3752,00 в РК, 231,00 г/т в РУК), наибольшие содержания меди связаны с мафическими породами (149,00-509,00 г/т). По результатам корреляционного анализа ультрамафит-мафитовых пород установлена четкая положительная связь никеля с магнием (r = 0,936-0,991) и кобальтом (r = 0,824-0,903), а также с железом (r = 0,753-0,892). Хром положительно коррелирует с алюминием

(r = 0,473-0,866) и железом (r = 0,891-0,926). Для благородных металлов отмечается положительная корреляция с серой (r = 1,000) и титаном (r = 0,898-0,970), отрицательная – с никелем (r = –0,817- 0,934)и кобальтом (r = –0,875-0,938).

Таблица 3

Содержания редких элементов (г/т)
в породах коматиит-базальтовой формации Косиновского участка

Компоненты	РК (n = 11)	РУК (n = 1)	МВ (n = 4)
Cr	1528,57-3752,00	231,00	147,00-416,00
Ni	1213,00-2277,52	1012,00	94,8-147,00
Co	30,00-117,00	61,80	50,70-70,00
Cu	5,80-47,50	30,00	149,00-509,00
Au	0,02-0,26	0,09	до 0,02
Ag	0,05-16,00	0,09	0,12-0,36
Pt	0,007-0,020	до 0,01	0,02-0,04
Pd	до 0,06	до 0,06	до 0,06
Rh	до 0,04	до 0,04	до 0,04
Ir	до 0,06	до 0,06	до 0,06

Примечание: *n – количество анализов. ISP MS, ИПМТ, аналитик В. Карандашов, 2010 г.*

Наличие отчетливой положительной корреляции никеля с магнием может свидетельствовать о его рассеянии в силикатах, а с железом – о возможном наличии в магнетите. Присутствие хрома в хромшпинелидах, вероятно, свидетельствует о его положительной связи с алюминием и железом. Отмеченная положительная корреляция благородных металлов с серой связана, вероятно, с их преимущественной сконцентрированностью в сульфидах.

О наличии платиноидно-сульфидно-медно-никелевого оруденения пород коматиит-базальтовой формации можно судить по высокой магнезиальности (MgO = 20-30 мас. %), обогащенности хромом (до 2252 г/т) и никелем (до 2277 г/т), медью (до 509 г/т), преимущественном преобладании никеля над медью, существенной пирит-пирротин-пентландит-халькопиритовой минерализации.

Таким образом, на основе новых данных, полученных при комплексных исследованиях пород коматиит-базальтовой формации Косиновского участка, выявлены разнотипные проявления: сульфидное платиноидно-медно-никелевое и силикатного никеля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 08-05-00158-а и ГК № 02.740.11.002, П171 под руководством чл. корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Чернышова Н.М.

ЛИТЕРАТУРА

1. Green A.H. The langmuir volcanic peridotite – associated nikel deposits: Canadian equivalents of the Western Australian occurrences / A.H. Green, A.J. Nalddrett // Econ. Geol. – 1981. – Vol. 72. – P. 1503-1523.
2. Nalddrett A.J. PT group element deposits // Platinum group elements: Minerslogy, geology, geochemistry. Canad. Inst. Miner. Met. Spec. – 1981. – Vol. 11. – P. 357.
3. Naldrett A.J. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nikel sulfides and platinum – group elements / A.J. Naldrett, L.J. Cabri // Econ. Geol. – 1976. – Vol. 71. – P. 1131-1158.
4. Лешер К.М. Геохимические и минералогические критерии рудоносности коматиитов в австралийских зеленокаменных поясах архейского возраста / К.М. Лешер, Д.И. Гровс // Материалы 27-го Междунар. Геол. Конгресса. – М., 1984. – Т. 9: Петрология. – С. 131-141.
5. Чернышов Н.М. Вулкано-плутоническая ассоциация основных пород позднего докембрия КМА / Н.М. Чернышов, В.Л. Бочаров, В.С. Чесноков // Вопросы петрологии и рудо-

носности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1974. – С. 26-31.
6. Бочаров В.Л. Геохимия и рудоносность ультрамафит-мафитовых формаций Воронежского кристаллического массива: автореф. дисс. док. геол.-мин. наук / В.Л. Бочаров. – Киев, 1985. – 56 с.
7. Бочаров В.Л. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА / В.Л. Бочаров, С.М. Фролов, А.Н. Плаксенко, В.Н. Левин. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. – 176 с.
8. Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Сов. Геология. – 1980. – № 9. – С. 84-97.
9. Чернышов Н.М. Металлогеническое районирование Воронежского кристаллического массива в связи с его никеленосностью // Геология рудных месторождений. – 1990. – № 3. – С. 3-16.
10. Которгин Н.Ф. Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России. – М.: Современные тетради, 2001. – 164 с.
11. Петрографический кодекс / Под ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – Изд. 2. – 198 с.

УДК 552.181.(470.324)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОДАХ НЕОАРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КМА (НА ПРИМЕРЕ КОСИНОВСКОГО УЧАСТКА)

Е.М. Боброва, М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В последнее время во всем мире интенсивно изучаются докембрийские высокомагнезиальные вулканиты благодаря обнаружению связанных с коматиитами промышленных месторождений никеля, золота и других металлов.

При геохимической диагностике и систематике [1] коматиитов, а также при решении вопроса генезиса [2, 3] в настоящее время все шире используются данные о распределении РЗЭ и некоторых других элементов-примесей.

В структуре мегаблока КМА выделены два неоархейских зеленокаменных пояса северо-западного простирания – Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимской. В пределах первого одним из перспективных участков на благородные и цветные металлы является Косиновский. Преобладающие в разрезе ультрамафит-мафитовые породы данного участка метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [4-6], и в современном состоянии определяются, главным образом, по химическому составу и реликтовым структурным признакам. По петрохимическим признакам, согласно [7], среди пород выделены: *перидотитовые метакоматииты* (РК; MgO > 25 %), *пироксенитовые метакоматииты* (РУК; MgO = 18-25 %), *магнезиальные метабазальты* (МВ; MgO = 8-12 %). Вдальнейшем приставка «мета» опущена, но подразумевается практически полная преобразованность пород вторичными процессами.

Суммарное содержание РЗЭ в *РК* изменяется (табл. 1) в интервале 5,68-30,95 г/т (среднее 12,22). Распределение РЗЭ неравномерное, но при этом носит преимущественно слабо фракционированный характер при значениях отношений $(La/Yb)n$ = 0,313-1,92 (среднее 0,89), $(La/Sm)n$ = 0,61-1,25 (среднее 0,94), $(Gd/Yb)n$ = 0,53-2,25, $(Ce/Yb)n$ = 0,41-1,96. Наибольшие значения отношений преобладания легких РЗЭ над средними и тяжелыми связаны, вероятно, с эпигенетическими преобразованиями пород.

На графиках нормализованных распределений РЗЭ (рис. 1*а, г*) большинство *РК* Косиновского участка имеют слабый пологий отрицательный наклон. Преобладают отрицатель-

ные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0,35-1,05, среднее – 0,78), которые свидетельствует о том, что в результате процессов фракционной кристаллизации или частичного плавления плагиоклаз остается в источнике. Содержание РЗЭ почти в 5-10 раз превышает хондритовое (рис. 1*а*) и очень близко к уровню примитивной мантии (рис. 1*г*).

Интерпретация поведения РЗЭ ***РУК*** проведена лишь по одному образцу (табл. 1), характеризующегося (рис. 1*б, д*) небольшим обогащением легкими РЗЭ (La/Yb)*n* = 2,25, (La/Sm)*n* = 1,25), пологим отрицательным наклоном с выраженной положительной европиевой аномалией (Eu/Eu* = +2,85), свидетельствующей о фракционировании плагиоклаза в процессе дифференциации магмы в промежуточном очаге или о мобильности Eu.

МВ характеризуются слабо фракционированным распределением РЗЭ ((La/Sm)*n* = 0,48-1,07, (La/Yb)*n* = 0,42-1,07, (Gd/Yb)*n* = 1,09-1,26, (Ce/Yb)*n* = 0,45-1,16), суммарным содержанием РЗЭ в пределах 18,20-26,79 г/т (табл. 1). В виде слабых отрицательных пиков отмечается небольшой дефицит Eu (Eu/Eu* = 0,85-1,35). Спектры РЗЭ ***МВ*** Косиновского участка преимущественно имеют пологий достаточно равномерный профиль. Распределение РЗЭ как в ***РК*** и ***РУК*** в 10 раз выше хондритового и близко к примитивной мантии.

Как видно на рис. 1, все изучаемые породы имеют согласованные графики распределения РЗЭ, что, вероятно, свидетельствует об их едином источнике.

Сходство ультрамафитовых пород коматиитовой серии Косиновского участка КМА с некоторыми зеленокаменными провинциями мира отчетливо прослеживается в характере распределения РЗЭ (табл. 2, рис. 2). Редкоземельные спектры зеленокаменных провинций мира, в том числе и Косиновского участка КМА, имеют близхондритовый уровень. Среднее значение редкоземельного спектра коматиитов Косиновского участка имеет слабый пологий отрицательный наклон. Подобные спектры отмечаются в провинциях Онвервахт, Барбертон и Балтийского щита. По распределению РЗЭ ультрамафиты Косиновского участка наиболее близки коматиитам Барбертон и, в меньшей степени, Балтийского щита.

Таблица 1

Геохимическая характеристика пород

Компоненты	**РК** (*n* = 11)	**РУК** (*n* = 1)	**МВ** (*n* = 4)
La	0,60-1,3	2,30	1,20-2,30
Ce	1,60-11,70	5,10	3,20-6,00
Pr	0,25-1,30	0,75	0,58-0,94
Nd	1,30-2,60	3,60	3,20-4,70
Sm	0,33-0,86	1,10	1,00-1,50
Eu	0,06-0,36	1,20	0,41-0,88
Gd	0,54-1,40	1,50	1,40-2,50
Tb	0,09-0,27	0,27	0,27-0,47
Dy	0,51-1,90	1,50	1,70-3,00
Ho	0,11-0,49	0,30	0,38-0,66
Er	0,30-1,60	0,78	1,10-2,00
Tm	0,04-0,29	0,11	0,16-0,27
Yb	0,23-2,00	0,68	1,00-1,90
Lu	0,07-0,37	0,10	1,20-2,30
Lree	2,40-8,16	2,88	5,44-9,23
Mree	1,84-5,23	2,46	5,89-9,17
Hree	2,22-6,77	2,18	4,52-8,02
ΣTR	5,68-30,95	19,34	18,20-26,79
(La/Yb)n	0,313-1,92	2,25	0,42-1,14
(La/Sm)n	0,61-1,25	1,25	0,48-1,07
(Gd/Yb)n	0,53-2,25	1,74	1,09-1,26
(Ce/Yb)n	0,41-1,96	1,95	0,45-1,16
Eu/Eu*	0,35-1,05	2,85	0,85-1,06

Примечание: *n* – количество анализов; Lree – группа легких РЗЭ (La, Ce, Pr), Mree – группа средних РЗЭ (Nd, Sm, Gd, Tb), Hree – группа тяжелых РЗЭ(Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu)

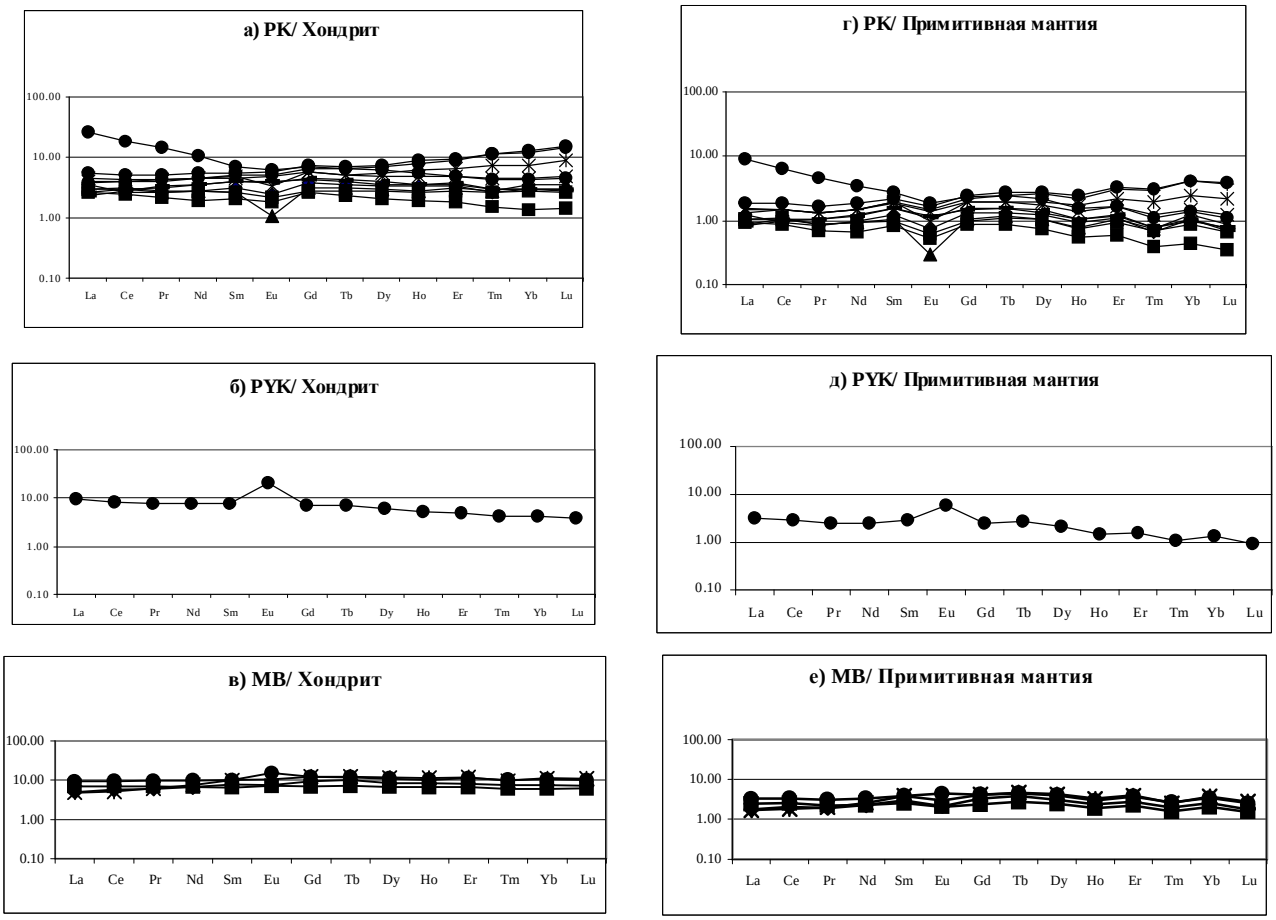


Рис. 1. Спайдер-диаграммы нормализованных по хондриту (Evensen, 1978) и примитивной мантии (Sun, 1989) распределений РЗЭ в породах Косиновского участка

Примечание: *справа указаны номера образцов*

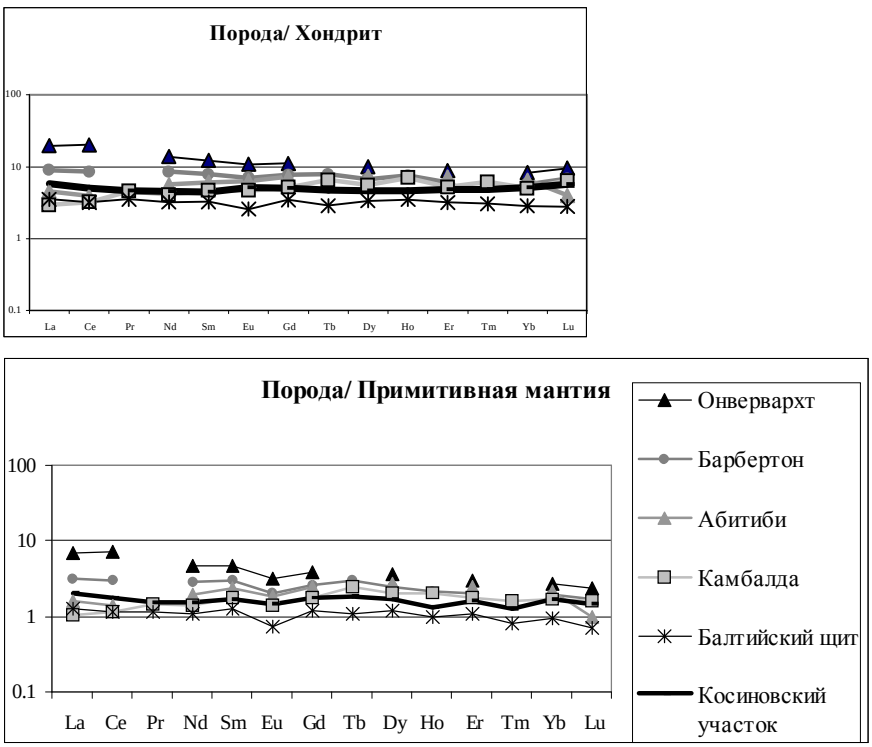


Рис. 2. Сравнительная характеристика пород коматиитовой серии различных эталонных объектов зеленокаменных провинций мира

Таблица 2

Средние содержания редкоземельных элементов в коматиитах эталонных объектов различных зеленокаменных провинций мира, г/т

Возраст	Онвервархт (13)	Барбертон (10)	Абитиби (13)	Камбалда (34)	Балтийский щит (33)	Косиновский участок (12)
	Мезоархей	Мезоархей	Неоархей	Неоархей	Архей	Неоархей
	1	2	3	4	5	6
La	4,79	2,20	1,12	0,72	0,87	1,42
Ce	12,88	5,43	2,51	2,05	2,04	3,24
Pr	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,44	0,34	0,45
Nd	6,58	4,04	2,69	1,93	1,53	2,14
Sm	1,89	1,21	0,94	0,72	0,50	0,69
Eu	0,63	0,41	0,37	0,27	0,15	0,30
Gd	2,27	1,57	1,48	1,06	0,71	1,03
Tb	Н.д.	0,30	Н.д.	0,25	0,11	0,18
Dy	2,56	1,71	1,87	1,41	0,85	1,17
Ho	Н.д.	0,43	Н.д.	0,40	0,20	0,26
Er	1,48	1,00	1,21	0,87	0,53	0,80
Tm	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0,16	0,08	0,13
Yb	1,37	0,95	1,08	0,83	0,47	0,85
Lu	0,24	0,17	0,10	0,16	0,07	0,14
ΣTR	34,69	19,42	13,37	11,27	8,45	12,81
Lree	17,67	7,63	3,63	3,21	3,25	5,11
Mree	10,74	7,12	5,11	3,96	2,85	4,04
Hree	5,65	4,26	4,26	3,83	2,20	3,36
(La/Sm)n	1,59	1,14	0,75	0,63	1,09	1,30
(La/Yb)n	2,35	1,56	0,70	0,58	1,25	1,13
(Ce/Yb)n	2,43	1,48	0,60	0,64	1,12	0,99
(Gd/Yb)n	1,34	1,34	1,11	1,03	1,22	0,98
Eu/Eu*	-0,93	-0,91	-0,94	-0,94	-0,77	-1,06

Примечание: *в скобках указано количество анализов; Н.д. – нет данных; 1 – [10], 2 – [10, 11], 3 – [12], 4 – [11], 5 – [8], 6 – [13, 6, ISP MS, ИПМТ, аналитик В. Карандашов, 2010 г.]*

Выполненные исследования по распределению редкоземельных элементов (Lree, Mree, Hree) и их нормализованные по хондриту [8] и примитивной мантии [9] величины однозначно свидетельствуют о принадлежности породной ассоциации Косиновского участка к коматиит-базальтовой формации. Установлен высокий уровень их аналогии по распределению редкоземельных элементов с известными мировыми аналогами (Онвервахт, Барбертон, Абитиби, Камбалда, Балтийский щит).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 08-05-00158-а, ГК № 02.740.11.002 и П171, под руководством чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Н.М. Чернышова

ЛИТЕРАТУРА

1. Cullers R.L. Rare earth elements in igneous rocks of continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. Chap. 7.5.: Komatiites and associated basic rocks // Rare Earth Elements Geochemistry / R.L. Cullers, J.L. Graf; Ed P. Henderson. Oxford; Amsterdam: Elsevier. – 1984. – Vol. 2. – P. 251-254
2. Лазько Е.Е. Проблемы генезиса ультрабазитов / Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков, Б.А. Марковский. – М.: Наука, 1988. – С. 442-486.
3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах: в 2 кн. / Ф.П. Леснов; Рос. Акад. Наук, Сибирское отд.; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.

4. Бочаров В.Л. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА / В.Л. Бочаров, С.М. Фролов, А.Н. Плаксенко, В.Н. Левин. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. – 176 с.
5. Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин // Сов. геология.–1980. – № 9. – С. 84-97.
6. Которгин Н.Ф. Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России / Н.Ф. Которгин. – М.: Изд-во «Современные тетради», 2001. – 164 с.
7. Петрографический кодекс / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – Изд. 2. – 198 с.
8. Evensen N.M. Rare earth abundances in chondritic meteorites / N.M. Evensen, P.J. Hamilton, R.K. O` Nions // Geochim Cosmochim. Acta. – 1978. – V. 42. – P. 1199-1212.
9. Sun Sh.S. Cemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes / Sh.S. Sun, W.F. McDonough // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. Spec. Public. – 1989. – № 42. – P. 313-345.
10. Sun Sh.S. Petrogenesis of archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements / Sh.S. Sun, R.W. Nesbitt // Contribs Mineral. Petrol. – 1978. – V. 65. – № 5. – P. 301-325.
11. Herrmann A.G. et al. Major, minor and trace element composition of peridotitic and basaltic komatiites from precambrium crust of Southern Africa / A.G. Herrmann, D.P. Blanhard, L.A. Haskin // Contribs Mineral. Petrol. – 1976. – V. 59. – № 1. – P. 1-12.
12. Arndt N.T. Ultrabasic magma and high-degree malting of mantle // Contrib. Mineral. Petrol. – 1977. – V. 64. – № 2. – P. 205-221.
13. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных и редких элементов в архейских зеленокаменных поясах Воронежского кристаллического массива / Ю.А. Балашов, Н.Ф. Которгин // Геохимия. – 1990. – № 4. – 603-609 с.

УДК 552 (470.32)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОНОРИТОВ ВТОРОЙ ФАЗЫ ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА КМА

П.С. Бойко

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Ассоциации пород дунит-перидотит-габброноритового золотухинского комплекса широко развиты в пределах центральной части Курского блока (блока КМА или Курской гранит-зеленокаменной области [1] Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – крупного выступа фундамента Восточно-Европейской платформы. Породы комплекса подразделяются на ультрамафитовую и мафитовую фазы, в значительной степени подвержены метаморфическим изменениям, в результате чего породы первой фазы представлены преимущественно серпентинитами, а базиты второй фазы – амфиболизированы.

Иначально комплекс пород габбронорит-гипербазитовой формации относили к очень похожему по ряду параметров включающему ряд месторождений [1] мамонскому комплексу юго-востока ВКМ и он носил название троснянско-мамонского [2]. Позже комплекс был выделен как отдельный малоархангельский тип [3] и лишь в последнее время [1] породы формации обрели статус самостоятельного образования – двухфазного (гипербазитовая и базитовая фазы) золотухинского комплекса. Интерес к этому комплексу вызван тем, что он не исследован на предмет его потенциальной рудоносности, формационной принадлежности, места и роли в эволюции блока КМА.

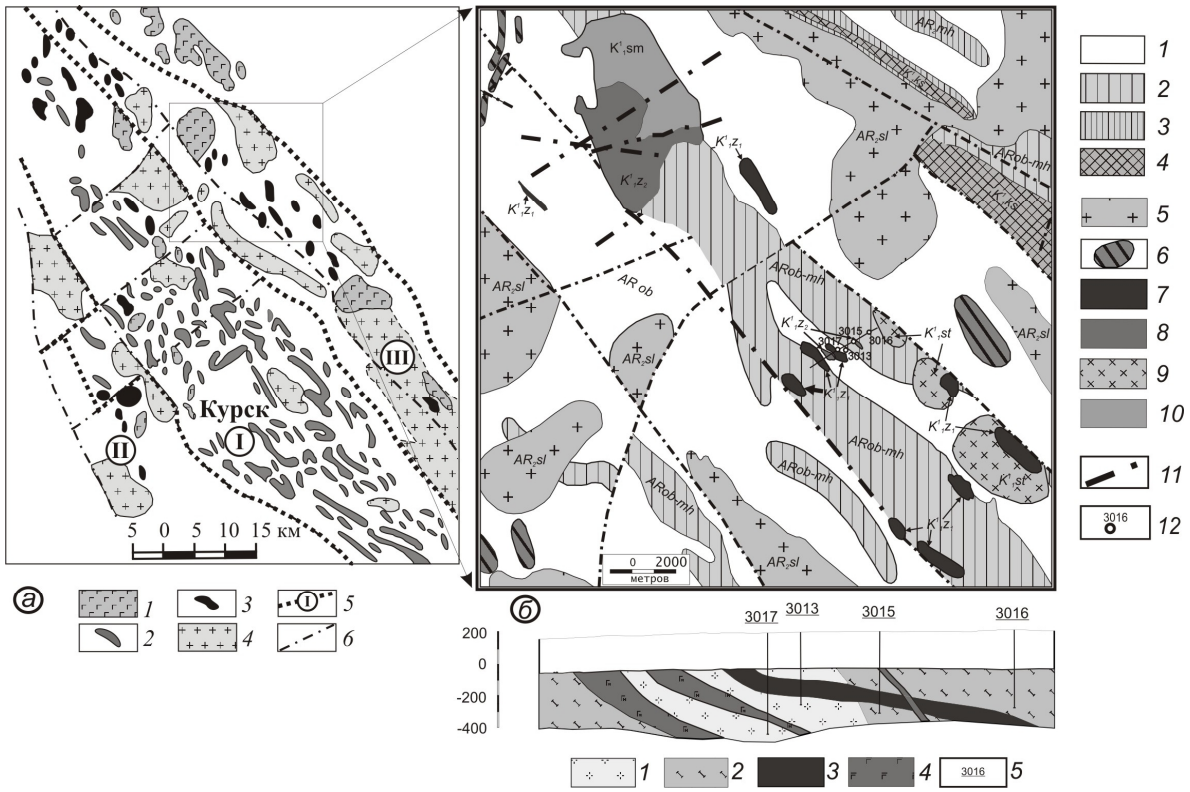


Рис. 1. Особенности размещения ультрамафит-мафитовых интрузий: а) в пределах Курско-Бесединского блока (по [1]); б) схематическая карта Смородинского и Золотухинского участков с разрезом Золотухинского участка (по [1, 4] с дополнениями)

Примечание: *к а) 1 - габбродолериты трапповой формации (смородинский комплекс); 2 - ультрамафит-мафитовые тела дунит-перидотит-габброноритовой формации (золотухинский комплекс); 3 - перидотит-пироксенит-габброноритовые тела бесединского комплекса в ассоциации с высокожелезистыми коматиит-базальтовыми вулканитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации; 4 – гранитоиды разных возрастов и формаций; 5 - границы раннеархейского Курско-Бесединского блока (I) и раннекарельских зон – Михайловской (II), Зиновьевско-Мантуровской (III); 6 - тектонические нарушения;*

к б) схематическая карта: 1 – гнейсы разного состава мигматизированные с прослоями амфиболитов, мигматиты обоянского плутоно-метаморфического комплекса; 2 – нерасчлененные породы (гранитизированные метабазиты, мигматиты, гнейсы) обоянской и михайловской серий; 3 – метаморфизованные кварцевые порфиры, кристаллические сланцы и метабазиты михайловской серии; 4 – железистые кварциты, слюдистые и филлитовые сланцы, метапесчаники и метаконгломераты, метабазиты курской серии; 5 – плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, дайки плагиогранитов, мигматиты салтыковского мигматит-плагиогранитового комплекса; 6-8 – породы золотухинского перидотит-габброноритового комплекса:, перидотиты, серпентиниты, пироксениты 1 фазы (6), габбронориты, габбро, амфиболизированное габбро 2 фазы (7) и нерасчлененные ультраосновные и основные породы, незаверенные бурением (8); 9 – габбродиориты, гранодиориты стойло-николаевский комплекса; 10 – габбродолериты, троктолиты, долерит-пегматиты смородинского комплекса; 11 – тектонические нарушения; 12 – скважина и ее номер; разрез: 1 – гнейсы обоянского плутоно-метаморфического комплекса; 2 – нерасчлененные породы обоянской и михайловской серий; 3-4 – породы золотухинского комплекса: перидотиты, серпентиниты, пироксениты 1 фазы (3) и габбронориты, габбро 2 фазы (4); 5 – скважина и ее номер

Интрузии золотухинского комплекса приурочены (рис. 1) к краевым частям Курского срединного массива и Шептуховского купола; к Зиновьевско-Мантуровской подвижной зоне (интрузии в районе Луганда, Озерное, Зототухино, Теплое, Смородино); к сочленению Льговской антиклинали с Шептуховским куполом и в меньшей степени в Белгородско-Михайловской и Орловско-Тимской складчатым зонам и, судя по геофизическим аномалиям и данным заверочного бурения, слагают как самостоятельные ультрамафитовые (Золотухин-

ский участок), так и пространственно совмещенные с габброидами двухфазные интрузии (Смородинский массив), в чем так же проявляют черты аналогии с мамонским комплексом юго-востока ВКМ (пространственно совмещенные интрузии ультрамафитов мамонского и габброноритов каменского типов) [1]. Тела представляют собой штокообразные или межпластовые полого- и крутопадающие образования, имеющие в плане овально-вытянутую, округлую и реже неправильную форму; размер их колеблется от 0,5 до 1 км^2. Следует отметить, что возраст габбро-долеритов смородинского комплекса, секущего описываемые ультрамафит-мафитовые образования – раннепротерозойский и составляет 2060 ± 10 млн. лет [5], а это значит, что породы золотухинского комплекса сформировались не позже этой даты, что так же обнаруживает сходство с аналогичным мамонским комплексом, возраст габброноритов второй фазы которого составляет 2080 ± 15 млн. лет [1].

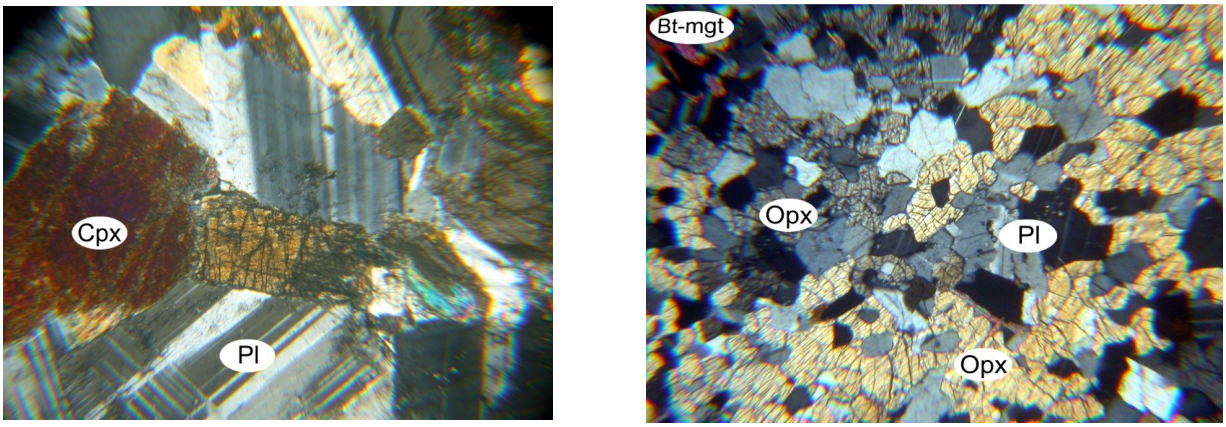
Таким образом, по этим параметрам (строение, состав, время образования, структурное положение) такие интрузии обнаруживают сходные черты с мамонским комплексом Хоперского блока. Однако по своему положению в структуре ВКМ породы золотухинского комплекса КМА, вероятнее всего, относятся к позднерифтовым образованиям, сформированным на этапе реактивизации молодой платформы в раннем протерозое [6] и приурочены к древним складчатым зонам, наследующим структуры архейского заложения и уже только по этому признаку не могут быть отождествлены с формационно-аналогичным мамонским комплексом раннепротерозойских зон рассеянного спрединга.

Вместе с тем, в отличие от последнего, золотухинский комплекс характеризуется неполным сингенетическим рядом ультрамафит-мафитовых дифференциатов и в этом отношении приближается лишь к слабодифференцированному мамонскому типу одноименного комплекса [4]. Основную часть породных ассоциаций первой фазы слагают в разной степени серпентинизированные, оталькованные и амфиболизированные на контактах и в зонах тектонических нарушений ультраосновные породы. В них преимущественно преобладают аподунитовые и, в большей степени, апоперидотитовые серпентиниты.

Породы второй фазы преобладают как среди интрузий золотухинского комплекса, так и в разрезе Смородинского интрузива, где пространственно совмещены с гипербазитами первой фазы комплекса и представлены габброноритами, норитами, амфиболизированными габброноритами, с различной степенью вторичных измененний (амфиболизированные, местами биотитизированные, окварцованные, хлоритизированные габбронориты), прорваны силлами и дайками габбродолеритов смородинского комплекса. Породы от крупно- до среднезернистых, мезо- и меланократовые, характеризуются гипидиоморфнозернистой и габбровой, в участках биотитизации и окварцевания – гранобластовой структурами, массивной текстурой. Контактовые взаимоотношения очень четкие, в зонах контакта габбродолериты имеют зону закалки, представленную порфировыми микродолеритами с порфировидными выделениями оливина и плагиоклаза в стекловатой массе породы [5]. Габбронориты на контакте с габбродолеритами подвержены амфиболизации, развитию биотита, пироксены полностью замещаются грубоволокнистым тремолитом и зеленой роговой обманкой с выделением магнетита.

Неизмененные габбронориты характеризуются среднезернистой габбровой структурой, обусловленной сочетанием короткопризматических пироксенов (2,5-3,0 мм) с таблитчатыми плагиоклазами (3,0-3,5 мм) (рис. 2). Плагиоклаз слагает от 30 до 60 %, полисинтетическое сдвойникование соответствует лабрадору-битовниту (An_{70-55}), в отдельных случаях замутнен наметившимися частицами. Ромбический пироксен в обьеме от 20 до 40 % (в меланократовых разновидностях – до 50-60 %) по оптическим свойствам соответствует энстатиту-гиперстену (Fs_{20-40}), обладает выраженным плеохроизмом (Nq – розоватый, Np – серовато-голубоватый), низким двупреломлением (Nq-Np = 0,010-0,020) и прямым погасанием. Моноклинный пироксен в габброноритах имеет подчиненное значение (5-15 %) и при низких значениях двупреломления (Nq-Np = 0,020) характеризуется значительным углом погасания CNq-35-40° и отсутствием плеохроизма. Нередко по периферии он замещен зеленым грубоволокнистым амфиболом. Второстепенные минералы представлены ксеноморфными биоти-

том (5-10 %) и кварцем (3-7 %). Акцессорные и рудные минералы слагают не более 1-2 % и представлены образующими окаймления мелких зерен (0,2-0,6 мм) магнетитом и титаномагнетитом и в свою очередь, оторочены бурым железистым биотитом. Сульфиды слагают от 5 до 10 %, апатит, рутил, сфен, циркон встречаются в единичных случаях в виде мелких зерен. Вторичные минералы представлены амфиболами (развиваются по пироксенам), хлоритом.



а б

Рис. 2. Габбровая структура габброноритов - скв. 3009, глуб. 375,0 - увеличение 45^x, николи «+» (а); и норитов с каемками биотита по зернам магнетита – скв. 3009, глуб. 378,7, увеличение 45^x, николи «+» (б)

Местами наблюдаются участки габброноритов с содержанием моноклинного пироксена около 5 % и породы можно назвать как среднезернистые меланократовые нориты габбровой структуры, обусловленной сочетанием идиоморфного короткопризматического ромбического пироксена, слагающего до 65 % объема породы и гипидиоморфного плагиоклаза, составляющего до 30 %. Пироксен представлен гиперстеном (Fs_{50-60}) и обладает редким плеохроизмом (Nq – серовато-голубоватая, Np – розово-коричневая), характеризуется прямым погасанием, низким двупреломленнием (Nq-Np = 0,014-0,020). Плагиоклаз – лабрадор-битовнит (An_{67-55}) – образует гипидиоморфные зерна. Кроме этого встречаются совместные скопления магнетита и биотита (до 1 %) и сульфиды – до 4 %.

Амфиболизированные габбронориты – *к*рупнокристаллические породы лейкократового облика, имеют иногда такситовую структуру, сложены таблитчатым плагиоклазом (An_{50-45}) и грубоволокнистой зеленой роговой обманки в виде таблитчатых обособлений с сыпью магнетита, представляющие собой псевдоморфозы амфибола по пироксену (рис. 3). Содержание плагиоклаза может колебаться от 40 до 70 % в лейкократовых разностях. В небольших количествах присутствуют биотит (5-6 %), иногда кварц 3-5 %, апатит- 2-3 %, рудные минералы – магнетит 3-4 %, сульфиды – 2-3 %. Такситовые крупнокристаллические габбро, располагаются главным образом, в верхней части смородинского массива и обогащены такими флюидосодержащими минералами, как биотит, апатит, а также титаномагнетит, сульфиды.

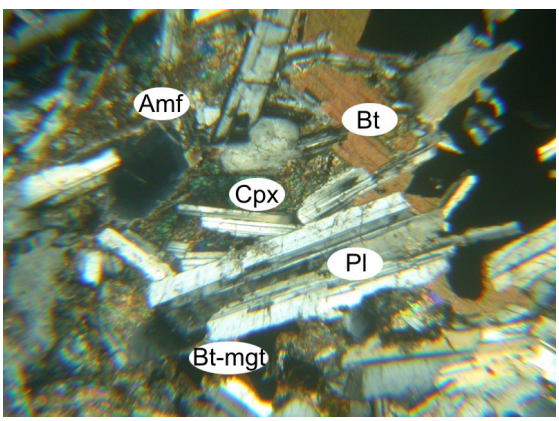


Рис. 3. Амфиболизированные габбронориты с реликтами клинопироксена и зернами биотита вокруг проявлений магнетита – скв. 3009, глуб. 396,0 – увеличение 45^x, николи «+»

Породы второй фазы золотухинского комплекса насыщены многочисленными жилами плагиогранитов, микрогаббро, а также (скв. 3024) прослоями биотитовых плагиогнейсов. Жильные тела микрогаббро сложены амфиболизированными, биотитизированными и частично окварцованными основными породами (мелкозернистыми габброноритами). Структура пород габбровая, текстура массивная. Состоят породы из плагиоклаза (45-50 %), слабо амфиболизированного моноклинного пироксена (40-45 %), а также отмечаются биотит, кварц и акцессорный апатит.

Амфиболизация также наблюдается в зонах контактов габброноритов с габбродолеритами смородинского и жилами гранитов стойло-николаевского комплексов.

В петрохимическом отношении габбронориты второй фазы золотухинского комплекса в целом наследуют свойства гипербазитов первой фазы (серпентиниты и перидотиты золотухинского комплекса характеризуются высоким содержанием магния, железа, постоянным присутствием алюминия и кальция, крайне низкой концентрацией щелочей и фосфора) и принадлежат к породам нормальной щелочности высокоглиноземистых пород калий-натровой серии [7].

Анализ диаграмм сопоставления содержания MgO с CaO и Al_2O_3 (рис. 4а, б) показывает, что формирование пород Золотухинского комплекса происходит под контролем преимущественно Ol котетики, хотя для отдельных разновидностей пород значительную роль играет фракционирование Cpx, это справедливо как для пород ультрамафитовой фазы, так и для габброидов.

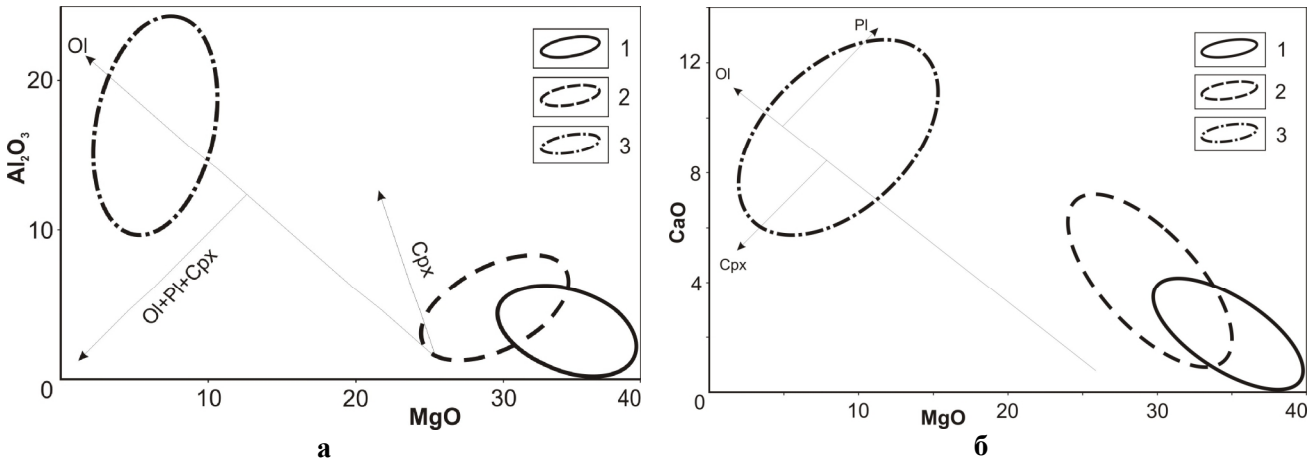


Рис. 4. Диаграммы MgO/Al_2O_3 (а) и MgO/CaO (б) для пород золотухинского комплекса: *1 – аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, 2 – перидотиты, 3 – габбронориты второй фазы*

Однако следует отметить, что на всех диаграммах области габброноритов второй фазы при сохранении общего тренда с гипербазитами располагаются на значительном удалении от них, что свидетельствует об отсутствии членов ряда дифференциации. Причину данной проблемы пород второй фазы золотухинского комплекса, а также петрохимические особенности различных видов габброидов предстоит исследовать более подробно.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" Государственные Контракты № 02.740.11.0021 и № П171

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж гос. ун-та, 2004. – 448с.
2. Полищук В.Д. Основные ультраосновные интузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых / В.Д. Полищук, В.И. Полищук // Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1966.

3. Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА) / А.Д. Ножкин, Е.М. Крестин. – М.: Наука, 1984. – 126 с.
4. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. – 252 с.
5. Альбеков А.Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ: Автореф. канд. дис. геол-минерал. наук. – Воронеж, 2002. – 24 с.
6. Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И., В.М. Холин, Шабалин М.И. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением. – М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2007.
7. Бойко П.С. Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией // Мат. Всерос. конф.: тез. докл. «Минерагения докембрия». – Петрозаводск, 2009. – С. 25-29.

УДК 622.323

ПРИРОДНЫЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ИХ ОСВОЕНИЯ В КРИЗИСНЫХ УСЛОВИЯХ

В.Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В 2005-2006 гг. российская экономика подошла к исчерпанию сырьевой экспортоориентированной модели развития, опиравшейся на форсированную добычу нефти и консервативную макроэкономическую политику. Если в прошлые годы экономический рост определяли два важнейших фактора: эффект девальвации рубля и быстрое наращивание экспортных доходов, в первую очередь за счет энергосырьевых товаров, то в настоящее время эффект девальвации рубля исчерпан. Более того, продолжавшееся в 2006 г. повышение курса рубля превращается в барьер на пути российского несырьевого экспорта и в то же время облегчает импорт, перехватывающий растущий внутренний спрос у отечественных производителей. Возможности увеличения экспорта энергоресурсов – локомотива национальной экономики, еще более ограничены [1].

Минерально-сырьевые ресурсы представляют собой важнейший бюджетообразующий и капиталоемкий актив национального богатства России. Добыча, переработка, использование и экспорт сырьевых ресурсов – это не только первооснова сегодняшнего относительного благополучия страны, но и тот шанс, отпущенный нам природой, благодаря которому Россия могла бы за исторически короткий срок не только существенно повысить благосостояние своих граждан, но и создать условия для поступательного развития страны в будущем [2].

В недрах России сосредоточено 30 % мировых запасов природного газа, 50 % алмазов, 25 % запасов никеля, 17 % олова, почти 10 % запасов нефти. На территории страны обнаружены залежи практически всех известных человечеству полезных ископаемых. Соответственно Россия занимает лидирующие позиции и в сфере добычи основных видов полезных ископаемых, являясь крупнейшим производителем и экспортеров продукции минерально-сырьевого комплекса. В 2005 г. объем производства в этом секторе экономики составил около 4,5 трлн. руб. [3].

Минерально-сырьевые ресурсы в экономике современной России представляют собой:

- более 50 % доходной части федерального бюджета;
- более 70 % экспорта и валютной выручки страны;

- 100 % стабилизационного фонда России;
- почти 60 % промышленной продукции, выпускаемой предприятиями минерально-сырьевого комплекса;
- основу внутреннего регионального продукта зауральских регионов и бюджетов всех регионов-доноров;
- возможность реализации крупных национальных мегапроектов, таких как нефтепроводы Восточная Сибирь – Тихий океан-1, Восточная Сибирь – Тихий океан-2, Балтийская трубопроводная система «Северный поток», транспортный коридор вдоль Урала (Урал – северный – Урал – промышленный).

Добыча и переработка сырья тянет за собой, как локомотив, еще и десятки смежных отраслей промышленности, например, горношахтное машиностроение, производство бурового и энергетического оборудования. Отрасль по переработке минерального сырья обеспечивает высокооплачиваемой работой сотни тысяч рабочих и специалистов.

Важно и то, что крупные месторождения полезных ископаемых, которые составляют значительную часть экспорта и внутреннего потребления, находятся на стадии падающей добычи. Иссякают активные и рентабельные запасы полезных ископаемых: россыпных месторождений золота и платины на Урале, нефти и газа Волго-Уральского и Западно-Сибирского регионов. Так, реализация совокупных запасов основных нефтегазоносных провинций составляет: в Волго-Уральском регионе – 50-70 %, в Западной Сибири – свыше 45 %. Ухудшились горнотехнические условия отработки месторождений, снижаются средние содержания металлов; дебиты нефти в 80-90е годы упали с 26 до 6-7 т/сут. [3].

До 1992 г. объемы воспроизводства нефти и газа превышали добычу этих полезных ископаемых. В период с 1990 г. по 1995 г. произошло резкое падение объемов воспроизводства, вызванное снижением объемов геологоразведочных работ.

В настоящее время девять предприятий добывают 82 % всей нефти, на долю двух компаний приходится добыча 100 % алмазов. Надо понимать, что монополизация добычи приводит к монополизации экономики «добывающих» регионов со всеми вытекающими социально-экономическими последствиями. Вполне очевидно, что природные энергетические ресурсы (нефть, газ, уголь) на предстоящие 30-50 лет останутся определяющими источниками энергии в мире (табл. 1).

Таблица 1

Состояние и прогноз мировых энергетических ресурсов

Млн. тонн нефтяного эквивалента						**Рост в %**
Годы	**1980**	**2000**	**2005**	**2015**	**2030**	**2005-2030**
Нефть	3106	3647	4000	4720	5585	40
Газ	1237	2089	2354	3044	3948	68
Уголь	1786	2292	2892	3988	4994	73
Ядерная энергетика	186	675	721	804	854	19
Гидроэнергетика	147	226	251	327	416	166
Биомассы и различные отходы	753	1041	1149	1334	1615	141
Другие возобновляемые источники	12	53	61	145	308	405
Итого:	7228	10023	11429	14361	17721	55

Одновременно с этим необходимо отметить ускоренное развитие альтернативных и возобновляемых источников энергии. В различных странах и регионах мира эти источники различны, но их потребность довольно высока. Кроме ископаемого топлива увеличивается роль гидро – и атомной энергетики (табл. 2). Среди стран использующих, гидроэнергетические ресурсы, лидируют Бразилия, Канада и Швеция. Атомная энергетика занимает ведущее положение во Франции, Бельгии и Швеции. Однако большинство стран с развитой и развивающейся экономикой, включая и Россию, по-прежнему используют в качестве приоритета ископаемое органическое топливо. В России проблемы развития экологически чистых возобновляемых источников энергии решаются крайне медленно, так как страна обладает ог-

ромными запасами нефти и газа. Многие месторождения еще до сих пор не подготовлены к промышленной эксплуатации, а те, которые эксплуатируются, в состоянии обеспечить не только внутренние потребности в энергоресурсах, но, и являются одним из источников крупных валютных поступлений.

Принципиально новым источником энергетических ресурсов можно рассматривать природные гидротермы. В качестве теплоносителей здесь выступают высокотемперурные подземные воды, пар и пароводяные смеси. Прогнозные запасы гидротерм с температурой 40-250° С составляют в России около 22 млн. $м^3$/сут., что эквивалентно 280 млн. тонн условного топлива в год [4].

Однако при решении вопроса, на поиски каких полезных ископаемых будут направлены средства, предпочтение отдается таким факторам, как наличие перспективных площадей для поисков и разведки и экономическая целесообразность добычи того или иного минерального сырья. Таким образом, более 70 % средств по-прежнему будет направлено на воспроизводство углеводородного сырья, так необходимого для энергетического сектора экономики.

Таблица 2

Использование основных энергетических ресурсов в развитых странах мира, %

Страна	Ископаемое топливо	Гидроэлектроэнергия	Атомная энергия
Саудовская Аравия	100,0	–	–
Дания	97,8	0,1	–
Австралия	89,7	10,3	–
Нидерланды	95,3	0,2	4,5
Китай	81,5	18,5	–
Италия	78,0	20,5	–
Индия	76,4	21,8	1,8
Великобритания	76,2	1,9	21,9
Россия	73,7	15,4	10,9
США	70,1	9,4	19,9
Германия	67,9	3,7	28,4
Япония	63,9	11,9	24
Испания	46,1	18,2	35,3
Бельгия	39,1	1,36	59,6
Канада	22,5	60,7	16,8
Франция	13,5	13,0	72,9
Бразилия	6,5	92,6	0,6
Швеция	4,7	43,1	52,2

Финансовый экономический кризис хотя и снизил, но не смог полностью устранить ту остроту борьбы за обладание ресурсным потенциалом природы, которая наметилась десятилетие назад. Экологические вызовы слаборазвитых и развивающихся стран в различных сферах природопользования не угасли в условиях кризиса, а наоборот активизировались. Возникают и различные варианты экологических императивов, определяющих направления и масштабы эколого-ресурсных ограничений как в кризисной ситуации, так и на пути пост кризисного экономического роста [1].

В качестве одного из важнейших ресурсно-экологических индикаторов можно рассматривать диоксид углерода [2]. Его концентрация в приземном слое атмосферы является важнейшей причиной изменения климата, так как этот газ является определяющим в совокупности так называемых парниковых газов. По сравнению с началом 2008 года в текущем году удельные выбросы диоксида углерода на человека в России снизились на 12 % и составили 8,4 т., в то же время в США этот показатель составил 18,5 т. против 21,2 т., в Канаде 17,4 т. против 20,6 т., в Японии 7,4 т. против 10,3 т., в Германии 7,2 т. против 9,9 т. В России несмотря на заметный спад промышленного производства заметного уменьшения количества

диоксида углерода в атмосфере не произошло, что связано с неконтролируемым ростом числа автомобилей в основном подержанных иностранных марок, эксплуатация которых в европейских странах и Японии из-за экологического несоответствия установленным нормативам запрещена.

Важнейшим фактором, определяющим рост промышленного и сельскохозяйственного производства, а так же качество жизни населения, является уровень производства и потребления электроэнергии. Этот же фактор, в свою очередь, выступает и в роли критического параметра, существенно влияющего на масштабы загрязнения окружающей среды и общую оценку экологических угроз [5].

По уровню энергообеспеченности Россия заметно отстаёт от высокоразвитых стран большой восьмёрки. Показатель потребления электроэнергии на душу населения в стране в 2004 году составлял 6425 кВт/час. Это почти 2,2 раза ниже, чем в США (табл. 3).

Таблица 3

Электроэнергетические показатели экономически высокоразвитых стран и России (с использованием данных [3])

Страна	Процент мирового населения	Потребление электроэнергии на душу населения, кВт/час	Уровень электрификации страны, %	ВВП на единицу электроэнергии (долл. США на 1 кг нефтяного эквивалента)
Норвегия	0,07	26657	100	5,9
Канада	0,5	18408	100	3,4
США	4,6	14240	100	4,6
Япония	2,0	8459	100	6,4
Германия	1,3	7442	100	6,2
Италия	1,0	6820	100	6,0
Великобритания	0,9	6756	100	7,3
Россия	2,2	6425	95	2,0

К середине 2009 года энергообеспеченность России несколько снизилась и составила 6250 кВт/час на душу населении. Это произошло в основном по причине вывода из эксплуатации выработавших свой ресурс реакторов на некоторых атомных электростанциях Европейской части страны и крупной технологической аварии на Саяно-Шушенской гидроэлектростанции. Дальнейшая эксплуатация старых атомных электростанций, несмотря на положительное заключение Росатомэнергонадзора экологически нецелесообразна. В то же время в апреле 2009 года Правительством России намечена обширная программа развития атомной электроэнергетики, выполнение которой к 2025 году позволит добиться существенного роста энергообеспеченности страны и приблизиться по этому показателю к высокоразвитым странам Европы (20-22 % общего производства электроэнергии в стране).

Природные условия России в целом затронуты техногенным воздействием значительно меньше, чем во многих других регионах нашей планеты. И это, несмотря на многочисленные примеры, экологически безответственного отношения к природе практически во всех Федеральных округах страны. По экспертным оценкам ученых – экологов процент сохранности естественных экосистем на начало третьего тысячелетия составлял в России 65-70, в Китае – 20, в Индонезии – 7, в США – 5, в странах Западной Европы – 4, в Индии – 1 [1]. Вполне очевидно, что возрождение экономики в нашей стране в посткризисный период будет связан с широким вовлечением в мирохозяйственный оборот ещё неосвоенных природных ресурсов. С экологической точки зрения здесь возможны новые подходы к снижению нагрузки на ресурсный потенциал и окружающую среду [1].

Можно полагать, что для посткризисной ситуации в России наиболее приемлем сценарий, предполагающий синхронное участие и ответственность государства и бизнеса при решении эколого-экономических проблем, которые неизбежно возникнут при преодолении стагнации и регресса. Россия имеет в настоящие время все возможности воспользоваться

своими территориальными и природно-ресурсными преимуществами для быстрейшего и безболезненного выхода из финансово-экономического кризиса, и реализации в дальнейшем такой стратегии устойчивого развития, которая отвечала бы национальным интересам и новым императивам взаимоотношений природы, экологии и экономики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кушлин В.С. Выбор модели развития в условиях ужесточения эколого-ресурсных ограничений / В.С. Кушлин // ЭКО. – 2008. – С. 3-13.
2. Бочаров В.Л. экологические императивы посткризисного развития / В.Л. Бочаров // Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты (в рамках Федерального проекта «Чистая вода»): Мат. Междунар. науч.-практ. конф.. – Воронеж: Воронеж. ун-т, 2009. – С. 301-303.
3. Бавлов В.Н. Роль и место минерально-сырьевого комплекса в социально-экономическом развитии регионов России по недропользованию / В.Н.Бавлов // Федеративные отношения и регионопользования и региональная социально-экономическая политика. – 2006. – № 10. – С. 2-6.
4. Запивалов Н.П. Энегетика XXI века: тенденции и перспективы / Н.Е. Запивалов // Российские недра. – 2009. – № 8. – С. 10-11.
5. Башкин В.Н. Экологические риски: расчет, управление, страхование / В.Н. Башкин. – М.: Высшая школа, 2007. – 360 с.

УДК 556.3+550.834

К ОЦЕНКЕ РОЛИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

В.Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Целенаправленное действие воды постоянно проявляется в сейсмических процессах, хотя, по мнению некоторых исследователей, роль ее здесь не является главной. Вместе с тем установлено, что по поведению гидродинамических и гидрогеохимических характеристик подземной воды можно судить о фазах сейсмической активности [1, 2]. Не всегда может быть получена однозначная информация, но существует надежда на дальнейшее совершенствование методов изучения гидрогеологических признаков нарастания сейсмических процессов. Среди них возлагаются большие надежды на получение данных по изменению гидрогеохимических показателей, свидетельствующих о вариации сейсмогенных явлений. Широко используются также и другие методы изучения явлений, предшествующих сейсмической активности: геофизические, метеорологические, деформационные, биологические, эманационные и др. Каждый из них имеет свои диапазон возможностей, не перекрывает и не дублирует гидрохимические методы. Учитывая катастрофический характер землетрясений, влекущих человеческие жертвы, а также наносящих огромный материальный ущерб, разработка системы предупреждения населения о предстоящей стихийной угрозе является одной из актуальнейших задач современной науки. Гидрогеохимии в этом смысле, предстоит решать весьма сложные проблемы прогнозирования чрезвычайных явлений и процессов [1, 2, 3].

Тектонические землетрясения, возникающие при разгрузке накапливающихся механических напряжений, составляют до 95 % сейсмических явлений [4]. Вместе с тем, природа землетрясений может быть и другой. Могут быть вулканические землетрясения, возникающие при взрывах газов, гидравлических ударах во время извержения вулканов и денудаци-

онные, спровоцированные обвалами, оползнями, провалами. В последние годы все чаще происходят землетрясения, обусловленные образованием крупных водохранилищ, мощными закачками и откачками воды, эксплуатацией месторождений нефти и газа, проходкой выработок с обрушением кровли, выщелачиванием соляных пластов и др.

В настоящее время весьма важно представляется проблема изучения сейсмических процессов по гидрогеохимическим данным. Такие подходы широко используются в гидрогеологической практике, например, в связи с изучением карста в процессе химический денудации пород, выделением этажей карстования пород, отвечающих определенным этапам движения земной коры, выявлением особенностей роста и состава сталактитов, сталагмитов и других натечных образований. Весьма чувствительны к сейсмическим процессам различные типы минеральных вод (углекислых, кремнеземистых, высокоминерализованных). По отложениям источников (современных и древних) можно судить о положении выходов подземных вод в прошлом, перемещении мест вытекания источников в результате эрозионной деятельности и движения поверхности земли (переменами в положении базиса дренирования), изменении химического, газового и температурного режимов подземных вод. Информацию о палеорежиме вод можно получить, изучая следы водных потоков, образующих травертины, гейзериты, наледи и другие отложения [2].

На изменение режима подземных вод, происходящего под воздействием сейсмогенных явлений, нередко накладывается воздействие метеогенных и космогенных факторов. Роль космогенных факторов установить значительно сложнее вследствие быстротечных и малых колебаний содержания компонентов. Но такие изменения достаточно хорошо фиксируются в сейсмоактивных районах, особенно, если водоносные системы обладают высокой степенью газонасыщенности. Наблюдения в периоды, предшествующие возрастанию сейсмической активности в ряде сейсмически активных районов, свидетельствуют о заметных колебаниях концентраций в подземных водах макрокомпонентов (хлор, сульфат, аммоний), а также фтора, бора. Существенные вариации испытывают благородные газы (гелий, радон) и редкие щелочные металлы (литий, рубидий, цезий [1]).

В результате техногенной деятельности на земной поверхности и в верхних слоях коры нарушается природное равновесие напряженно-деформационного состоянии блока горных пород и становится возможным сейсмический разрыв или землетрясение. Очаги вызванных землетрясений, вероятно, формируются в зонах нарушения гравитационного поля земной коры под действием гидростатических нагрузок, либо при повышении напора порово-трещинных вод. Так при заполнении водохранилищ нагрузка водных масс может вызвать прогибание земной коры. Но водную нагрузку в большинстве случаев нельзя считать причиной техногенных землетрясений, так как напряженно-деформационные изменения, связанные со скоплениями больших объемов воды на земной поверхности, быстро уменьшаются с глубиной [3].

Механизм воздействия порово-трещинных вод в очагах техногенной сейсмической активности, в общем, мало отличается от воздействия в естественных очагах. Блоки земной коры находятся в постоянном развитии и движении. Но влияние подземных вод на формирование напряженно-деформационных сгущений, порождаемых внутренними естественными и техногенными силами, изучено еще очень слабо. Вместе с тем отмечено, что поровые воды нейтрализуют геостатическую нагрузку и снижают трение в основании покровных надвигов при их перемещении. Напряжение сдвига, необходимое для перемещения покрова зависит от давления поровой жидкости. Вода при таких давлениях становится мощным фактором тектонических подвижек. Массивы горных пород с повышенной пористостью и водонасыщенностью вследствие их низкой плотности под действием конвективных сил приобретают момент силы и стремятся проникнуть в верхние горизонты коры. Но иногда замкнутые объемы водонасыщенных пород могут погружаться на большую глубину и там, в области высоких температур, создавать очаги высоких тектонических энергий [3].

Кроме того, физические и физико-химические воздействия подземных вод в регионах современной тектонической активности способствуют ослаблению прочности горных пород,

развитию трещиноватости и уменьшению трения при тектонических подвижках и при высоких давлениях жидкости приводят к гидравлическому разрыву в естественных условиях. Поэтому гидродинамические аномалии уже давно рассматриваются как факторы, способствующие сейсмическим событиям.

По современны представлениям тектонофизики в очагах высокой сейсмической активности развиваются преимущественно деформации скалывания. И здесь роль поровых жидкостей может проявиться двояко. При высоком давлении порово-трещинных вод уменьшается трение на плоскости скола, как и для покровных надвигов. При высоких поровых давлениях деформации скалывания могут произойти даже под действием относительно малых тектонических напряжений.

Важным направлением является изучение техногенной природной среды, находящейся под воздействием крупных инженерных сооружений[5]. Сейсмические колебания через фундамент сооружений уходят в грунт и заключенные в нем подземные воды на десятки километров. При этом подземные воды испытывают не только гидродинамическую, но и гидрогеохимическую трансформацию. Наглядным показателем является изменение химического состава подземных вод неоген четвертичного водоносного комплекса на участке правобережного склона Воронежского водохранилища, где ведется интенсивная высокоэтажная застройка. Мониторинг подземных вод в течение 20-ти последних лет показывает заметный сдвиг в сторону увеличения концентраций макроанионов (сульфат, хлор, 1), макрокатионов (кальций, магний, 2) и тяжелых металлов (ТМ, 3, рис. 1).

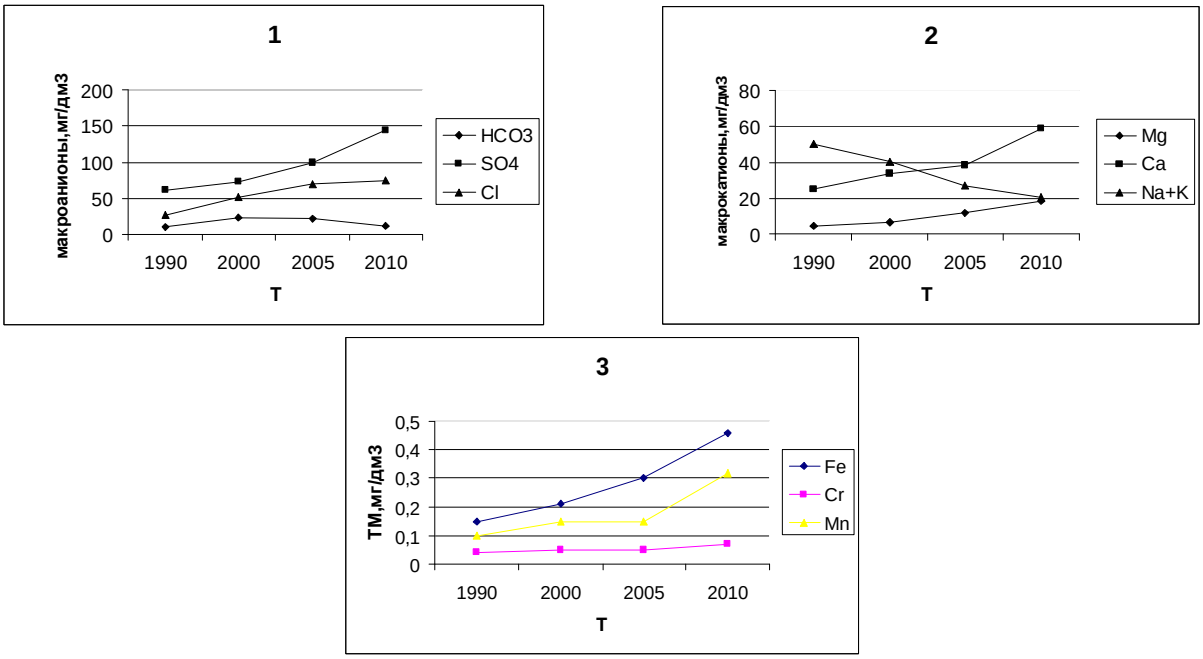


Рис. 1. Изменение химического состава подземных вод неоген-четвертичного комплекса, а правобережной части Воронежского водохранилища

Все это происходит на фоне снижения содержания гидрокарбоната, натрия и калия. Подобное явление происходит в условиях нарушения естественного гидродинамического режима, когда нарушается водообмен с поверхностными водами водохранилища. К тому же формирование намывных территорий в береговых зонах водохранилища способствует подтоплению береговых и склоновых участков, повышению уровня грунтовых вод, возрастанию водонасыщенности вмещающих горных пород. В результате возникают условия сейсмоопастности высотных зданий в береговых и склоновых участках. Отсюда можно сделать вывод о возможности рассматривать изменение химического состава грунтовых вод в качестве возможного показателя активизации сейсмических процессов техногенной природы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Л.С. Изучение гидрогеологических предвестников землетрясения / Л.С. Балашов, Г.В. Куликов, А.В. Лебедев // Сов. геол. – 1982. – № 9. – С. 111-121.
2. Кирюхин В.А. Гидрогеохимия / В.А. Кирхин, А.И. Коротков, С.Л. Шварцев – М.: Недра, 1993. – 384 с.
3. Бутолин А.П. Возможные роли воды в формировании напряженно-деформационных зон земной коры / А.П. Бутолин // Геологические опасности. Материалы XV Всеросс. конф. с междунар. участием. – Архангельск: Ин-т экол. проблем Севера. АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 110-111.
4. Надежка Л.И. Тектоническая раздробленность кристаллической коры и характер современной сейсмичности территории Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, М.А. Ефременко, О.М. Ипполитов // Геологические опасности. Материалы XV Всеросс. конф. с междунар. участием. – Архангельск: Ин-т экол. проблем Севера. АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 324-327.
5. Капустян Н.К. Возможности микросейсмических исследований при изучении геологической среды и конструкции здания / Н.К. Капустян, Ф.Н. Юдахин // Геологические опасности. Материалы XV Всеросс. конф. с междунар. участием. – Архангельск: Ин-т экол. проблем Севера. АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 209-212.

УДК 550.344

ТРЕХМЕРНАЯ Р-СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОБЛАСТИ ВРАНЧА И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

И.В. Бугаенко, А.В. Кендзера, Т.А. Цветкова

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

Сейсмически активная область Вранча в Румынии находится на стыке Восточных и Южных Карпат. Эпицентры высокомагнитудных землетрясений данной области в плане ограничены областью 40х80 км, а по глубине 70-180 км. Данную практически вертикальную сейсмоактивную область многие исследователи интерпретируют как слэб, оторвавшийся во время палео-субдукции, но о природе возникновения этого слэба существуют различные версии.

С тектонической точки зрения зону Вранча рассматривают как нестабильную зону тройного сочленения [2, 3, 4, 5], расположенную между тремя тектоническими субплитами (плитами): Восточно-Европейской платформой, Мизийской платформой и Интро-Карпатской субплитой (включающей Паннонскую впадину, Трансильванскую впадину, Карпаты). Данные плиты (субплиты) отделены друг от друга системой главных разломов: зона Тейсейра-Торнквиста (разделяющая Восточно-Европейскую платформу и Интро-Карпатскую субплиту), разлом Транс-Гетика (разделяющий Мизийскую платформу и Интро-Карпатскую субплиту) и разлом Печеняга-Камена (разделяющий Мизийскую платформу и Добруджу) (рис. 1).

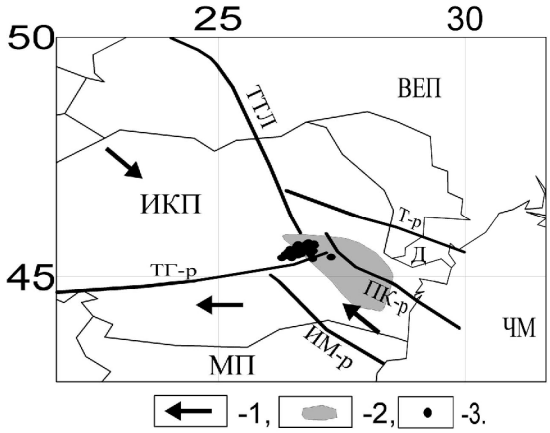


Рис. 1. Тектоническая схема исследуемой области (упрощенно по [3, 5]). *Условные обозначения: 1 - региональные векторы напряжений (из [2, 3, 5]), 2 - проекция на поверхность высокоскоростной области в районе Вранча, сформированная наклонным слоем (рис. 2), 3 - проекция среднеглубинных землетрясений области Вранча с магнитудой более 4,5 за период с 1973 по 2010 годы [6], ВЕП – Восточно-Европейская платформа, Д – Добруджа, ИКП – Интро-Карпатская субплита, ИМ-р – Интро-Мизийский разлом, МП – Мизийская плита, ПК-р – Печеняга-Камена разлом, Т-р – разлом Тротус, ТГ-р – разлом Транс-Гетика, ТТЛ – линия Тейсейра-Торнквиста, ЧМ – Черное море*

Целью данной работы является изучение скоростного строения верхней мантии области Вранча и ее окружения на основании метода сейсмической томографии, предложенного В.С. Гейко [7]. Используя данные о первых вступлениях Р-волн из базы Интернационального Сейсмологического Центра (ISC) за период 1964-2002 гг. построена трехмерная Р-скоростная модель мантии Евразии. Скоростная модель мантии под областью Вранча и ее окружением представлена в виде горизонтальных сечений в истинных скоростях с шагом 25 км и вертикальных сечениях (широтных и долготных (рис. 2) до глубины 850 км с шагом 0,5) в невязках относительно референтной модели, полученной как следствие решения задачи сейсмической томографии для Евразии [7].

На глубине 50 км область под Врончей (а также под Мизийской платформой и Интра-Карпатской субплитой) характеризуется низкими скоростями до $V = 7{,}725$ км/сек под разломом Транс-Гетика. Восточно-Европейская платформа, северо-западный шельф Черного моря и северная часть Западно-Черноморской впадины на данной глубине являются высокоскоростными. Начиная с глубины 75 км, наблюдается смещение границы между высокими и низкими скоростями на запад (под зону Вранча) и на юг (под Добруджу). Следует отметить, что на глубинах 75-300 км именно под зоной Вранча сохраняется практически без смещений по плоскости граница между высокими и низкими скоростями, когда на других участках изучаемого региона эта граница варьирует (рис. 3). Наклонный слой под восточную часть Добруджи, с глубиной далее продвигается на юг под восточную часть Мизийской платформы, и на глубине до 250 км доходит до границы Мизийской платформы и Балканид, но он не сопровождается землетрясениями.

На широтных сечениях видно, что среднеглубинные землетрясения Вранча приурочены к высокоскоростной области на глубине от 75 км до максимум 225 км, которая 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. 1 показана проекция на поверхность этой высокоскоростной области, сформированной наклонным слоем. В работе [3] Мизийская платформа по Интра-Мизийскому разлому делится на две части: стабильную центральную и активную, названную Черноморским блоком. В работах [2, 3, 5] показываются региональные векторы напряжений, в которых Черноморский блок Мизийской плиты имеет вектор напряжения тоже северо-западного направления (рис. 1). Стоит отметить, что область Вранча осложнена встречным Черноморскому блоку направлением со стороны Интра-Карпатской субплиты.

Вертикальные сечения показывают, что Восточно-Европейская платформа характеризуется высокоскоростной верхней мантией и низкоскоростной переходной зоной верхней мантии (в исследуемой части с возможными высокоскоростными областями в переходной зоне). На долготных сечениях видно высокоскоростной наклонный слой, распространяющийся со стороны Восточно-Европейской платформы в южном направлении в переходную зону верхней мантии. Интро-Карпатская субплита характеризуется низкоскоростной верхней мантией и высокоскоростной переходной зоной верхней мантии. По скоростным характеристикам Мизийская платформа (низкоскоростная верхняя мантия и высокоскоростная переходная зона верхней мантии) не похожа на докембрийскую, а более похожа на более молодую Западно-Европейскую платформу.

Итого, среднемантийные землетрясения области Вранча приурочены к высокоскоростной области северо-западного простирания на глубине 75-250 км в районе Черноморского блока Мизийской платформы, и некоторому неподвижному условному узлу, где на глубинах 75-300 км проходит граница между высокими и низкими скоростями.

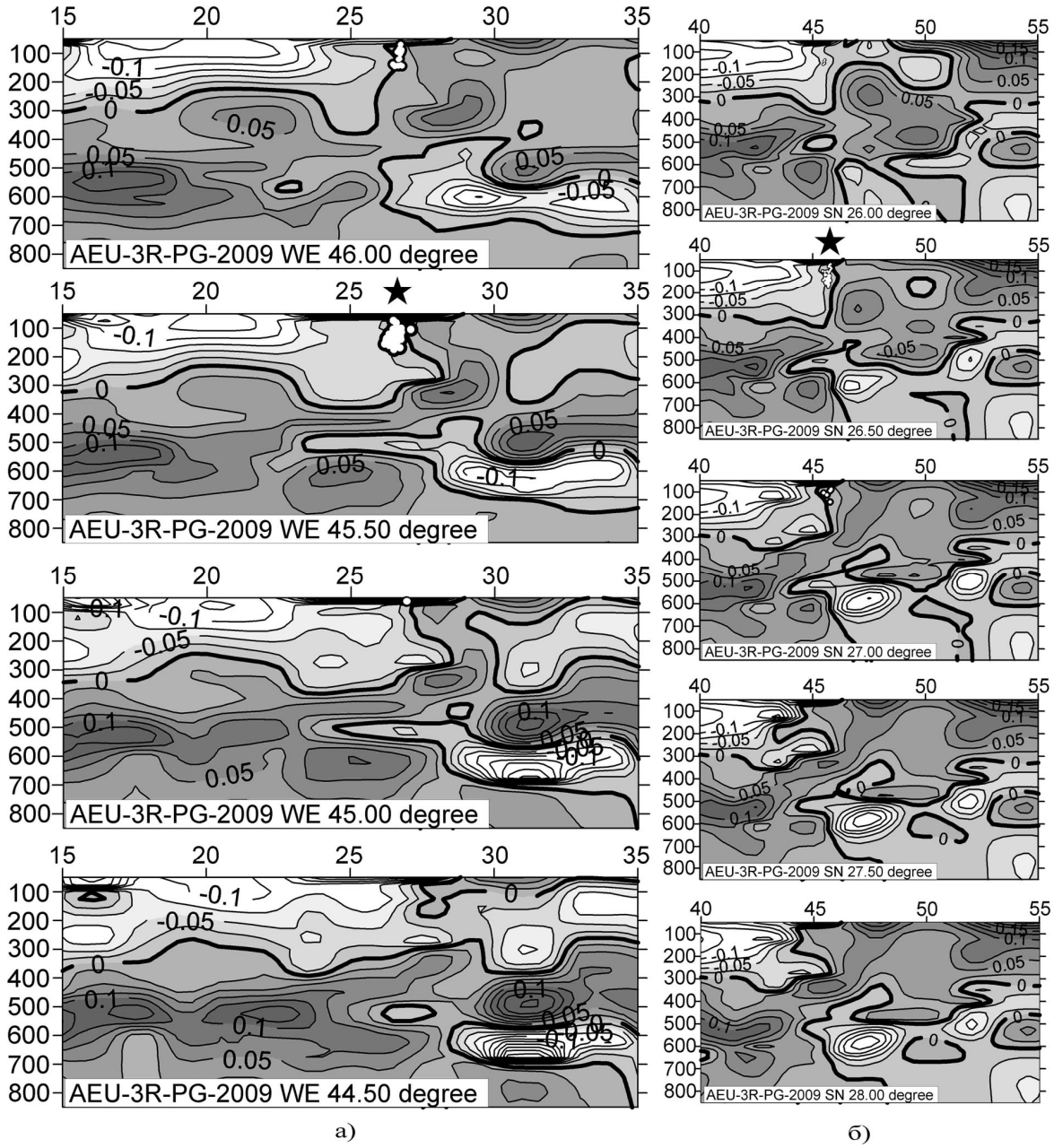


Рис. 2. Широтные (а) и долготные (б) сечения трехмерной Р-скоростной модели верхней мантии исследуемой территории с вынесенными гипоцентрами землетрясений с магнитудой более 4,5 за период с 1973 по 2010 годы [6]

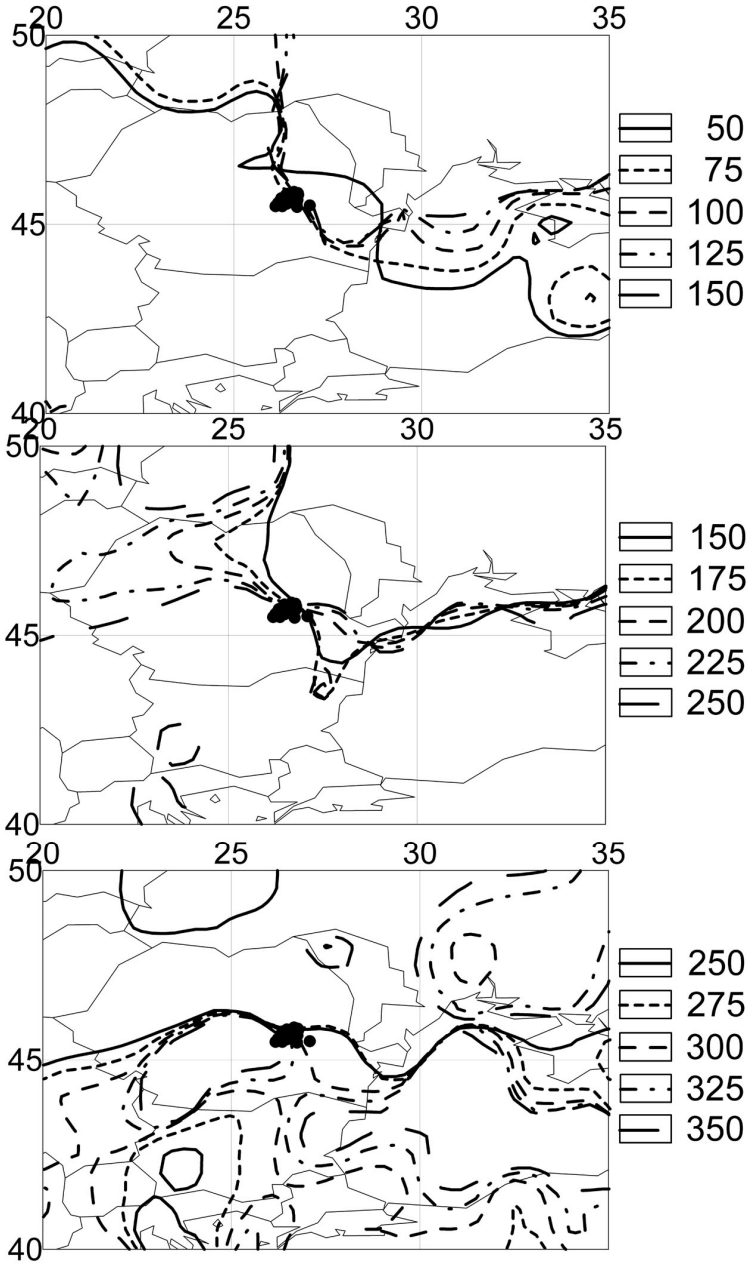


Рис. 3. Граница между высокими и низкими скоростями исследуемой территории на глубинах 50-350 км с вынесенными среднеглубинными землетрясениями области Вранча с магнитудой более 4,5 за период с 1973 по 2010 годы [6]

ЛИТЕРАТУРА

1. B.Sperner, F.Lorenz, K.Bonjer, S.Hettel, B.Müller and F.Wenzel Slab break-off – abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania) // Terra Nova. – 2001. – № 13. – P. 172-179.
2. Besutio L., Cadicheanu N. Preliminary considerations on the space-time dynamics of the intermediate-depth seismicity within Vrancea zone // The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu). – 2002. – P. 25-33.
3. Zugravescu D., Polonic G. Present-day stress field in the southeastern in the Vrancea region derived from seismicity data // The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu). – 2002. – P. 35-45.

4. Besutio L., Zugravesku D. Considerations on the Black Sea opening and its seismotectonic consequences // The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu). – 2002. – P.7 9-97.
5. Besutio L Vrancea active seismic area: evidence towards a continental unstable triple junction // The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21st century (Ed. Zugravescu) – 2002. – P. 129-147.
6. Restangular Area Earthquake Search // USGS/NEIC: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/egarchives/epic/epic_rect/php.
7. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 3-32.

НЕКОТОРЫЕ ИДЕИ ПО ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ

Л.В. Булина

ВСЕГЕИ, г. Москва, Россия

1. Срединно-океанические хребты – древнейшие швы Земли, по которым в разное время могли быть активизированы различные тектонические, магматические и другие процессы.

Продолжением Срединно-Атлантического хребта считается хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане. К юго-западу от него, на территории Сибирской платформы прослеживаются характерные полосовые аномалии магнитного поля, аналогичные тем, какие отмечаются над этим хребтом. Можно заключить, что вызывающие их структурные зоны имеют сходную природу Архейский возраст этих структур в фундаменте Сибирской платформы не вызывает сомнения [1].

2. Крупные блоки земной коры на территории Северной Евразии смещены в западном и юго-западном направлениях.

При районировании территории бывшего СССР по характеру геофизических полей было замечено, что западные границы крупных блоков земной коры как бы надвинуты на соседние участки также крупные [2]. Отмечаются также крупные надвиги больших масс вещества земной коры в западном направлении – Урал надвинут на фундамент Русской платформы, Верхоянская складчатая система надвинута на фундамент Сибирской платформы. Сейсмоактивная зона в районе Камчатки и Курил погружается под континент, что может быть обусловлено тем, что океаническая плита поддвинута под континентальную. Западная граница Американского континента срезает океанические структурные зоны, создающие полосовые аномалии магнитного поля.

Смещение крупных блоков земной коры в западном направлении можно объяснить влиянием сил, возникающих в результате гравитационного взаимодействия Земли и Луны, что приводит к возникновению приливных волн, бегущих с востока на запад. Такие волны возникают не только в водной среде, что очевидно, но и в твердых оболочках Земли, но в других условиях. Постоянное их воздействие в течение долгого времени могло пивестик заметным деформациям в литосфере. На существование таких деформаций обращали внимание некоторые исследователи (А.В. Пейве, 1960; Г.Н. Каттерфельд, 1961; А.А. Межвилк, 1965), но эта концепция не получила широкого признания, хотя акт гравитационного взаимодействия Земли и Луны бесспорен.

3. Выделяемая по сейсмическим данным поверхность условно «базальтового» слоя может быть зоной смещения верхних горизонтов земной коры по отношению к нижним. Такая возможность допускалась А.В.Пейве. Приуроченность к этой зоне нижних кромок намагниченных геологических тел, составляющих верхнюю часть земной коры, может быть с

этим предположением согласована. Если вдоль таких зон происходили, хотя бы небольшие относительные смещения отдельных слоев земной коры, естественно допустить, что здесь намагниченные тела были разорваны и смещены друг относительно друга. Наибольший аномальный эффект будут создавать тела, оставшиеся наверху, а их нижние кромки будут находитьс вблизи зон тангенциальных смещений. На то, что нижние кромки намагниченных тел часто приурочены к поверхности условно «баальтового» слоя уже обращалось внимание.

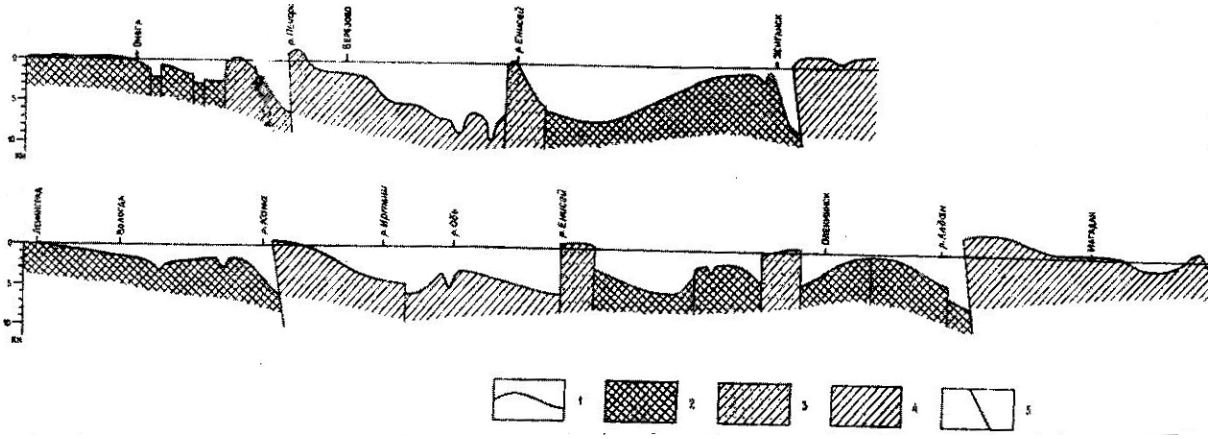


Рис. 1. Схематические разрезы рельефа поверхности складчатых сооружений земной коры. *I – по направлению Онега – Березово – Жиганск (вверху); II – вдоль 60 градуса северной широты (внизу)*

ЛИТЕРАТУРА

1. Булина Л.В. Якутско-Анабарская структурная зона в фундаменте Сибирской платформы – продолжение Срединно-Арктического хребта // Вопросы дрейфа континентов и литогенеза. – Л.: Изд. ЛГУ, 1981.
2. Булина Л.В. О западном смещении крупных блоков земной коры на территории СССР // Структура земной коры и океанов. – Т. 77. – Вып. 2. – Л., 1983.

УДК 550.348.436

СПОСОБ ОБНАРУЖЕНИЯ ПУСТОТ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Е.В. Бурдакова

ФГУП "Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга", г. Санкт-Петербург, Россия

Предлагаемый способ позволяет обнаружить естественные и искусственные пустоты, полупустоты (например, заполненных водой) или неоднородности с пониженной плотностью относительно вмещающих пород путем изучения естественной акустической эмиссии.

Известен способ радиоволнового просвечивания, который использует разведочные и эксплуатационные горные выработки и разведочные скважины, для обнаружения пустот в пространстве между пройденными горными выработками и скважинами. Используя различие коэффициентов поглощения вмещаемых пород и искомых объектов, можно "просветить" электромагнитными волнами исследуемое пространство и по степени поглощения энергии передатчика установить наличие или отсутствие рудных тел или иных геологических образований, в том числе пустот, в толще окружающих отложений [1].

Возможны различные варианты просвечивания из одной штольни в другую, также вариант просвечивания из буровой скважины на дневную поверхность, и т.п. Модификацию радиоволнового просвечивания между горными выработками или между выработкой и по-

верхностью земли называют шахтным радиопросвечиванием, а просвечивание между скважинами или скважиной и дневной поверхностью скважинным радиопросвечиванием. Различие в названиях обусловлено лишь техническими отличиями в аппаратуре [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].

В земной коре находятся различные естественные и искусственные воздушные полости. Это пещеры, штольни подземные сооружения и другие объекты которые являются объемными резонаторами.

Объемный резонатор – это колебательная система, которая при воздействии внешней силы определенной частоты способна совершать колебания с максимальной амплитудой на частоте, близкой к его собственной частоте. Собственные частоты резонатора находятся в зависимости от его величины и формы.

Рассмотрим собственные частоты некоторых пустот.

При интерпретации полученной в пустотах акустической эмиссии предполагалось, 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 резонатора определяются выражением [3]:

$$f_{m,n} = \frac{c_3}{2pr_0} n_m^{(n)}, \tag{1}$$

где c_3 – скорость звука в сферическом резонаторе, r_0 – его радиус, $n_m^{(n)}$ – корни уравнения.

$$\frac{d}{dv}\left(\sqrt{\frac{p}{2n}} J_{n+1/2}(n)\right) = 0, \tag{2}$$

$\left(J_{n+1/2}(n)\right)$ – функция Бесселя 1-го рода, n = 0, 1, 2, …, m = 1, 2, …

В [3] были вычислены пять корней для: $f_1^0 = 4{,}4934$, $f_2^0 = 7{,}7254$, $f_3^0 = 10{,}904$, $f_4^0 = 14{,}066$, $f_5^0 = 17{,}222$.

Для радиальных колебаний (n = 0) $n_m^{(n)} \approx \frac{p}{2}(2m+1)$ и для $f_{m,o}$ имеем:

$$f_{m,o} \approx \frac{c_3}{4r_0}(2m+1) \tag{3}$$

При c_3 = 330 м/с, r_0 = 10м имеем: для m = 1, $n_{1,0} = 24{,}8c^{-1}$; m = 2, $n_{2,0} = 41{,}3c^{-1}$; m = 3, $n_{3,0} = 57{,}8c^{-1}$.

Предполагая, что штольня, которая соединяется с пещерой, моделируется как цилиндрический резонатор для собственных частот цилиндрического резонатора, имеем [4]:

$$f_{n,m,k} = \frac{c_3}{2pa}\left[m_m^{(n)2} + \frac{a^2}{l^2}(pk)^2\right]^{1/2}, \tag{4}$$

где a – радиус цилиндрического резонатора; l – его длина; n = 0, 1, 2, …; m, k = 1, 2, …; $m_m^{(n)}$ – корень номера m уравнения $\frac{d}{dm} J_n(m) = 0$.

Для радиальных колебаний (n=0) имеем

$$f_{0,m,k} = \frac{c_3}{2pa}\left[m_m^{(0)2} + \frac{a^2}{l^2}(pk)^2\right]^{1/2}, \tag{5}$$

где $m_m^{(0)}$ – корень номера m уравнения $\frac{d}{dm} J_0(m) = 0$.

Для первых пяти значений $m_m^{(0)}$ имеем $m_1^{(0)} = 3{,}83$, $m_2^{(0)} = 7{,}02$, $m_3^{(0)} = 10{,}17$, $m_4^{(0)} = 13{,}32$, $m_5^{(0)} = 16{,}5$ [5].

При a = 1,75 м, l = 30 м имеем следующие значения собственных частот: $f_{0,1,0} \approx 115c^{-1}$, $f_{0,2,0} \approx 210c^{-1}$, $f_{0,3,0} \approx 305c^{-1}$, $f_{0,4,0} \approx 400c^{-1}$, $f_{0,5,0} \approx 495c^{-1}$.

Приведенный пример цилиндрического резонатора с радиусом a = 1,75 м и длинной l = 30м соответствует реальной пещере Фу Ронг на водохранилище Ву Лонг (КНР), где проводились измерения акустической эмиссии и вычислялись спектры фоновых измерений и измерений с сигналом – предвестником землетрясений.

Как следует из теоретических расчетов, резонансные частоты отмечаются на 115, 210, 305, 400, 495 Гц, на реальных спектрах мы наблюдаем резонансы на 95, 200, 300, 400 Гц далее спектр не вычислялся. Как следует из этого примера, только первая теоретическая резонансная частота отличается от реальной на 20 Гц, остальные близки к друг другу, что подтверждает возможность использования предложенного способа [6].

Из приведенных выше оценок для конкретных размеров сферического (пещера) и цилиндрического (штольня) резонаторов собственные частоты сферического резонатора меньше собственных частот цилиндрического резонатора. Это значит, что эти два резонатора могут охватить широкий спектр резонирующих частот.

При поиске пустот на профиле производят измерения акустической эмиссии по естественным шумам, проводятся с равномерным шагом на заданных маршрутах. Масштаб поисков определяется предполагаемыми размерами искомых объектов. Аномалии, создаваемые искомыми объектами должны быть подсечены минимум двумя-тремя маршрутами. При необходимости выполняется более детальная съемка. При этом расстояние между точками, как при площадной, так и при профильной съемках, выбирается так, чтобы надежность обнаружения аномалий, созданных объектами поиска. Например, по критерию Котельникова, составляла 99,5 %. Исходя из этих соображений, аномалия (по соотношению энергии аномалии к энергии помехи – равному единице) может быть выделена по 27 точкам на профиле. Если отношение энергия аномалии к энергии помехи равно двум, то с той же надежностью аномалию можно выделить по семи точкам. При этом считается, что помеха по профилю не коррелируется. Надежность может быть снижена до 95 %.

Время наблюдения на каждой точке выбирается исходя из необходимости обнаружения тех или иных частот полезного сигнала. Из опыта автора для надежного выделения частот 0,01 Гц достаточно 3 минут наблюдения на одной точке.

Для нашей задачи необходимо анализировать более низкие 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 за 1 мин. По максимальным значениям на спектрах выделяются предположительно резонансные частоты, которые при разных параметрах m, где m = 1, 2, 3 из формулы (3), уточняются по палеточным (теоретическим) спектрам.

Идентификация экспериментальных спектров, по теоретическим выполняются аналогично интерпретации кривых D”P в электроразведке по палеткам [1].

Таким образом, неразрушающий способ обнаружения пустот в верхней части разреза земной коры, заключается в выполнении съемки на профиле и/или на площади по акустической эмиссии в частотном интервале 0,01-5000 Гц путем выполнения профилирования по природным акустическим шумам, образовавшимся за счет микроземлетрясений, лунно-суточных приливов, и/или техническим шумам на поверхности земли с расстоянием между точками измерения в соответствии с масштабом съемки поисков.

Способ использовался на ряде объектов: район г. Сосновый Бор, Ленинградской области, хребет в районе п. Да Лу Ба (КНР, Сяо Нан Хай), пещера Фу Ронг (КНР, Ву Лонг) и др.

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 2009. – Вып. 2. – 2009. – С. 14-17.

УДК 550.348.436

ЗАТИШЬЕ В СРЕДЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Е.В. Бурдакова, Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, В.К. Паламарчук, Л.А. Прялухина

ФГУП "Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга", г. Санкт-Петербург, Россия

Изучение микроземлетрясений в пространстве и времени является эффективным способом изучения напряженного состояния Земной коры и возникновения в ней аномальных явлений. Наиболее эффективно эта задача решается путем выполнения мониторинга акустической эмиссии во многих точках исследуемого пространства.

Однако такие исследования заняли бы очень много времени. Поэтому задача решается путем выполнения акустической съемки и выбора определенных характерных точек для мониторинга. Да и мониторинг должен быть кратковременным.

Рассмотрим прежде не то, как уменьшить объем исследований, а то, как обработать полученную информацию. Характеристикой напряженного состояния Земной коры является ее активность. В сейсмических районах активность является нормой. А вот аномалией является затишье, то есть в аномальной зоне прекращается сейсмическая активность, которая может привести к накоплению энергии для сильного землетрясения. Но это может быть верно только для определенных моделей очагов землетрясений. К примеру, моделей упругой отдачи. При этом нельзя забывать об аномально высокой активности, которая может предшествовать сильному землетрясению, очаг которого нашел выход энергии на поверхность Земли. Как это, к примеру, может произойти в очагах типа "волновода-ловушки".

Рассматривать исходные записи акустической эмиссии и ее изменения во времени занятие довольно неблагодарное. Поэтому авторами было предложено рассматривать выделенные заранее микроземлетрясения. Микроземлетрясения рассматриваются нами слабые или даже очень слабые вплоть до уровня образования разрывов типа магистральных трещин.

На рис. 1 приводиться суточный мониторинг акустической эмиссии с интервалом сейсмического затишья в период от 3:45 до 6:25. После затишья микроземлетрясение произошло с большей интенсивностью, что, по-видимому, указывает на накопление энергии во время затишья. На этапе предварительных (рекогносцировочных) исследований такие результаты достаточно информативны и позволяют спланировать дальнейшие работы. Однако для более глубокого анализа затишья необходимо всесторонне изучить аномалии исследуемого признака.

Представляет интерес рассмотреть затишье в частотно временном спектре акустической эмиссии [1].

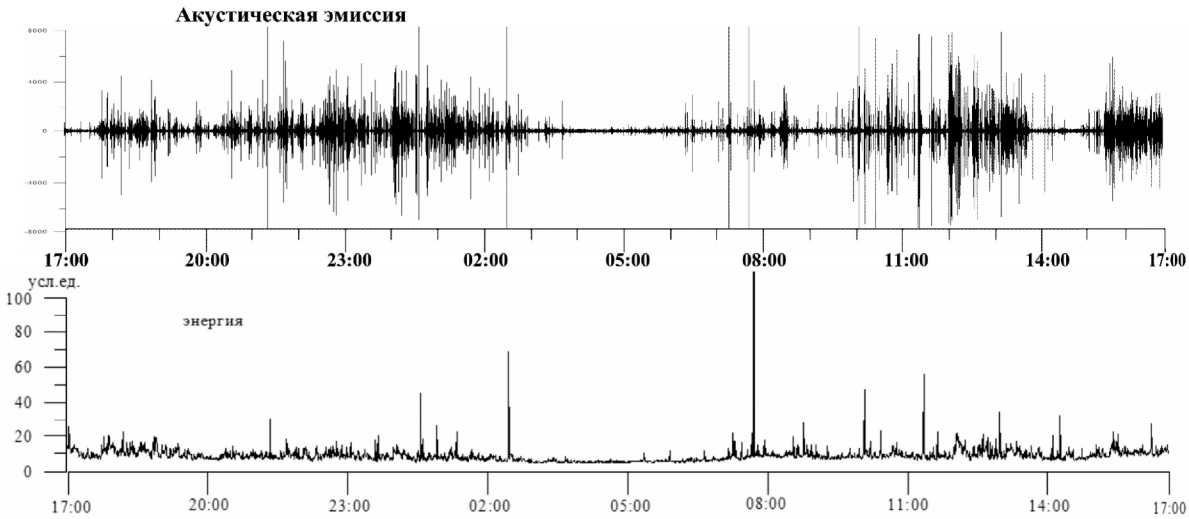


Рис. 1.

На рис. 2 приведены результаты по выделению микроземлетрясений в энергии низких и высоких частот. Как следует из рисунка, на низких частотах затишье не выделяется. Хорошо выделяется в составляющих X и Y поверхностные волны Лява. В Z составляющей сигналы (аномалии) слабые. Затишье наступает одновременно на всех составляющих, т. е. на всех волнах. Нельзя сказать, что затишье наблюдается до события 2 ноября в 20:11:45, но то, что оно наблюдается перед землетрясением в 14:32:52 3 ноября это видно хорошо. Затишье как предвестник наступило за 16 часов и закончилось за 7 часов до землетрясения.

Таким образом, еще раз показано, что успешный прогноз землетрясений по признаку ″затишье″ базируется на глубоком анализе исследуемых признаков.

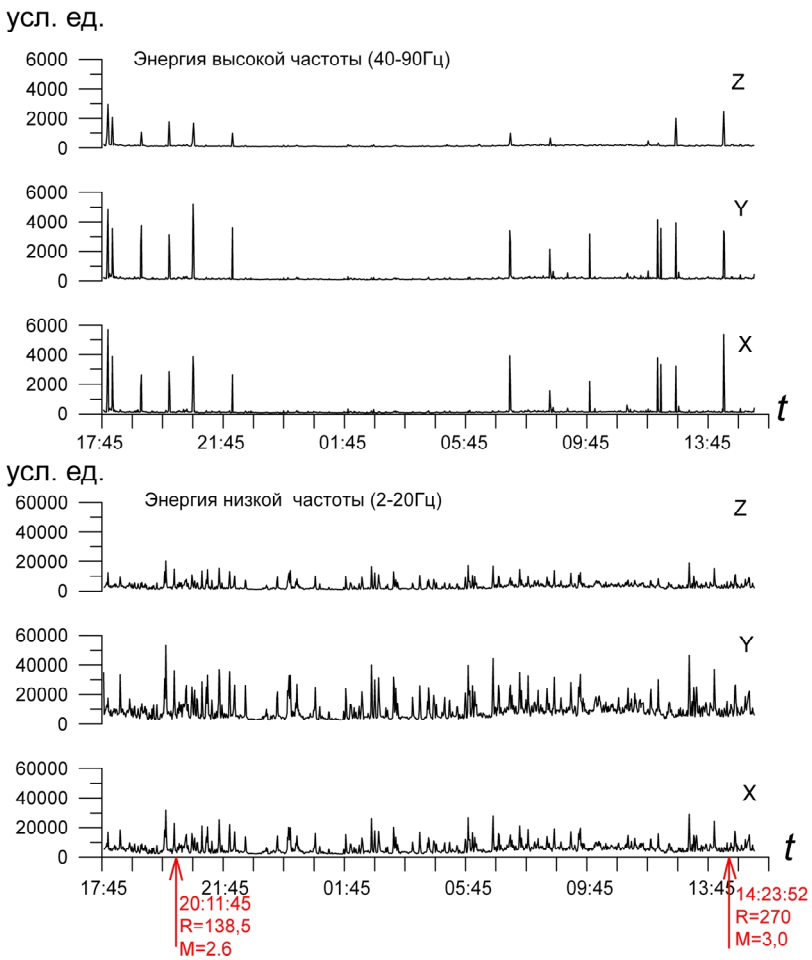


Рис. 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Паламарчук В.К. Частотно-временное исследование энергии предвестников землетрясений / В.К. Паламарчук, Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко и др. // Геологические опасности: Мат. XV Всерос. конф. с международным участием. – Архангельск. – 2009. – 353 с.

УДК 550.348.436

ГОРНЫЕ УДАРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ КАК ПРЕДВЕСТНИКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Е.В. Бурдакова, В.М. Тимичева

ФГУП "Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга", г. Санкт-Петербург, Россия

Возможность выделения в процессе горных ударов сейсмической упругой энергии положена в основу акустических способов прогноза горных ударов, проводимого с целью сейсмического районирования, т.е. выявления и картирования степени опасности участков массива по возможности возникновения горных ударов различной силы, и текущего прогноза горных ударов.

Характер проявлений волновых процессов на различных стадиях развития горного удара различен, что можно проследить на примере динамических явлений в шахтах.

На первой стадии регистрируют высокочастотные колебания, возникающие при деформировании и разрушении целиков при относительно небольших смещениях почвы и кровли (0,1-1 мм). При этом основная величина сейсмической энергии лежит в диапазоне высокочастотного спектра. При развитии очага горного удара возникают колебания с частотой 50-60 Гц, когда смещение почвы и кровли достигают десятков миллиметров. В момент полного разрушения массива частота колебаний уменьшается до 6-10 Гц. Причём количество выделившейся сейсмической энергии на третьей стадии на порядок выше, чем на второй стадии; на второй стадии – на четыре порядка выше, чем на первой; максимальной количество сейсмической энергии выделяется на частотах 6-200 Гц.

Во время наблюдений у подножия обвально-оползневого цирка в зоне Сяо-Нан-Хайского очага землетрясения наблюдались внезапные выбросы пород с образованием пылевого облака, которым предшествовал нарастающий гул. Спектры наблюдаемой в этот период акустической эмиссии этих выбросов показаны на рис. 1. Выбросы предшествовали землетрясению, которое произошло через 6 суток. Очаг находился под точкой наблюдения.

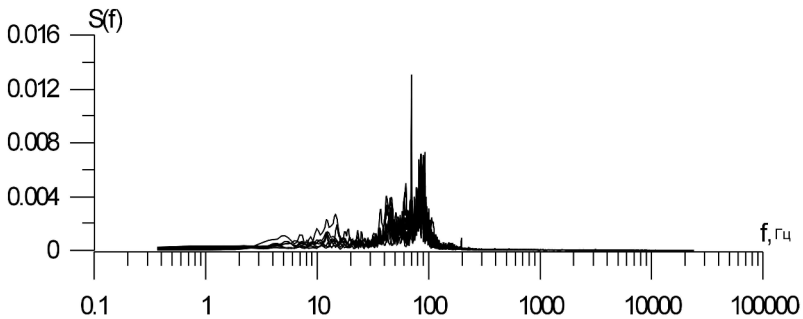


Рис. 1. Спектры акустической эмиссии в зоне обвально-оползневого цирка над очагом землетрясения, которое произошло через 6 суток

Как следует из рис. 1, спектры акустической эмиссии перед горными ударами смещаются влево по шкале частот с максимумом между 10 и 20 Гц. Фоновая эмиссия находится в

интервале частот от 30 до 300 Гц. Для анализа акустических сигналов, зарегистрированных в течение продолжительного времени, были рассмотрены отдельные сигналы (рис. 2) и суммарный спектр (рис. 3).

По результатам многократных наблюдений у подножия обвально-оползневого цирка на рис. 3 построены обобщенные спектры акустической эмиссии, излучаемой массивом пород в период 3 сек в момент горного удара и за определенное время от нескольких минут до получаса.

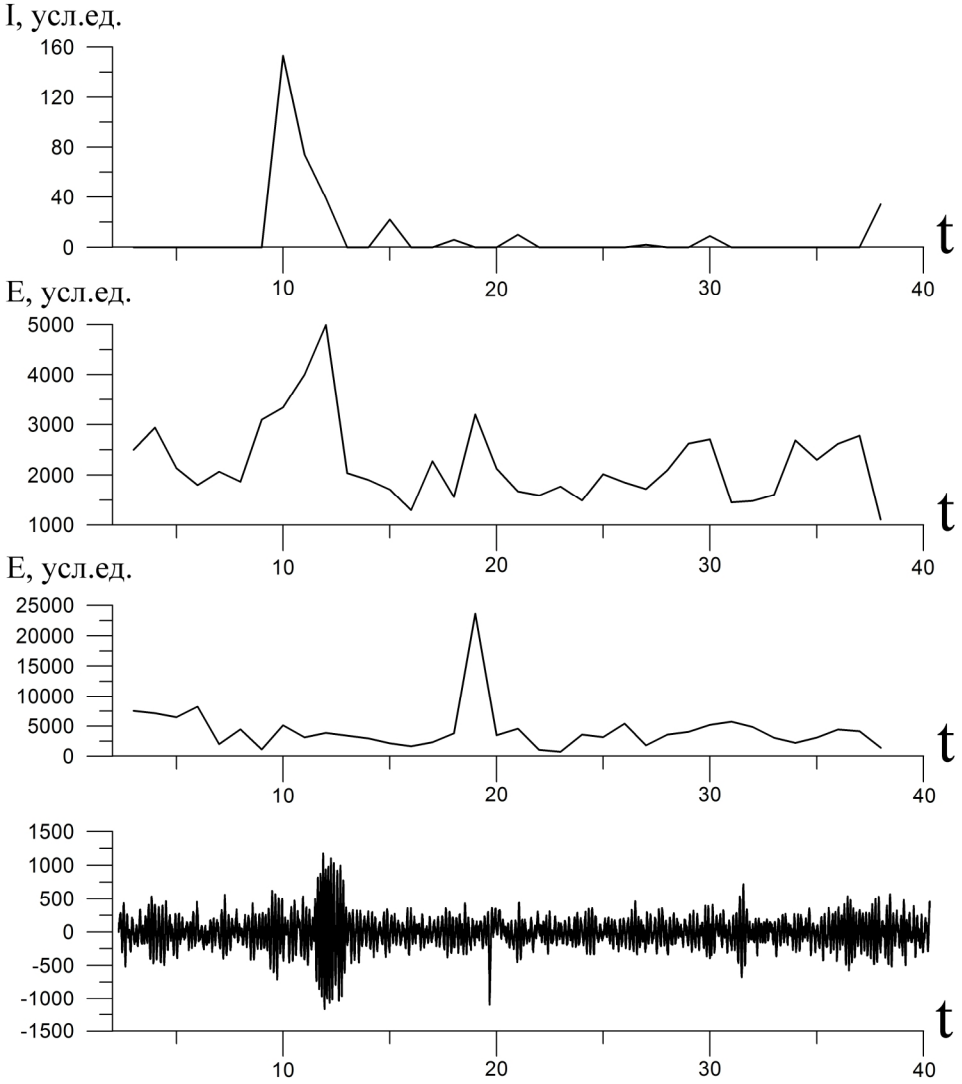


Рис. 2. Пример единичного горного удара на поверхности обвально-оползневого склона (КНР, Сяо Нан Хай, 05.05.2004 г.)

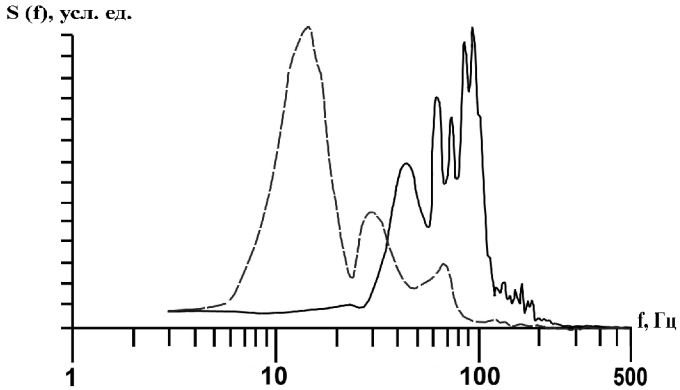


Рис. 3. Обобщенные спектры акустической эмиссии, предшествующие горным ударам: *сплошная линия – рост трещин; пунктирная - потеря прочности пород и разрушение*

Как следует из рис. 3, на суммарном спектре выделяется частота горных ударов – в интервале от 10 до 20 Гц, предвестники горных ударов – в интервале 35-50 Гц и предвестники готовящегося землетрясения – в интервале 70-90 Гц (см. сигналы на рис. 2). Акустическая эмиссия в интервале частот от 100 до 300 Гц обусловлена, по-видимому, звучанием контролирующих очаг тектонических нарушений и случайными шумами на поверхности.

На рис. 2 приведена запись за 13 минут до обвала, возникшего в результате горного удара, и за 25 минут до сопровождаемого гулом крупноглыбового обвала. Как и следовало ожидать, на спектрах акустической эмиссии рис. 1 соответствующие горному удару 8-20 Гц начинают только проявляться. По-видимому, это связано со слабым микроземлетрясением, зарегистрированным в энергии низких частот.

Кроме того, на рисунке видна аномалия акустической эмиссии, которая выделяется в энергии высоких частот и импульсах, что говорит о подготовке к горному удару путем обширного трещинообразования. Тогда аномалия на низких частотах и свидетельствуют о небольшом горном ударе.

По-видимому, краткосрочные предвестники землетрясения проявляются за несколько дней до землетрясения в зонах развития горных ударов, которые могут инициировать те горные удары, которые достигли в этих зонах критического напряжения. Это видно на примере обвально-оползневого цирка в зоне готовящегося события.

Если наблюдается связь горных ударов с землетрясениями и/или с их предвестниками, то зона вероятного возникновения горных ударов подвержена влиянию этих предвестников и она может быть использована для наблюдения предвестников землетрясений. Слабые предвестники землетрясений могут быть как бы ″усилены″ за счет напряжения в горных породах, где развиваются горные удары, и проявится в горных ударах и их предвестниках [1].

Таким образом, горные удары можно рассматривать как проявление предвестников землетрясения и других опасных геологических процессов и даже усиления этих предвестников путем использования местных напряжений. Поэтому горные удары, как и их предвестники, могут служить предвестниками землетрясений и других геодинамических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Использование горных ударов и их предвестников для краткосрочного прогноза землетрясений / Н.В. Глинская, В.К. Паламарчук, Бурдакова Е.В., Прялухина Л.А. // Материалы одиннадцатой международной конференции ″Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере″ 20-22 сентября 2005 года. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар: Изд-во: Геопринт. – 2005. – С. 66-68.

УДК 550.8.052:519.2

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ИХ ТРАНСФОРМАНТ

С.Г. Бычков, А.С. Долгаль, А.В. Мичурин

Учреждение Российской академии наук
Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия

Повышение эффективности прогноза и поисков новых месторождений нефти и газа во многом зависит от правильной оценки структурных условий в осваиваемых районах. Эта оценка производится на основе комплексных геолого-геофизических исследований и преследует цель: определить местоположение современных поднятий, установить и форму, и соот-

ношение структурных планов по основным продуктивным горизонтам. Итоги структурных исследований выражаются в схемах тектонического районирования, являющихся необходимой основой любых карт прогноза нефтегазоносности и выбора направлений геологоразведочных работ. Чем подробнее и обоснованнее выполняется тектоническое районирование, тем детальней будет разработано нефтегазогеологическое. Это напрямую влияет на объективный выбор методики и направлений геологоразведочных работ на нефть и газ, на глубину поисковых скважин, на количество и литолого-стратиграфическую приуроченность интервалов отбора керна и испытаний пластов на приток флюидов и, в конечном итоге, на прогноз и обоснование этажей разработки.

В настоящее время структурно-тектоническое районирование выполняется для территории Пермского края, поскольку геофизические исследования последних лет показали, что существующие тектонические карты и схемы нуждаются в существенном уточнении и обновлении [1]. Результаты работ по уточнению тектоники Пермского края и созданию новой тектонической модели позволят определить новые направления нефтегазопоисковых работ в различных тектонических условиях. Важную роль в процессе создания карт тектонического районирования играют интерпретационные построения по материалам гравиметрических и аэромагнитных съемок, выполняемые с применением современных компьютерных технологий, разработанных в лаборатории геопотенциальных полей Горного института УрО РАН.

Исходными материалами для комплексной интерпретации геопотенциальных полей, с целью создания новой геофизической основы для тектонического районирования, являлись цифровые модели гравитационного и магнитного полей Пермского края, сформированные по данным съемок масштабов от 1:25 000 до 1:200 000. Цифровая модель рельефа земной поверхности сформирована по данным GTOP030, охватывающие всю поверхность Земли и свободно распространяемые в сети Интернет. Сеть задания значений всех параметров составляла 5×5 км.

С использованием программ, реализующих алгоритмы истокообразной аппроксимации [2], т.е. с учетом рельефа поверхности наблюдений, вычислялись различные линейные трансформанты геопотенциальных полей, в частности модули полного горизонтального градиента, пересчет в верхнее полупространство, псевдогравитационное преобразование и т.д.

Предпринята попытка разделения гравитационных эффектов, обусловленных влиянием кристаллического фундамента $\Delta g_{кф}$ и осадочного чехла $\Delta g_{оч}$, для чего использовалось несколько подходов:

- геологическое редуцирование, базирующееся на материалах глубокого бурения и региональной сейсморазведки, а также сведениях о петроплотностной характеристике осадочного чехла [3];
- вычисление остаточных гравитационных аномалий, представляющих собой разность наблюденного поля силы тяжести и результата его пересчета на уровень 25 км;
- вычисление разности между наблюденным гравитационным полем и псевдогравитационным полем на уровне 15 км.

Все три варианта дали близкие между собой результаты, что дает основание доверять полученным картам гравитационного поля, отражающим влияние двух основных структурных этажей верхней части земной коры исследуемой территории.

Отдельно для полей $\Delta g_{кф}$ и $\Delta g_{оч}$ вычислялись трансформанты, которые затем подвергались качественной интерпретации. Основное внимание при этом уделялось пликативным и дизъюнктивным структурам кристаллического фундамента, определяющим развитие потенциально нефтегазоперспективных комплексов горных пород осадочного чехла. В результате с использованием имеющейся геологической основы была составлена «Схема линеаментов кристаллического фундамента Пермского края и прилегающих территорий» (рис. 1), которая позволила уточнить его блоковое строение.

Особенности полей $\Delta g_{кф}$ и ΔT_a анализировались путем автоматической классификации данных методом динамических сгущений (k-средних) [4]. Анализируемая совокупность многомерных данных, представленная в виде матриц f_1, f_2, f_3 …., включающих сами поля и

модули их полных горизонтальных градиентов (G_{xy} и T_{xy}, соответственно) разбивалась на сравнительно небольшое число статистически однородных непересекающихся таксонов (классов).

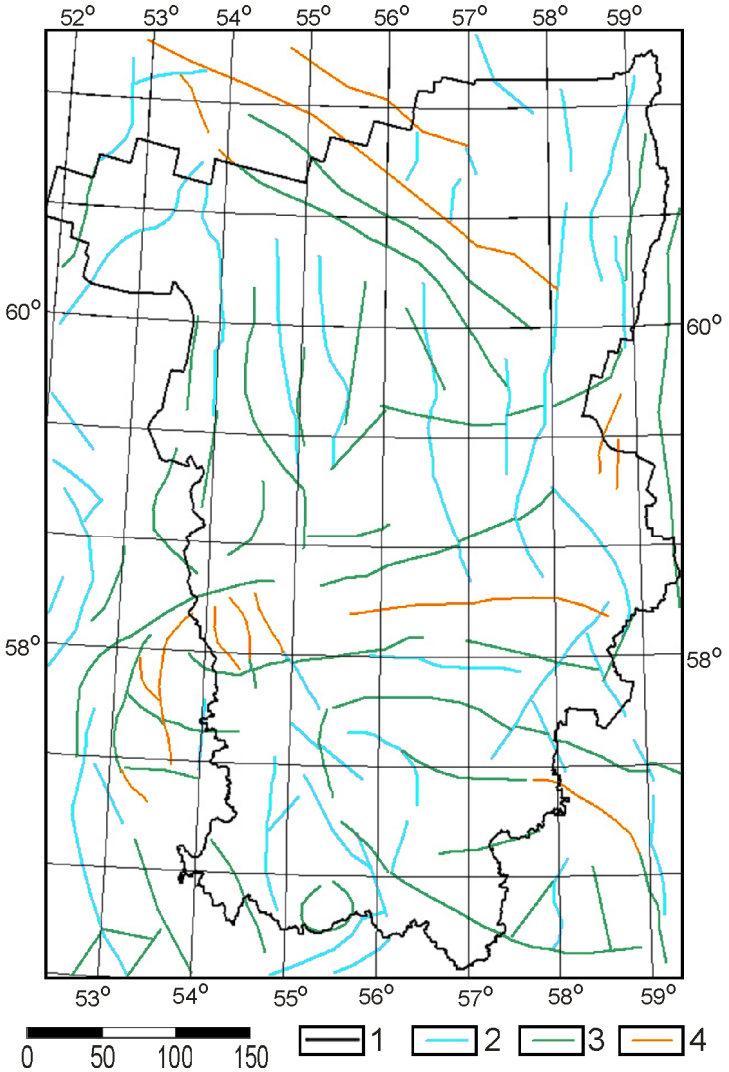


Рис. 1. Схема линеаментов кристаллического фундамента Пермского края и прилегающих территорий: *1 – граница Пермского края; линеаменты, выделенные по: 2 – гравиразведке; 3 – магниторазведке; 4 – гравиразведке и магниторазведке*

Для этого была выбрана метрика – евклидово расстояние $r_m = \sqrt{\sum (\bar{f}_{ij} - \bar{\mathbf{c}}_{im}^{n})^2}$, где $\bar{f}_{ij}$ – нормированный признак; $\bar{\mathbf{c}}_{im}^{n}$ – центр класса; i – индекс, определяющий номер признака ($i = 1,..., p$); j – индекс, отвечающий внутрипризнаковому числу наблюдений ($j = 1,..., k$); m – число классов; n – номер итерации в процессе классификации. Выбор метрики исходил из предположения, что многомерные наблюдения взаимно независимы, имеют одну и ту же дисперсию, однородны по своему физическому смыслу и одинаково важны с точки зрения решения вопроса об отнесении объекта к тому или иному классу [5].

Блок-схема алгоритма автоматизированной классификации, реализованного с использование системы объектно-ориентированного программирования Delphi 7.0, выглядит следующим образом:

– для всех p обрабатываемых признаков (линейных трансформант гравитационного и магнитного полей) оценивается значение среднеквадратического отклонения s_i;
– каждый f_i признак нормируется на соответствующее значение среднеквадратического отклонения $\bar{f}_i = f_i / s_i$;

– для всех нормированных признаков $\bar{f}_i$ оценивается минимальное и максимальное значения, т.е. определяются границы диапазонов изменения признаков;
– задается количество классов m, а так же первоначальные вектора центров классов $\vec{C}_j = \{c_{1j}, c_{2j}, ...c_{pj}\}$;
– выполняется классификация нормированных многопризнаковых наблюдений на классы, при этом значение в каждой точке $\vec{x} = \{x_1, ..., x_p\}$ относится к классу m, если евклидово расстояние r_m от центра этого класса до данной точки является минимальным;
– по результатам классификации выбираются новые вектора центров классов $\vec{C}^n = \{c_{1j}^n, ..., c_{pj}^n\}$ ($j = 1, ..., k$), при этом каждая компонента отдельного вектора центров классов, имеющего размерность m является оценкой среднего $c_{im}^n = \frac{1}{n_m}\sum_{j=1}^{n_m} x_i^m$ ($i = 1, ..., p$), рассчитанного по n_m точкам, попавшим в соответствующий класс m после классификации, проведенной на предыдущем шаге алгоритма [4].

Недостатком метода k-средних является невозможность определения числа классов m, на которые необходимо разбить исходные многомерные данные. Число классов задается интерпретатором самостоятельно, независимо от классифицируемых исходных данных, поэтому здесь возможны разного рода ошибки: слишком малое число m загрубляет геологическую информативность метода, слишком большое – может привести к неоправданной детальности таксономии.

Для того чтобы правильно решить задачу определения количества классов m, нами предварительно использовалась иерархическая процедура кластерного анализа (построение дендрограммы) [6]. Принцип работы иерархической агломеративной процедуры состоял в последовательном объединении в группы элементов сначала самых близких, а затем все более отдаленных друг от друга. Степень близости определялась по «центрам тяжести» групп:

$$r(S_l, S_m) = d(X(l), X(m)),$$

где S_i – i-я группа (класс, кластер) объектов, $X(i)$ – среднее арифметическое векторных наблюдений, входящих в S_i (другими словами $X(i)$ – «центр тяжести» i-й группы), $\rho(S_l, S_m)$ – расстояние между группами S_l, и S_m. На заключительных этапах объединения нормированных многопризнаковых наблюдений формировалось несколько групп (охватывающих более 90 % всех исследуемых объектов), количество которых мы принимали за число классов m при автоматизированной классификации данных методом динамических сгущений (k-средних).

Таблица 1

Характеристика результатов классификации методом k-средних

№ класса	Средние значения признаков в классе			
	$\Delta g_{кф}$, мГал	ΔT_a, нТл	G_{xy}, Е	T_{xy}, н Тл/км
1	-27.14	-126	6.3	12
2	1.69	22	4.1	4
3	7.18	83	3.0	19
4	-1.60	55	8.5	21

По результатам иерархической кластерной процедуры было выбрано четыре класса: $m = 4$. В результате применения метода k-средних получена карта классификации геофизических полей (рис. 2, см. вкл.), обусловленных кристаллическим фундаментом, и определены средние значения признаков внутри каждого из классов (табл. 1). Из таблицы видно, что первый класс характеризуется пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, второй класс – средними (фоновыми) значениями полей, третий класс – повышенными значениями гравитационного и магнитного полей, четвертый класс – повышенными значениями модулей полных горизонтальных градиентов. Можно предположить, что первый класс пре-

имущественно отражает наличие вещественных неоднородностей фундамента, связанных с интрузивными телами кислого, а третий – основного и ультраосновного состава [7]. Зоны разломов, ограничивающие крупные блоки фундамента, принадлежат четвертому классу.

Полученная в результате последовательного применения двух классификационных процедур (построения дендрограммы и метода *k*-средних) карта таксонов отчетливо отражает основные особенности структурно-тектонического строения изучаемой территории (рис. 2, см. вкл.). Так к первому классу были отнесены геофизические поля над такими структурными элементами как Калтасинский авлакоген, Краснокамско-Гремячинский выступ, Сылвенский блок-впадина, Тиманский блок. К третьему таксону по совокупности геофизических признаков относятся аномалии от древних беломорских массивов, характеризующиеся повышенными значениями амплитуд гравитационного и магнитного полей: Коми-Пермяцкого, Камского и Кунгуро-Красноуфимского. Четвертый класс, характеризующийся повышенными значениями модулей полных горизонтальных градиентов геопотенциальных полей, отождествляется с эффектами над крупными зонами разломов и ослабленными зонами фундамента. Именно, таксоны четвертого класса являются границами между Коми-Пермяцким, Камским, Кунгуро-Красноуфимским массивами и Калтасинким авлакогеном. Таксоны второго класса пространственно не коррелируют ни с одним из известных структурных элементов изучаемой территории, выделяемых по геологическим данным.

Таким образом, очевидно, отмечается пространственная взаимосвязь подавляющего большинства известных глубинных структурных элементов с особенностями физических полей территории. Объективно установленное в результате классификации распределение плотностных и магнитных неоднородностей в изучаемом объеме геологической среды подтверждает наличие многих ранее выделенных пликативных структур, разломов и ослабленных зон фундамента. Следует отметить, что анализ морфологии геофизических полей, обусловленных, преимущественно, влиянием осадочного чехла, позволяет предположить высокую степень унаследованности строения верхних горизонтов от блокового строения кристаллического фундамента.

Кроме того, появились основания для выделения серии разломов, которые ранее отсутствовали на тектонической схеме строения фундамента Пермского Приуралья; проведено уточнение границ крупных тектонических структур. Построенная карта результатов классификации дополнила имеющиеся представления о глубинном строении Пермского края и прилегающих территорий и послужила дополнительным источником информации при построении различных структурно-тектонических схем и нефтегазогеологическом районировании. Отметим, что такая методика комплексной интерпретации геопотенциальных полей для территории Пермского края применялась впервые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Проворов В.М. О необходимости и значении уточнения тектоники территории Пермского края // Современные проблемы геологии: материалы IV геологической конференции и X конкурса работ молодых ученых ОАО «КамНИИКИГС». – Пермь, 2008. – С. 24-37.
2. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. – Абакан: Фирма Март, 2000. – 188 с.
3. Новоселицкий В.М. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья / В.М. Новоселицкий, В.М. Проворов, А.А. Шилова. – Свердловск: Уральский рабочий, 1985. – 136 с.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие. – М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2008. – 114 с.
5. Айвазян С.А., Мхитарян В.С. Прикладная статистика и основы эконометрики // Учебник для вузов. – М.: ЮНИТИ, 1998. – 1022 с.

6. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. – М.: Недра, 1987. – 192 с.
7. Шершнев К.С. О связях между тектоническим развитием, временем формирования и размещением нефтегазовых месторождений в Пермском Приуралье // Тр. ВНИГНИ. – Вып. 57. – Пермь, 1966. – С. 60-64.

УДК: 553.3/4 (– 924.73) (479.24)

ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

С.Ф. Велизаде

Институт геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджан

Колчеданное оруденение, представленное в исследованном регионе пластообразными и линзовидными телами с сопутствующими им прожилково-пятнисто-вкрапленными образованиями, приурочено к нескольким рудоносным горизонтам геологического разреза юрской черносланцевой толщи, локализуясь, как правило, среди глинистых фаций. В геологическом строении региона важное значение имеют также магматиты различных формаций.

Несмотря на присутствие в рудах региона около 100 минералов, главную роль в строении залежей играют лишь некоторые из них – пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц и различные карбонаты, представленные несколькими генерациями [1]. Резко подавляющее большинство же рудослагающих минералов – второстепенные и редко встречающиеся образования. По количественным соотношениям основных минералов заметно различаются главные в регионе – колчеданно-полиметаллический и медно-пирротиновый типы руд.

Среди выделенных нескольких минеральных парагенезисов наиболее распространенными в рудах колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений являются соответственно ранняя пиритовая и галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая ассоциации. Продуктивными на цветные и сопутствующие им благородные и редкие металлы являются тетраэдрит-халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая, галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая и халькопирит-кварцевая ассоциации. Закономерная смена во времени одних минеральных комплексов другими, типоморфизм основных рудослагающих сульфидов, вкупе с другими минералого-геохимическими данными, указывают на широкую вариацию физико-химических параметров среды рудоотложения.

Из довольно широкого набора рудообразующих элементов, включающего Fe, Zn, Pb, Cu, Ag, Au, Co, Ni, Sn, Bi, Mo, Hg, Cd, In, Ga, Tl, Ge, S, Se, Te и др., основное промышленное значение имеют цинк, свинец и медь, которые сопровождаются целым рядом других компонентов, также заслуживающих извлечения при комплексной переработке руд. Среди месторождений региона наиболее широким является спектр попутных компонентов филизчайских руд, представленных Ag, Au, Co, Cd, In, Se и Te. В рудах Кацдагского месторождения методом кластер-анализа по величинам ранговых коэффициентов корреляции между содержаниями различных компонентов выделены три ассоциации химических элементов (рис. 1), к первой из которых относятся цинк, кадмий, свинец, висмут, серебро, кобальт, никель и медь, ко второй – олово, галлий и молибден, а к третьей – титан и марганец. Выявленная в рудах устойчивая ассоциация промышленно-важных компонентов и сопровождающих их элементов наблюдается также в околорудно измененных породах и «стерильных» песчано-глинистых сланцах.

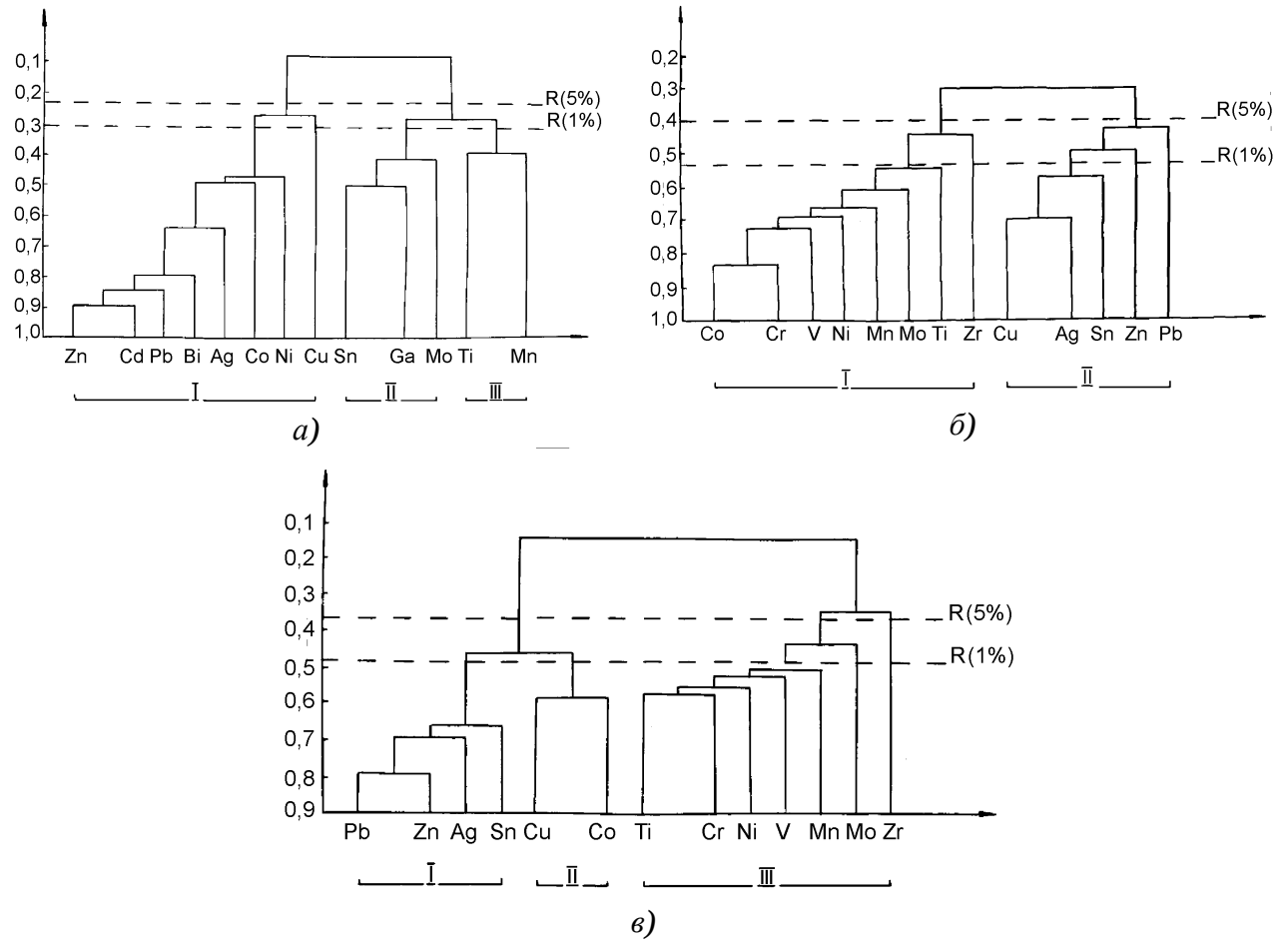


Рис. 1. Ассоциации химических элементов в рудах (а) и песчано-глинистых сланцах: "стерильных" (б) и околорудно измененных (в)

Анализ возрастных соотношений и последовательности отложения парагенетических минеральных ассоциаций, вкупе с результатами изучения геологических и физико-химических условий колчеданообразования, свидетельствуют о сложном и длительном характере рудогенеза в регионе.

Ряд данных, в том числе: а) тесная пространственная ассоциация контролирующихся региональными глубинными разломами магматических и рудных тел и особенности их структурных позиций [4]; б) возрастные соотношения продуктов различных этапов проявления магматизма и рудообразования; в) закономерная смена медно-пирротиновых руд колчеданно-полиметаллическими по мере удаления от участков распространения магматитов; г) вышекларковые концентрации в последних основных рудогенных металлах, указывающие на их потенциальную рудоносность; д) присутствие в магматических образованиях в качестве акцессориев рудообразующих минералов; е) изотопические данные серы сульфидов, свидетельствующие о ее ювенильной природе [2] и другие результаты петрологических и геохимических исследований указывают на парагенетическую связь оруденения с магматизмом и участие в рудогенезе магматических источников энергии, минерального вещества и рудообразующих флюидов-растворов.

Анализ закономерностей размещения и условий формирования месторождений, комплексное рассмотрение имеющихся данных по геологии региона позволяют предполагать, что рудное вещество своим происхождением обязано в основном подкоровым источникам. Учитывая наличие рудоносных кислых пород, в формировании которых особенно высока роль коровых магм, заимствование магматическими расплавами компонентов глинистых образований, по химическому составу довольно близких к гранитоидам, присутствие в сульфидах Катехского и Филизчайского месторождений наряду с ювенильной серой также примеси биогенной серы, участие в рудообразовании растворов различной природы (морской, вадоз-

ной) и т.п., можно считать, что в рудогенезе помимо глубинных важную роль играли также коровые источники, как магматические, так и внемагматические.

Основываясь на геологических данных по региону и индикаторном значении железа с КН>1, характерном для подкоровых толеитовых магм [6], более вероятным можно считать его верхнемантийное происхождение, также как меди, кобальта и никеля. Не исключено, что часть железа и сидерофильных компонентов извлекалась при палагонитизации базальтов [3]. Поступление цинка – ведущего промышленно-важного металла в сферу рудообразования происходило в основном из верхней мантии, отчасти возможно из коровых источников, а свинца – преимущественно из последних. Повышенная сереброносность руд, обусловленная изоморфным вхождением серебра в структуру галенита – основного минерала свинца, являющегося его носителем и концентратором, дает основание полагать, что оно, как и свинец, имеет коровое происхождение. Имея в виду индикаторное значение золота для определенных типов рудогенерирующих магм [6] и рудоконтролирующую роль региональных разломов – Главнокавказского и Кехнамеданского, достигающих корнями верхней мантии, а также тесную связь резко подавляющего большинства – более 70 % золоторудных месторождений с кислыми породами корового происхождения [5], можно полагать, что поступление этого важнейшего сопутствующего металла филизчайских руд в сферу рудогенеза связано с деятельностью разноглубинных источников – как мантийных, так и коровых. Учитывая имеющиеся геологические данные и результаты группировки химических элементов в рудах и породах Кацдагского месторождения по величинам коэффициентов их корреляции (рис. 1), можно считать, что элементы-примеси первой группы в среду минералообразования привносились гидротермами, с деятельностью которых связано и наличие в рудах целого ряда других элементов. Парагенезис олова, образующего в рудах ассоциацию с галлием и молибденом, а в боковых породах – с элементами продуктивной ассоциации, не исключая привнос этого металла гидротермальными растворами, позволяет допустить возможность заимствования некоторой доли его, как и кобальта, никеля, молибдена, участвующих в составе различных групп, а также петрогенных и др. компонентов, из рудовмещающих пород при метасоматическом замещении их сульфидами. Судя по изотопическим данным [2] , определяющую роль в формировании колчеданного оруденения в месторождениях филизчайской группы играл ювенильный источник серы.

Наиболее вероятными формами переноса железа, цинка и свинца от источников к местам разгрузки рудоносных растворов представляются хлоридные комплексы $FeCl^{-}$, $ZnCl_4^{-2}$, $PbCl_4^{-2}$, а меди, серебра и золота – в основном гидросульфидные или хлоридные комплексы.

Анализ общей геологической ситуации, результатов исследования минералого-геохимических особенностей и условий формирования руд позволяет считать, что источники минерального вещества колчеданных месторождений региона, представленных продуктами гидротермально-осадочных, гидротермально-метасоматических и гидротермально-метаморфогенных процессов, имеют полигенную природу. При всем разнообразии источников рудогенных элементов главенствующую роль в колчеданообразовании играло минеральное вещество, поступившее в среду рудоотложения из ювенильных источников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаев С.А., Велизаде С.Ф., Новрузов Н.А. Свинцово-цинковые месторождения. Месторождения южного склона Большого Кавказа // Геология Азербайджана. Полезные ископаемые. – Баку: Nafta-Press, 2003. – С. 156-198.
2. Виноградов В.И., Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Заири Н.М. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. "Геохимия". – 1971. – № 10. – С. 1155-1165.
3. Злотник-Хоткевич А.Г. Минералого-геохимические особенности Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Большом Кавказе // Труды ЦНИГРИ. – 1982. – Вып. 168. – С. 50-54.

4. Курбанов Н.К. Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа // Труды ЦНИГРИ. – 1982. – Вып 168. – С. 3-18.
5. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г. Источники рудного вещества эндогенных месторождений золота // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. – М.: Наука, 1976. – С. 307-320.
6. Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В, Рябчиков И.Д., Сафонов Ю.Г., Чернышев И.В. Типы источников магм, флюидов и эндогенного рудного вещества // Эндогенные источники рудного вещества. – М.: Наука, 1987. – С. 5-38.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ ВЗАИМОСВЯЗИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ОТРАБОТКИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Т.В. Верхоланцева

Пермский государственный университет,
Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия

Установка и развитие на калийных рудниках системы сейсмологического контроля позволяет выявить масштабы и динамику сейсмических процессов в подработанных массивах и на прилегающих территориях. Всего на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) в период с 1995 г. до начала 2010 г. зафиксировано более 7,5 тысяч сейсмических событий, связанных в основном с процессами деформации подработанного соляного массива. Сейсмологический мониторинг является важным элементом процесса отработки ВКМКС, поскольку позволяет получить объективную и более комплексную картину деформационных явлений. В конечном итоге это способствует повышению уровня безопасности отработки месторождения.

Практика эксплуатации рудников ВКМКС показывает, что некоторые сейсмические события представляют серьезную угрозу для рудников. Самые сильные могут вызвать разрушения горных выработок и целиков на больших площадях. Достаточно отметить, что землетрясение на руднике СКРУ-2, произошедшее 05.01.1995 г., явилось одним из сильных событий такого рода за всю историю разработки месторождения. Последствием землетрясения было разрушение целиков и посадка вышележащей кровли на площади 560 х 660 м с последующим оседанием земной поверхности в виде мульды глубиной до 4,8 м [1].

Известно, что горные работы влияют на сейсмичность массива. Однако многолетние наблюдения показали, что сейсмичность калийных рудников существенно отличается характером от сейсмичности, наблюдаемой в угольных, железорудных, медных и др. шахтах с более жесткими породами. Ранее особенности сейсмичности в калийных рудниках из-за недостаточности данных были описаны качественно. Данная работа нацелена на выявление количественных параметров связи сейсмичности с условиями отработки.

Для начала были изучены основные особенности разработки и эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей:

- на рудниках ВКМКС применяется способ отработки с оставлением целиков, которые могут быть жесткими (рассчитаны на длительный срок службы) или податливыми (увеличен коэффициент извлечения за счет уменьшения срока службы целиков).
- на месторождении находят применение два способа закладки: сухая (засыпание выработок пустой породой) и гидравлическая (заполнение выработок концентрированным водным раствором пустой породы).
- на месторождении в настоящее время разрабатывается сильвинитовые пласты АБ и II и частично карналлитовый пласт В.

– эффективность горных работ зависит также от физико-механических свойств, главные показатели – упругость, пластичность, твердость, прочность [2].

Все эти параметры по отдельности и во взаимосвязи усложняют изучение данной проблемы. Потому на первом этапе рассматривались участки отработки сильвинитовых пластов АБ и КрII по отдельности (не учитывалась их взаимосвязь), отработанных в период с 1974 по 2006 гг., и сейсмические данные с 1997 по 2009 гг. на территории шахтного поля СКРУ-2 ОАО «Сильвинит».

Для этой территории построены карты плотности выделения сейсмической энергии. На них прослеживается группирование сейсмических событий в пределах отдельных зон. Выделяются 3 главные зоны (рис. 1): восточная (1), центральная (2) и западная (3). Для дальнейшего изучения взаимосвязи микросейсмической активности с режимом ведения горных работ эти зоны рассматривались по отдельности. По построенным картам можно наблюдать закономерность: ареал максимальной плотности выделения сейсмической энергии со временем смещается на территорию более «молодых» выработок (рис. 2).

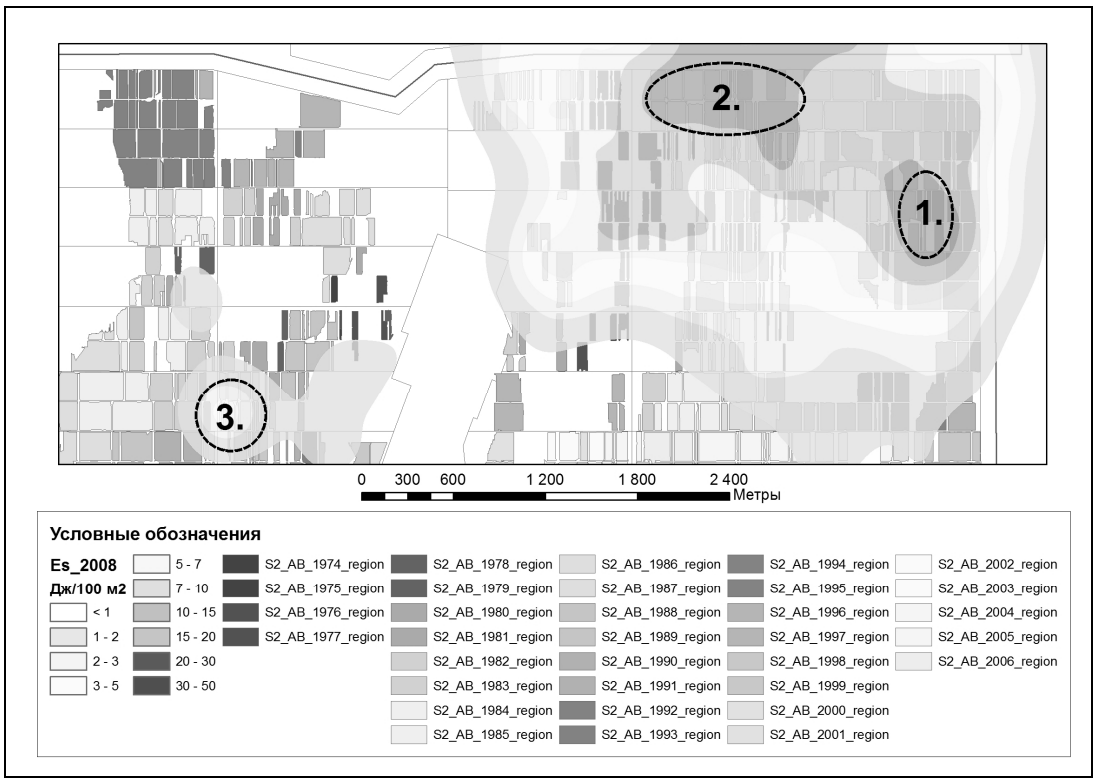


Рис. 1. Карта плотности выделения сейсмической энергии на территории шахтного поля СКРУ-2 ОАО «Сильвинит» в 2008 г.

Для наглядности построены графики изменения временного интервала, проходящего с момента очистных работ до момента пиковых значений сейсмической активности по годам (рис. 3).

Анализируя рис. 3 можно сказать, что в восточной зоне по сравнению с западной и центральной сейсмическая активность начинается в среднем после отработки через 8-10 лет не зависимо от пласта. В центральной зоне данное запаздывание 18-25 лет, в западной – 23-25 года. Меньший интервал запаздывания на востоке шахтного поля вероятно связан с особым напряженно-деформированным состоянием массива вблизи зоны обрушения (вследствие землетрясения 5 января 1995 г.). Также из рис. 3 видно, что с течением времени средние показатели увеличиваются. Можно отметить, что такая тенденция в целом положительно характеризует принятую после землетрясения стратегию ведения закладочных работ с учетом пространственного расположения зон сейсмической активности. Это позволяет своевременно принять необходимые меры на неблагополучных участках, тем самым повысить безопасность отработки.

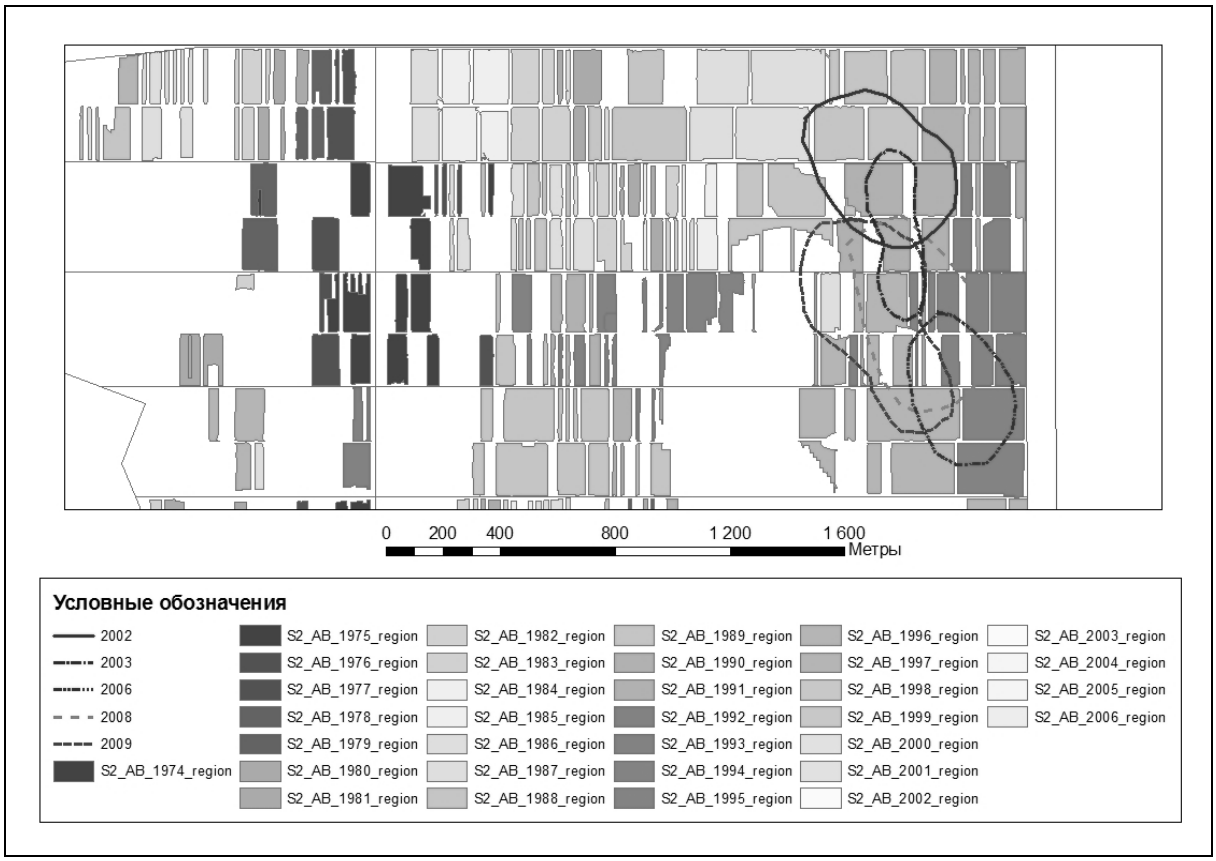


Рис. 2. Карта ареалов максимального выделения сейсмической энергии, характеризующих сейсмичность подработанного соляного массива

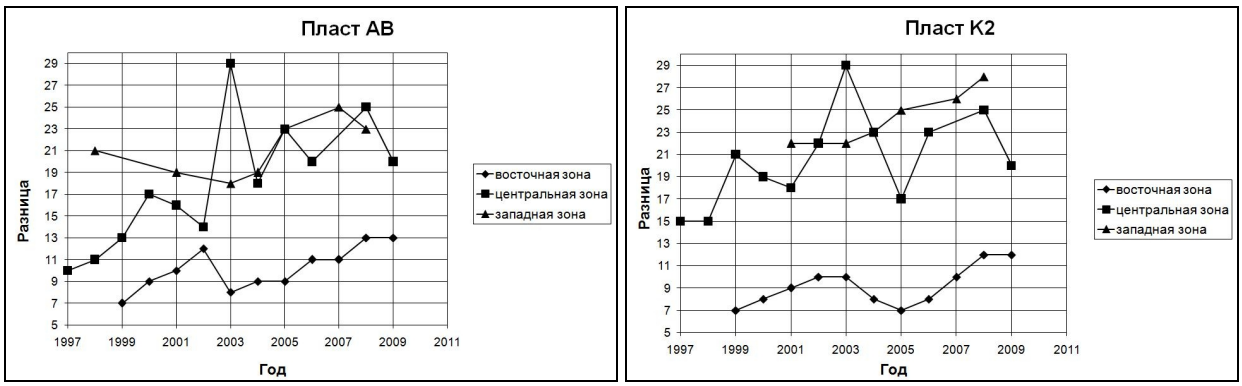


Рис. 3. Графики изменения временного интервала, проходящего с момента очистных работ до момента интенсивных сейсмических процессов по годам

Таким образом, установлено, что в условиях рудников ВКМКС сейсмическая активность не имеет непосредственной связи с текущими горными работами, а проявляется лишь спустя несколько лет. Величина запаздывания меняется в пространстве и времени. Пространственно она зависит от прочностных свойств подработанного массива. Временные изменения говорят об увеличении запаздывания за последние 10 лет в среднем на 2-5 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маловичко Д.А. О техногенной природе Соликамского землетрясения // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2003 г. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2004. – С. 101-104.
2. Развитие механизированной разработки калийных руд / Л.И. Старков, А.Н. Земсков, П.И. Кондрашев. – Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. унт-а, 2007. – 522 с.

УДК 528

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАДОЖСКО-ОНЕЖСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

О.Н. Галаганов[1], В.Л Горшков[2], Т.В. Гусева[1], Н.К. Розенберг[1],
В.П.Передерин[1], Н.В. Щербакова[2]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия;
[2]Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН (ГАО РАН),
г. Санкт-Петербург, Россия

Актуальной проблемой геодинамики северо-запада Европы является исследование послеледникового поднятия этого региона. Балтийский щит – одна из древнейших геологических структур. После схода мощного ледника, покрывавшего этот регион в течение десятков тысяч лет, началось изостатическое поднятие региона, которое продолжается и в современную эпоху. Комплексное изучение послеледникового поднятия геодезическими и гравиметрическими методами в совокупности с метеорологическими наблюдениями активно ведется в странах Скандинавии, и по мере современных возможностей на его части в России. На основе многолетних геодезических, гравиметрических измерений и наблюдений за уровнем моря в конце прошлого века создана карта современных вертикальных движений Фенноскандии [1]. Максимальный подъем зафиксирован на севере Ботнического залива и постепенно уменьшался к границам щита. На севере Ладожского озера на карте было отражено небольшое аномальное поднятие (рис. 1).

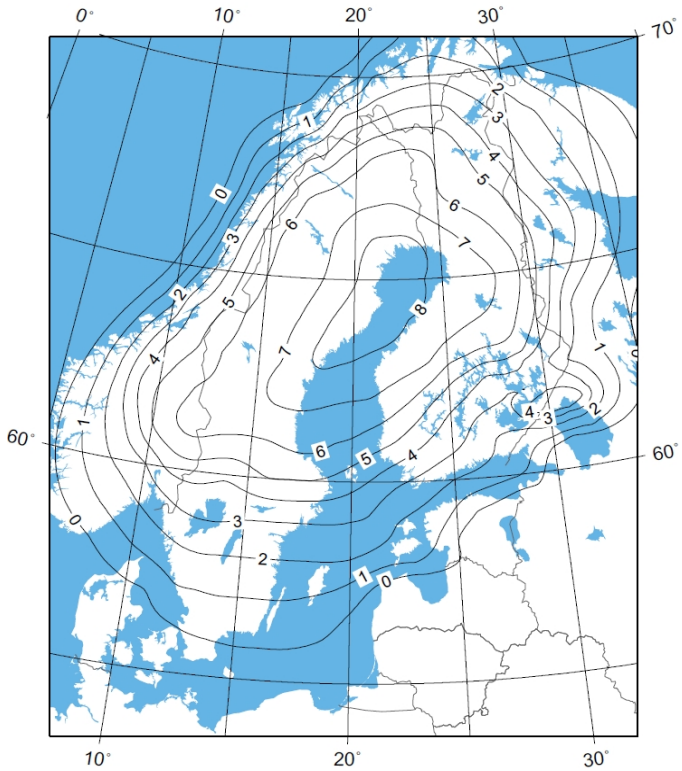


Рис. 1. Историческая карта Фенноскандинавского поднятия, созданная по данным повторного точного нивелировании и футшточным наблюдениям [1])

На последней "Карте современных вертикальных движений земной поверхности Северо-запада России и Финляндии", составленной по данным повторного нивелирования I и II классов и футшточным наблюдениям за уровнем моря, уточнено распределение изолиний скоростей вертикальных движений: максимальный подъем присущ восточной части Ботни-

ческого залива. Его величина составляет до 8 мм/год и постепенно уменьшается на восток к границам Балтийского щита. Условная граница между поднятием и опусканием проходит по Ленинградской области и Карелии. На рис. 2 представлена часть этой карты, где расположены пункты GPS измерений, движения которых являются объектом наших исследований. Скорости вертикальных движений в районе расположения пунктов составляют от 2 мм/год до –3 мм/год.

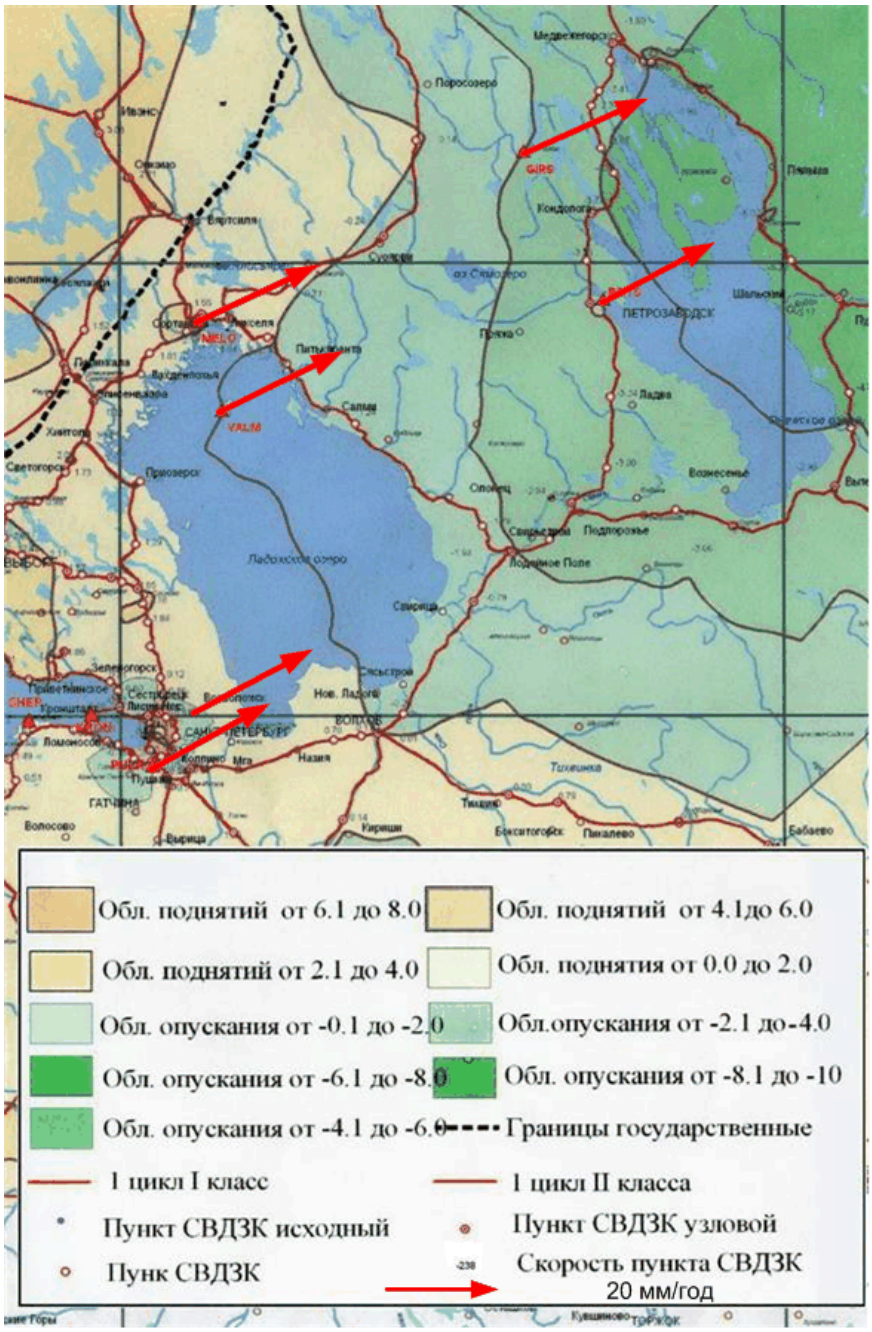


Рис. 2. Карта вертикальных движений земной поверхности по данным многолетних высокоточных и точных нивелировок. *Треугольниками обозначены пункты GPS, стрелками - средние скорости горизонтальных движений по данным GPS за период до 2009 г.*

Развитие повторных измерений на сети пунктов GPS на территории Карелии было начато в 1999 г. и преследовало цель расширения сети международных европейских станций и отечественных пунктов спутниковых наблюдений (начатых в Ленинградской области в 1993 г.) и уточнения данных повторных нивелировок в регионе Ладожского и Онежского озер [2, 3, 4].

Пункты наблюдений расположены на древних скальных породах острова Валаам (VALM), на прибрежном возвышенном массиве вблизи г. Сортавала (MELO), на побережье Онежского озера в ботаническом саду г. Петрозаводска (BOTS) и в районе расположения древнейших палеовулканов на территории пос. Гирвас (GIRS). Наблюдения проводились в летний период сериями по 4-20 суток с помощью двухчастотных приемников Trimble 4000 и Javad Maxor. В результате выполнения ежегодных повторных GPS измерений и обработки по программе GAMIT/GLOBK были определены скорости горизонтальных и вертикальных движений за разные временные интервалы до 2003 г. в системе координат ITRF2000. По данным этой обработки было рассчитаны горизонтальные и вертикальные перемещения для разных временных интервалов, скорости имеют большие различия в зависимости от временного интервала осреднения между эпохами измерений. По данным совместного уравнивания ежегодных эпох измерений с 1999 г. по 2003 г. было получено, что горизонтальное перемещение пунктов происходило со скоростью от 23 до 27 мм/год на северо-восток, что все пункты испытывали подъем с разной скоростью от 1,5 мм/год до 18,7 мм/год [3].

Результаты полевых измерений сотрудниками ИФЗ РАН 1999-2009 годов были обработаны сотрудниками ГАО РАН с помощью программ GIPSY/OASIS (JPL). В расчетах использованы данные высокоточного позиционирования пунктов постоянно действующих GPS станций METS, JOEN, VIRO в Финляндии и PULK, SVTL в России, точные орбиты спутников, поправки часов и параметры вращения земли, абсолютная коррекция фазовых центров антенн (http://sideshow.jpl.nasa.gov/pub), тропосферная модель GMF, модель океанического слоя FES_2004 (http://www.oso.chalmers.se/~loading/); атмосферная модель для геодезических станций (http://vlbi.gsfc.nasa.gov/aplo, JPL, Л. Петров). Дополнительная нагрузка на поверхность коры вызванная изменением уровня озера, была определена с использованием данных спутниковой альтиметрии и учитывалась при анализе данных. По данным этой обработки в таблице 1 приведены средние скорости горизонтальных и вертикальных смещений в ITRF2005, где ($V_N \pm \sigma$) – среднегодовая скорость горизонтального смещения на север и ее ошибка, ($V_E \pm \sigma$) – среднегодовая скорость горизонтального смещения на восток и ее ошибка, ($V_U \pm \sigma$) – среднегодовая скорость изменения вертикального положения и его ошибка, V_S – модуль скорости горизонтального смещения по азимуту A.

Таблица 1

Сводка средних скоростей горизонтальных и вертикальных смещений и их ошибки

Пункт GPS	Годы измерений	$V_N \pm$ s мм/год	$V_E \pm$ s мм/год	$V_U \pm$ s) мм/год	V_S мм/год	$A°$ град
VALM	1999-2009	10.89 ± 0.14	22.47 ± 0.31	3.3 ± 0.4	24.97	64
MELO	1999-2009	10.26 ± 0.15	21.91 ± 0.26	4.2 ± 0.4	24.19	65
BOTS	2001-2009	10.72 ± 0.16	20.31 ± 0.17	1.4 ± 0.4	22.97	62
GIRS	2001-2009	10.00 ± 0.20	22.28 ± 0.31	5.6 ± 0.8	24.42	66
PULK	2002-2009	11.86 ± 0.05	21.27 ±0.06	1.6 ± 0.1	24.35	61
SVTL	2005-2009	11.46 ± 0.11	21.38 ± 0.12	5.9 ± 0.3	24.26	62
JOEN	2002-2009	11.84 ± 0.05	20.25 ± 0.05	5.1 ± 0.1	23.46	60
METS	2002-2009	12.74 ± 0.05	19.60 ± 0.06	5.3 ± 0.1	23.38	57
VIRO	1999-2008	11.90 ± 0.14	19.95 ± 0.16	3.9 ± 0.4	23.23	59

Горизонтальные перемещения российских пунктов по данным последней обработки происходили с достаточно одинаковой средней скоростью около 24 мм/год по направлению 61°-66° на северо-восток, и их отличие от одноименных скоростей 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.

Временной ход изменения вертикальной компоненты относительно начальной эпохи измерений на пунктах дискретных измерений приведен на рис. 3. На фоне линейного тренда зафиксированы сложные вариации движений. Значения скоростей, осредненные за весь пе-

риод 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 (5,6 мм/год) и амплитуда вариаций оказались больше по сравнению с пунктами на Онежском озере (BOTS) и в Гирвасе (GIRS). Если полученное многолетнее вертикальное перемещение считать поднятием острова, то оно должно отразиться в соответствующем опускании уровня воды в Ладоге.

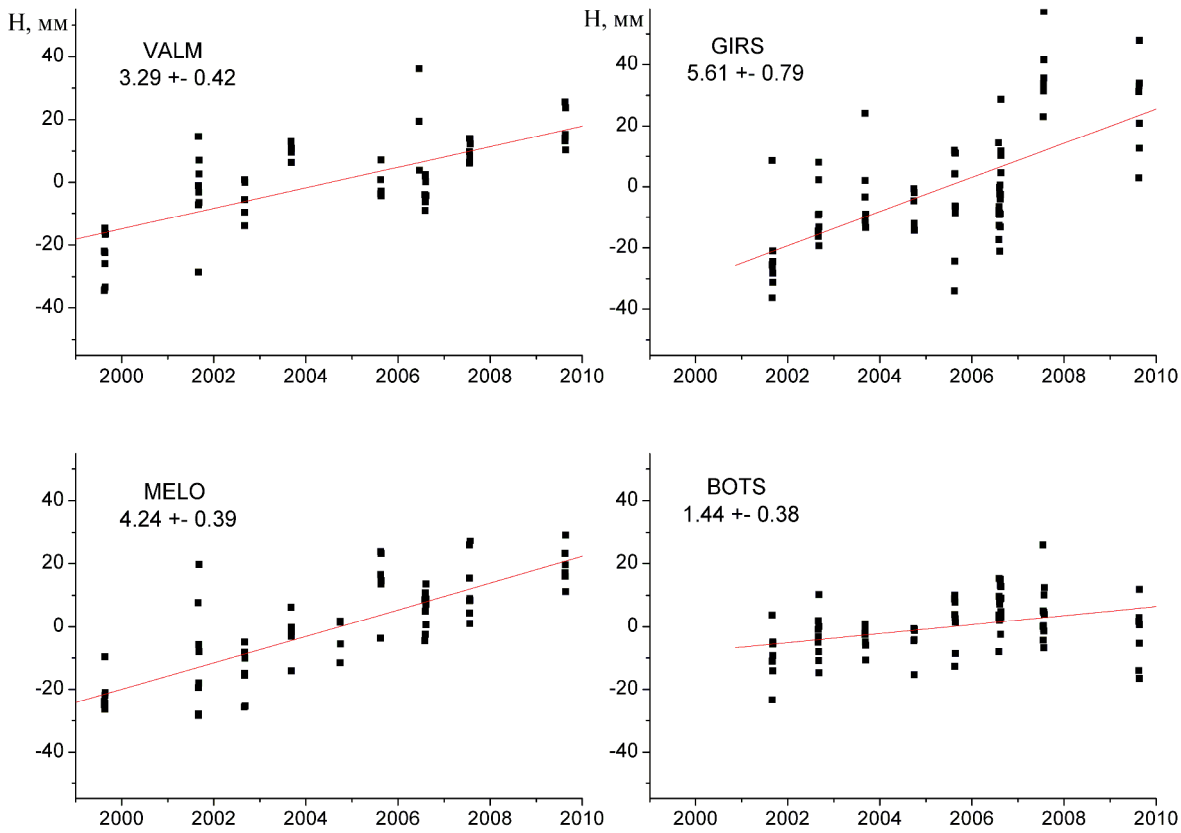


Рис. 3. Графики вертикальных смещений по данным многолетних GPS измерений

Измерения уровня воды в Ладоге были начаты в 1859 г. Валаамскими монахами. Эти измерения были собраны и проанализированы в работе В.И. Богданова с соавторами [5]. Согласно этим данным, средняя скорость депрессии Ладоги с начала регистрации составляет –4,1 ± 0,8 мм/год, и на эту вековую тенденцию уменьшения уровня воды в Ладоге накладываются сильные периодические вариации в 25-32 года и 5-7 лет с амплитудой до 1,5 м – см. рис. 4. Средняя скорость уменьшения уровня воды в озере по абсолютной величине меньше скоростей поднятия северного Ладожья (6 мм/год), вычисленным по результатам аппроксимации данных GPS измерений 1999-2009 гг. линейным трендом. Тенденция к уменьшению уровня Ладоги со средней скоростью до –10,1 ± 3,9 мм/год и Онеги со средней скоростью – 2.5 ± 3,5 мм/год за период 1993-2009 гг., определяемой по данным спутниковой альтиметрии (http://www.pecad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/), возможно является парадоксальной и не отражает действительность.

Таким образом, определены скорости горизонтальных и вертикальных движений в Ладого-Онежском регионе. Достоверность результатов подтверждается контрольными определениями скоростей горизонтальных и вертикальных движений как ближайших пунктов европейской сети, так и российских пунктов, практически совпадающих со стандартными скоростями в рамках Евразийской плиты. Обнаруженное поднятие пунктов MELO и VALM по данным GPS отличается как от результатов нивелирования, так и от значений скоростей де-

прессии Ладоги по данным уровнемерных наблюдений и особенно спутниковой альтиметрии. Исследование этого парадокса должно быть продолжено.

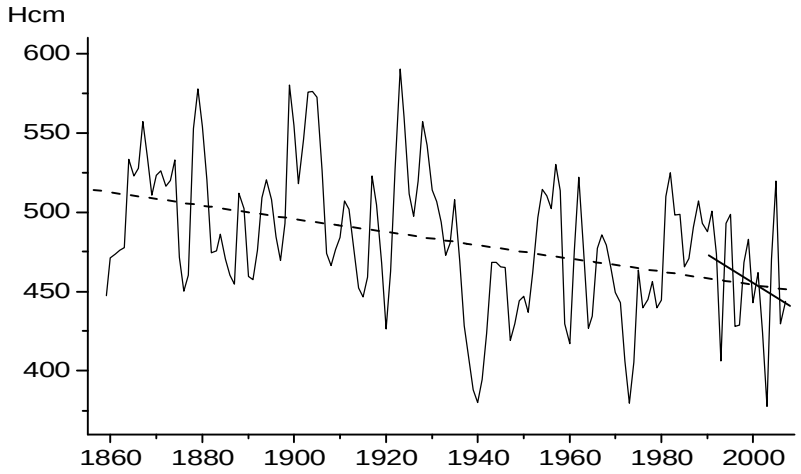


Рис. 4. Временное изменение уровня воды в Ладоге. *Прямыми линиями показаны вековой (пунктир) и средний с 1990 года (сплошная линия) линейные тренды уровня воды в Ладоге*

ЛИТЕРАТУРА

1. Kakkuri J., Poutanen M. Geodetic determination of the surface topography of the Baltic Sea // Marine Geodesy. – 1997. – V. 20. – № 4. – P. 1-10.
2. Прилепин М.Т., Мишин А.В., Кабан М.К., Баранова С.М. GPS изучение геодинамики Балтийского щита // Физика Земли. – 2002. – № 9. – С. 49-58.
3 Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Мишин А.В., Передерин В.П. Исследование деформационных процессов земной коры с использованием спутниковых технологий // Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта. – М.: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 336-343.
4 Галаганов О., Горшков В., Гусева Т.В., Кузнецов Ю., Розенберг Н., Передерин В., Щербакова Н. Парадокс отличий в вертикальных движениях по данным определений разными методами // Геодезія, картографія і аэрофотознімання. – Вип. 71. – Львів, 2009. – С. 241-248.
5. Богданов В.И., Кравченкова Т.Г., Малова Т.И., Маринич М.А. Изменения уровня Ладожского озера по наблюдениям 1859- 2001 гг. на Валааме // Докл. РАН. – Т. 386. – № 5. – 2002. – С. 672-675.

УДК 553.98:550.8

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СТАДИИ ЗОНАЛЬНО-РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (НА ПРИМЕРЕ ГАЙНИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)

И.В. Геник, Г.В. Простолупов, А.Ю. Бабошко

Горный институт Уральского отделения РАН, г. Пермь, Россия

Новые направления поисков и разведки углеводородного сырья в регионах России связаны как изучением новых площадей и объектов, так и с применением новых аппаратурных и интерпретационно-методических технологий [3]. Пример такого рода исследований – зонально-региональные геологоразведочные работы на Гайнинской площади (север Перм-

ского края), которые включали в себя сейсморазведку, гравиразведку, аэрокосмогеологические и геохимические исследования, размер площади составляет 3420 км^2.

Территория работ в тектоническом плане расположена на северо-восточной окраине Русской плиты, имеющей беломорско-карельский складчатый фундамент, на границе с Тимано-Печорским блоком байкалид; север площади захватывает крайнюю юго-западную часть Предтиманского прогиба. По отложениям палеозойского комплекса площадь находится в пределах Камского свода. На исследуемой территории рифейские отложения отсутствуют, и на архейско-нижнепротерозойских породах залегает вендская толща мощностью от 800 м на западе до 1100 м на востоке. Палеозойский осадочный чехол имеет мощность порядка 1500 м и включает позднедевонские, каменноугольные, пермские отложения. Отдельные слои осадочного чехла выклиниваются или сокращаются по толщине в западном направлении. Основными нефтематеринскими свитами являются саргаевско-ливенские отложения верхнего девона и, по-видимому, бородулинские – верхнего венда, а для юго-востока площади – прослои тиманского горизонта верхнего девона.

Гайнинская площадь характеризуется весьма неравномерной геолого-геофизической изученностью, что выражается в нерешенности задач, характерных для регионального этапа геологоразведочного процесса. На площади пробурено шесть глубоких скважин. Скважины 3, 7, 19 вскрыли отложения верхнего венда, а остальные три – отложения верхнего девона: скв. 26 и 6 – франского яруса, а скв. 2 – фаменского яруса. Вблизи южной границы изучаемой территории пробурено около трех десятков структурных скважин. Для исследуемой территории выполнены: а) гравиразведка масштаба 1:200 000 в 1960-е гг.; б) аэромагнитная и комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 и 1:25 000 в 1983-2001 гг.; г) сейсморазведка: МОВ в 1960-е гг. и отдельные региональные профили МОГТ 1991, 2001, 2002, 2005 гг. Основной интерес из выполненных ранее работ представляли сейсмические и гравиметрические исследования 2005 г. по профилю Чернореченский-Тимшер, в результате которых выявлены особенности геологического строения изучаемой территории, построена структурная схема поверхности дорифейского фундамента и структурная карта отражающего горизонта (ОГ) II, отождествляемого с кровлей терригенных отложений визейского яруса нижнего карбона [2].

Отличительной особенностью работ на Гайнинской площади является использование новейших аппаратурных и интерпретационных геофизических технологий, позволяющих получить детальные высокоинформативные данные и результаты.

Гравиметрические исследования были выполнены высокоточными компьютеризированными гравиметрами AUTOGRAV CG-3M и CG-5 фирмы SCINTREX. Съёмка выполнена по 26 профилям общей протяженностью более 750 км с шагом по профилю 200 м. Среднеквадратическая погрешность определения аномалий Буге составила ± 0.042 мГал. По тем же профилям были выполнены сейсмические и геохимические работы.

Детальная интерпретация гравитационного поля, полученного в ходе работ на Гайнинской площади, а также данных аэромагнитных съемок, позволила решить следующие задачи.

Во-первых, охарактеризовать плотностные свойства горных пород основных литолого-физических комплексов и выполнить оценку гравитационного эффекта антиклинальных объектов с размерами, наиболее вероятными для исследуемой территории. Наибольшие эффекты в гравитационном поле создаются гравиактивными границами, приуроченными к кровле сульфатно-карбонатных пород кунгурского яруса нижнепермских отложений и к кровле кристаллического фундамента.

Во-вторых, построены трансформанты гравитационного и магнитного полей, характеризующие площадь в целом, анализ которых показывает, что фоновые и аномальные части полей Δg и ΔT обладают значительным подобием (рис. 1). Фоновые части имеют вид субширотной седловины, которая для гравитационного поля смещена несколько к северу по сравнению с магнитным полем. Аномальные компоненты также имеют значительное сходство друг с другом (П-образный вид положительных аномальных зон). Основное различие аномалий связано с интенсивной отрицательной аномалией гравитационного поля вдоль западной части профиля Чернореченский-Тимшер.

В-третьих, построены трансформанты, характеризующие различные интервалы глубин кристаллического фундамента (6-8 км; 2.3-3.3 км) и осадочного чехла (1.6-2.3 км – вендская толща; 0.85-1.4 км). Для фундамента установлено различие строения верхнего и нижнего этажей, предполагаемые тектонические нарушения и картина блочного строения. Для осадочного чехла в интервале глубин 0.85-1.4 км выделены положительные гравитационные аномалии, характеризующие антиклинальные объекты по ОГ $II^{П}$, приуроченного к кровле турнейского яруса нижнего карбона. Всего намечено 30 участков, перспективных на выявление локальных поднятий.

В результате аэрокосмогеологических исследований выделены региональные, зональные и локальные прямолинейные линеаменты, отобразившие предполагаемые трещинно-разрывные структуры в осадочном чехле и фундаменте. Произведено неотектоническое районирование территории с выделением блоковых структур, характеризующихся различной неотектонической активностью.

При геохимических работах выполнялись две модификации газогеохимических съемок: атмогеохимические – основанные на исследовании состава подпочвенного воздуха; литогеохимические – основанные на анализе сорбированных почво-грунтами газов [1]. Атмогеохимические исследования проводились по сети гравиметрических профилей с шагом опробования 500 м. На выявляемых аномальных участках шаг опробования сгущался до 100 м, и проводился отбор проб грунтов для исследования в лабораторных условиях состава сорбированных газов. Общее количество замеров состава подпочвенного воздуха составило 1831, исследованных проб сорбированных газов – 2000.

Для общей характеристики состава подпочвенного воздуха использован комплексный показатель контрастности атмогеохимических аномалий, представляющий аддитивную сумму превышений коэффициентов контрастности отдельных показателей (для метана, углеводородных газов и летучих органических соединений) над верхним пределом фона. Наиболее интенсивные аномалии (по данному параметру) отмечаются, преимущественно, в зонах пониженных значений аномальной составляющей гравитационного поля (рис. 1а), расположенных вдоль профиля Чернореченский-Тимшер и в южной половине площади.

При общей характеристике сорбированных газов рассчитан комплексный показатель контрастности литогеохимических аномалий, представляющий аддитивную сумму превышений коэффициентов контрастности бутанов и пентанов над верхним пределом фона. Указанные газы характеризуют возможное проявление вертикальных ореолов залежей углеводородов. Аномалии данного параметра расположены преимущественно в северной половине площади, а для южной части находятся, в основном, вблизи западной и восточной границ.

С целью отражения характера распределения углеводородных компонентов в подпочвенном воздухе и сорбированных газах рассчитан комплексный показатель контрастности геохимических аномалий Zc, учитывающий значения как атмогеохимических, так и литогеохимических параметров, что позволило получить общую картину характера приповерхностного газового фона.

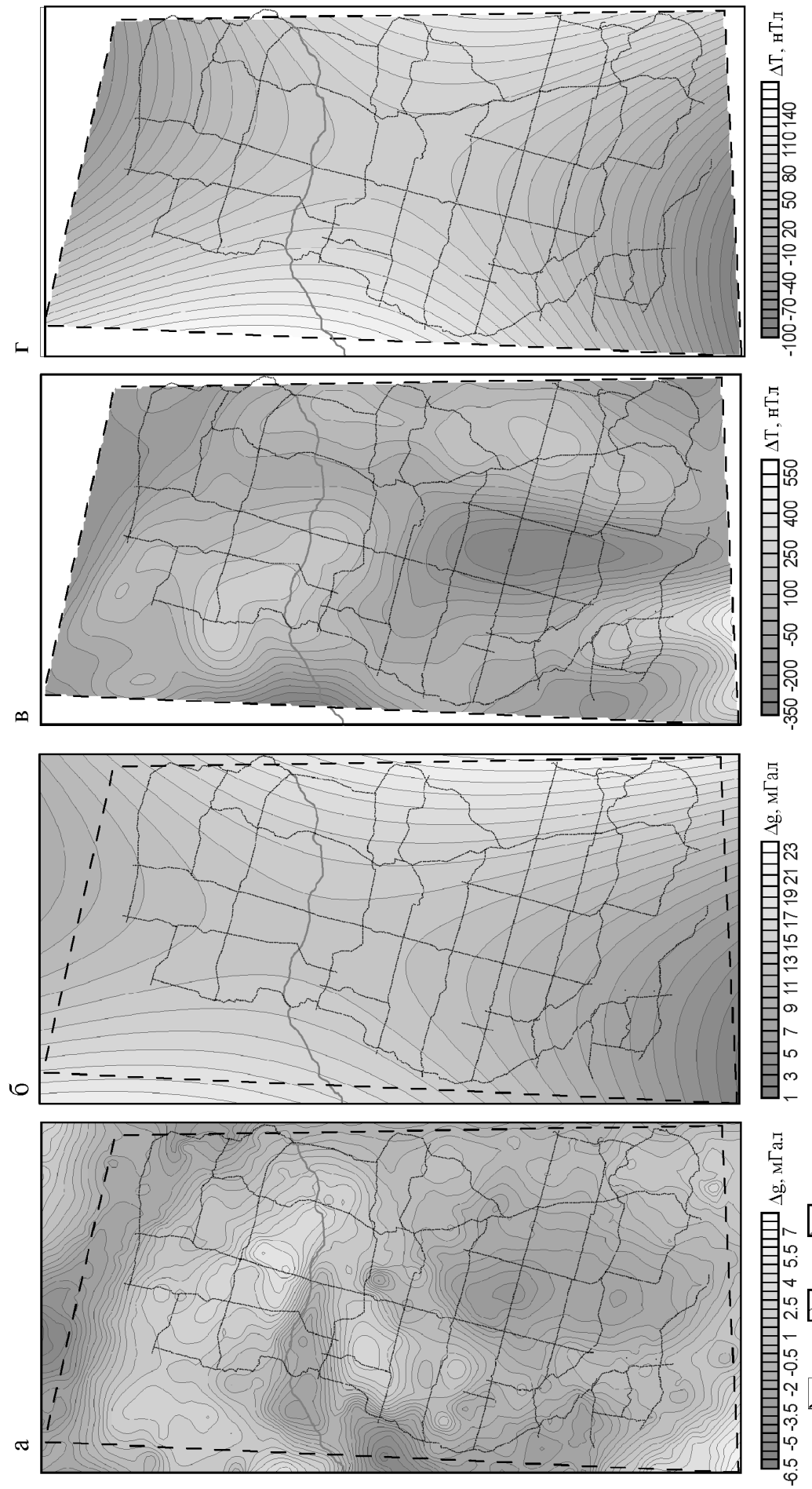


Рис. 1. Трансформация гравитационного (а, б) и магнитного полей (в, г). *а, в - локальные составляющие; б, г - фоновые составляющие*
1 - граница площади работ; 2 - пункты гравиметрических наблюдений; 3 - региональный профиль Чернореченский-Тимшер

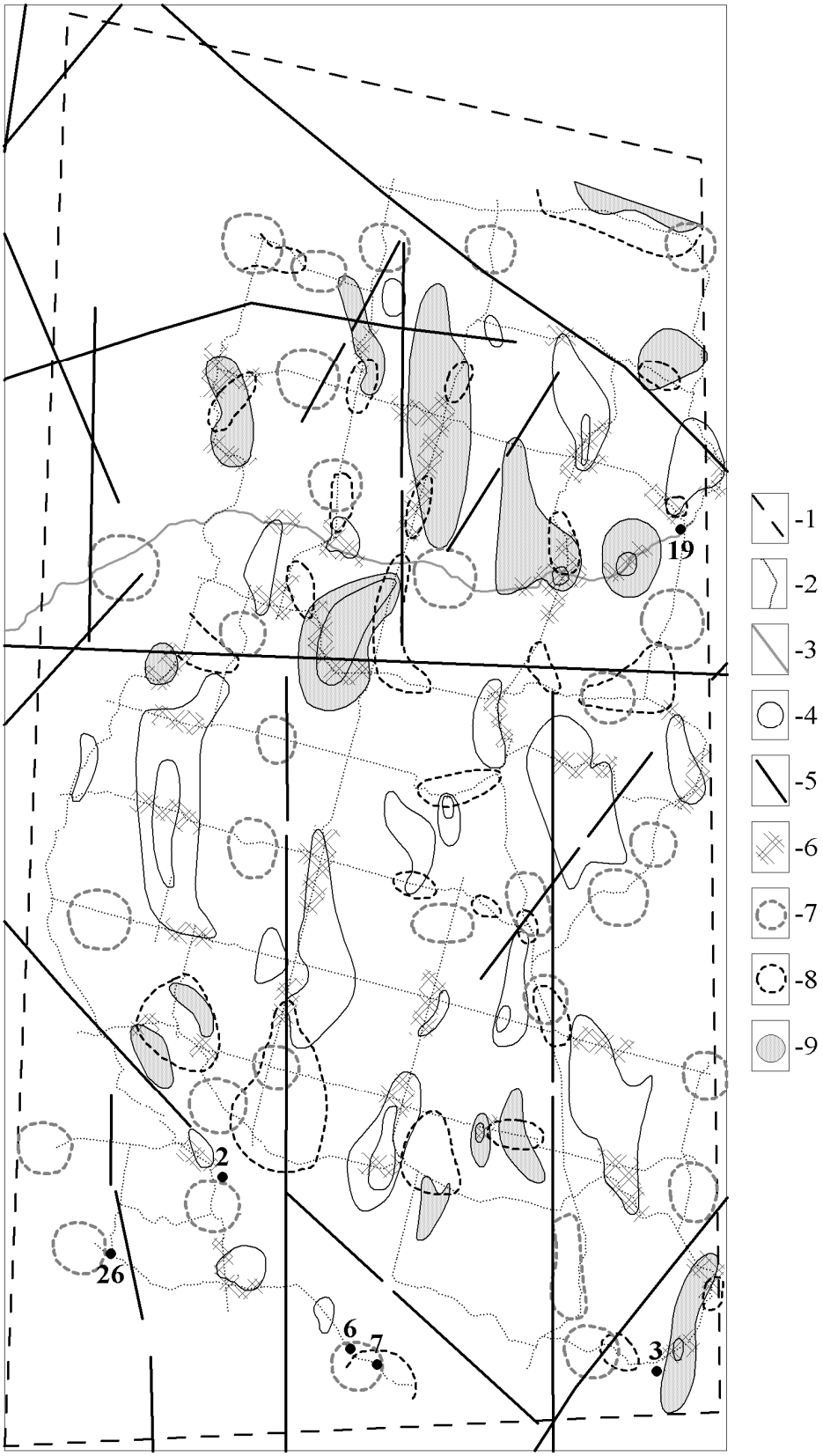


Рис. 2. Результаты интерпретации данных геопотенциальных полей и геохимии. *1 – граница площади работ; 2 – пункты гравиметрических наблюдений; 3 – региональный профиль Чернореченский-Тимшер; по данным сейсморазведки: 4 – структуры и приподнятые участки по ОГ* $II^{П}$*; по данным гравиразведки; 5 – вероятные нарушения и зоны разломов, 6 – положительные аномалии на профилях, совпадающие со структурами и приподнятыми участками, 7 – локальные поднятия, прогнозируемые по положительным аномалиям гравитационного поля; по данным геохимических методов: 8 – аномалии, 9 – поднятия ОГ* $II^{П}$*, перспективные на выявление залежей углеводородов*

С учетом комплекса полученной информации о характере приповерхностного газового фона выделяемые геохимические аномалии разделены на две группы: аномалии нафтидного типа и аномалии неясного генезиса. Наиболее интенсивным источником формирования аномалий ″нафтидного″ типа является проявление в приповерхностной части разреза ореолов рассеяния залежей углеводородов. Вместе с тем, не исключается, что некоторые из данных аномалий могут отражать более интенсивное ″дыхание недр″ в зонах повышенной проницаемости осадочного чехла. В результате основной критерий разделения аномалий по величине Zc – состав сорбированных газов и присутствие в них повышенных концентраций бутанов и пентанов. Проведенная обработка газогеохимической информации позволила выделить в пределах исследованной территории 23 аномальных участка, различающиеся количеством аномальных проб, площадью и степенью контрастности. В большинстве случаев выделенные аномальные зоны имеют сложную мозаичную структуру. Данное явление обусловлено, по всей видимости, различными масштабами накопления и сохранения миграционных углеводородов в зоне геохимического зондирования, зависящими как от литологического состава и сорбционных свойств опробуемых почво-грунтов, так и от влияния бактериальных и экзогенных факторов.

Результаты интерпретации данных геопотенциальных методов и геохимии представлены на рис. 2. По данным гравиметрии и магнитометрии выявлены вероятные нарушения в осадочном чехле и зоны разломов в фундаменте. Положительные аномалии, выявленные по данным гравиразведки достаточно хорошо совпадают со структурами и приподнятыми участками, выявленными сейсморазведкой, также намечены дополнительные вероятные антиклинальные объекты. По данным газогеохимии выделены аномалии и дан прогноз локальных поднятий, перспективных на выявление залежей углеводородов, концентрация геохимических аномалий отмечается вблизи зон нарушений и разломов.

Таким образом, в результате гравиметрических и магнитометрических исследований построены трансформанты, характеризующие плотностное и магнитное строение кристаллического фундамента и осадочного чехла, намечены зоны тектонических нарушений. Локализованы источники аномалий с привязкой в плане и по глубине, получена трехмерная пространственная модель плотностного строения территории. Показано, что блочная картина строения фундамента четко отражается в строении осадочного чехла.

В итоге зонально-региональных геологоразведочных работ, выполненных на Гайнинской площади, выполнена комплексная интерпретация гравиметрических и магнитометрических материалов с результатами сейсморазведочных работ, аэрокосмогеологических и геохимических исследований, выделены и охарактеризованы перспективные объекты для дальнейших геолого-геофизических работ и лицензирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-96025.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бачурин Б.А., Борисов А.А. Научно-методические подходы к проведению поисково-геохимических исследований / Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности: Мат Всерос. конф. – М: ГЕОС, 2007. – С.34-35.
2. Геник И.В., Чадаев М.С. Региональные гравиметрические работы на северо-западе Пермского края по профилю Чернореченский-Тимшер // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. – С. 92-95.
3. Неганов В.М., Проворов В.М. Новоселицкий В.М. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Пермского края по результатам региональных и детальных геолого-геофизических работ // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2009. – № 2. – С. 13-21.

ПРИМЕНЕНИЕ СЕТЕВЫХ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

В.Г. Гитис[1], Ю.К. Щукин[2]

[1]Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, г. Москва, Россия;
[2]Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Введение. Геоинформационные технологии широко применяются для исследований в науках о Земле. Технологии 80-х годов прошлого столетия базировались на настольных векторно-растровых ГИС. Начиная с 90-х годов, появились сетевые серверные решения, такие как ArcIMS, GeoMedia WebMap, MapGuide, MapXtreme, MapInfo. Клиентское обеспечение этих систем имеет ограниченные возможности. Выполнение операций анализа или визуализации требует обращения к серверу, что практически лишает пользователя возможностей интерактивного исследования данных.

Для ГИС, предназначенных для научных исследований, важно обеспечить интерактивность операций анализа данных. Тесное взаимодействие интерактивных методов аналитического и визуального исследований обеспечивает основу пространственного и пространственно-временного когнитивного моделирования и существенно упрощает понимание исследуемого материала. В связи с этим более перспективными представляются технологии, реализованные в клиент-серверной архитектуре и выполненные в виде Java-программ. Эти технологии развиваются в векторно-растровых сетевых ГИС, таких как ГеоПроцессор (Gitis et al, 1998), Lava Magma (Berg et al, 1999), CommonGIS (Andrienko and Andrienko, 2002), ГеоТайм 2.0, (Gitis et al, 2006), ГИС UPC (http://www.unidata.ucar.edu/).

Цель данного сообщения состоит в том, чтобы кратко представить современные геоинформационные технологии анализа данных по наукам о Земле и описать их сетевые реализации: ГИС ГеоПроцессор 2.0 и ГеоТайм 2.0. Свободный доступ к этим системам и к ГИС-проектам по достаточно большому числу регионов открыт по адресам http://www.geo.iitp.ru/GeoProcessor-2/new/index.htm и http://www.geo.iitp.ru/geotime/index.htm.

Методы геоинформационного исследования. При решении задач геоинформационного анализа широко используются три метода исследования геоданных: визуальное исследование, аналитические преобразования и правдоподобный вывод (Гитис, Ермаков, 2004).

Цели *визуального исследования* состоят в выявлении пространственного образа свойств и объектов исследуемой территории и в выполнении картографических измерений. *Аналитические преобразования* позволяют получить новые тематические и пространственно-временные свойства ГИ с помощью заранее заданных операторов. Аналитические преобразования обычно включают в себя как расширенный класс заранее подготовленных операторов, ориентированных на предметную область, так и интерпретатор, позволяющий пользователю самостоятельно конструировать необходимые для исследования ГИ операторы преобразований. *Методы правдоподобного вывода* позволяют найти заранее неизвестное операторы аналитического преобразования. К задачам правдоподобного вывода относятся оценивание зависимостей и отношений между свойствами исследуемой среды и ее сущностями, прогнозирование целевых свойств среды, обнаружение целевых объектов, прогнозирование пространственно-временных процессов. Для решения этих задач используются аппарат многомерного статистического анализа, методы распознавания образов, имитационное моделирование и методы искусственного интеллекта.

Технология ГИС ГеоПроцессор. Сетевая ГИС ГеоПроцессор предназначена для интерактивного представления и комплексного анализа векторно-растровой географической информации (Gitis et al, 1998, Гитис, Шогин, 2009 А). Областями применения являются ана-

лиз пространственных данных, изучение геологической среды и поддержка принятия решений в таких задачах как оценка природной опасности, прогноз природных ресурсов, оценка экологического состояния среды. Система написана на языке Java.

Операции ГИС ГеоПроцессор можно разбить на четыре группы: операции ввода/вывода, операции картографического анализа, аналитические преобразования и правдоподобный вывод.

Операции *ввода/вывода* поддерживают динамическую загрузку и сохранение, а также вывод на печать изображения карты в выбранной проекции и с заданной разрешающей способносттью изображения. Операции *визуального исследования* управляют отображением картографических слоев, изменением масштаба карты, выбором палитры и других параметров отображения слоя. К этим операциям относятся также построение модели освещенности сеточного слоя, построение разреза нескольких сеточных слоев по произвольному профилю, картографические измерения значений нескольких сеточных слоев, выделение подмножеств объектов векторных слоев по SQL запросу и чтение атрибутов объектов слоя. Особую роль играет интерактивный многомерный анализ сеточных полей по сходству с прецедентами. Он имитирует весьма распространенный экспертный метод рассуждений: ″метод аналогий″. *Аналитические преобразования* ГИС выполняются с сеточными и векторными картографическими слоями. Сеточные преобразования выполняются с помощью операций пространственной фильтрации и операций сеточных вычислений, при которых сеточный слой находится как функция от нескольких исходных сеточных слоев. Операции с векторными слоями позволяют численно оценить пространственные свойства векторного слоя, такие, как плотность географических объектов точек, расстояния от объектов до узлов координатной сетки и т.д. Методы *правдоподобного вывода* ГИС позволяют найти по выборке прецедентов операторы преобразований в виде функции сходства, функции предпочтения, функции принадлежности, оцениваемой по методу ближайшего соседа, и функции непараметрической регрессии.

Примеры применения ГИС ГеоПроцессор. *Оценка сейсмической опасности*[1]. Рассмотрим пример выделения зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) с магнитудами $M \geq 6.0$ для Кавказа (Gitis et al., 2009 B). Ресурс разработан по данным (Gitis et al, 1993). Следуя (Gitis et al, 1993, Philip et al, 1989), предполагалось, что очаговые зоны сильнейших землетрясений приурочены к пересечению областей неоднородности земной коры с зонами надвиговых и сдвиговых разломов, активных в Кайнозое.

Вначале с помощью аналитических преобразований и визуального исследования был выполнен разведочный анализ исходных и преобразованных данных. Для иллюстрации метода выбрано наиболее простое решение, использующее только поле модуля градиента скорости вертикальных движений за постсарматское время (признак X_1), и активные в кайнозое надвиговые разломы. По слою активных в кайнозое надвиговых разломов вычислен сеточный слой (признак) X_2 – поле расстояний до надвиговых разломов. Далее по выборке землетрясений с магнитудами $M \geq 6.0$ вычислена функция предпочтения (Gitis, Shogin, 2009 A). Полученное правило имеет вид: **ЕСЛИ** градиент скорости вертикальных тектонических движений за постсарматское время (X_1) больше10 усл. ед. **ИЛИ (**$X_1 > 6.4$ усл. ед. **И** расстояние до надвиговых разломов (X_2) < 6.75 км), **ТО** возможны очаги с $M \geq 6.0$. Полученные по данному правилу зоны возможных землетрясений и эпицентры с магнитудами $M \geq 6.0$ показаны на рис. 1 (см. вкл.). Прогноз зон в море, на юге и юго-востоке не производился из-за отсутствия геолого-геофизических данных.

Прогноз нефтегазовых месторождений[2]. Рассмотрим пример раздельного регионального прогноза нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири. Использован ре-

[1] ГИС-проект находится по адресу http://www.geo.iitp.ru/GeoProcessor-2/new/ARMEAST2-e.htm
[2] ГИС-проект находится по адресу http://www.geo.iitp.ru/GeoProcessor-2/new/WestSiberia2.htm

сурс http://www.iitp.ru/projects/geo/ разработанный по данным (Gitis et al, 1994). Предполагалось, что фазовое состояние углеводородов определяется историей тектонического развития. Для газовых месторождений характерно ухудшенное качество исходного органического вещества и мощное осадконакопление, которое проявляется в увеличении скорости продольных сейсмических волн на поверхности фундамента. Для нефтяных месторождений показательно высокое качество органического вещества, которое формирует осадочную толщу сравнительно небольшой мощности. Бесперспективными относительно нефтяных и газовых месторождений являются части провинций с маломощным осадочным чехлом.

Для решения выбраны те же признаки, что и в (Gitis et al, 1994). Далее по выборке прецедентов найдена функция принадлежности по правилу ближайшего соседа (принадлежность точки к классу определяется по максимальному сходству значений признаков точки с эталонными объектами класса). Результаты прогноза показаны на рис. 2 (см. вкл.). Кружками обозначены известные газовые месторождения, треугольниками – нефтяные, квадратиками – бесперспективные участки. Для прогноза газовых месторождений использованы признаки: глубина залегания кровли средней юры и полусумма скоростей продольных сейсмических волн на поверхности кристаллического и складчатого фундаментов. Для прогноза нефтяных месторождений использованы признаки: глубина залегания кровли среднеюрских отложений, глубина залегания кровли верхнемеловых отложений и толщина верхнего слоя консолидированной коры.

Технология ГИС ГеоТайм. ГИС ГеоТайм 2 предназначена для интерактивного представления, анализа и моделирования векторно-растровых географических данных о пространственно-временных процессах (Гитис и др., 2009 Б). Система реализована в виде Java-приложения. Система обладает многими уникальными функциями, необходимыми для анализа пространственно-временных процессов. Она позволяет совместно обрабатывать разнотипные данные: линии, полигоны, 4D каталоги землетрясений, координатно привязанные временные последовательности, 2D, 3D и 4D сеточные поля. Важной функцией является возможность динамической загрузки данных и плагинов. Система поддерживает интерактивное управление визуализацией 2D, 3D и 4D сеточных и векторных слоев, анимационное представление одного или нескольких точечных и сеточных слоев в любых двумерных проекциях.

В ГИС ГеоТайм реализованы методы, необходимые для решения трех задач поиска предвестников землетрясений: (1) оценивание важнейших пространственно-временных характеристик сейсмического потока в виде 3D сеточных слоев, (2) обнаружение в 3D сеточных слоях пространственно-временных аномалий и (3) оценивание параметров пространственно-временных аномалий.

Пример: обнаружение предвестников землетрясений. Основная идея технологии анализа пространственно-временных процессов в системе ГеоТайм состоит в дополнении традиционного анализа отдельных временных рядов анализом 3D сеточных динамических полей с двумя пространственными и временной координатами (Gitis, et al, 1994 a).

Рассмотрим пример анализа пространственно-временных предвестников Сусамырского землетрясения: 19.08.1992 г., класс землетрясения $K = 17$, координаты эпицентра $l = 73.63°$ ВД и $j = 42.06°$ СШ. По каталогу землетрясений со снятыми афтершоками[3] был вычислен 3D сеточный слой плотности эпицентров в сетке с шагом по долготе $\Delta l = 0.3°$, по широте $\Delta j = 0.2°$ и по времени $\Delta T = 10$ дней. Далее вычислен 3D сеточный слой пространственно-временных аномалий. На следующем шаге выделена аномалия, которая с высокой

[3] Предварительная обработка каталога выполнена в ИФЗ РАН

степенью уверенности может быть предвестником землетрясения. Именно эта аномалия предшествовала Сусамырскому землетрясению (рис. 3, см. вкл.).

Заключение. Мы кратко рассмотрели сетевые геоинформационных технологии анализа пространственных и пространственно-временных данных. Существенными характеристиками этих технологий являются: (1) сетевой доступ к распределенной географической информации (ГИ), которая может распределена на различных сетевых серверах и на компьютере пользователя, (2) современные методы извлечения существенной информации из пространственно-временных данных, (3) высокая интерактивность и наглядность анализа.

Приведенные примеры показывают эффективность применения технологий сетевых ГИС ГеоПроцессор и ГеоТайм для выполнения научных исследований и прикладных проектов.

Частично поддержано грантами РФФИ 07-07-12019, 09-07-12077 и Программой Фундаментальных исследований Президиума РАН "Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно-вычислительной среды на основе технологий GRID", направление: "Электронная земля".

ЛИТЕРАТУРА

1. Гиттис В.Г., Ермаков Б.,В. Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2004. – 256 С.
2. Гитис В.Г., Шогин А.Н. ГеоПроцессор 2.0: технология геоинформационного исследования пространственных данных // Электронная земля. Использование информационных ресурсов и современных технологий для повышения достоверности научного прогноза на основе моделирования решений в интегральных информационных полях. ВИНИТИ РАН. – 2009. – С. 229-244.
3. Гитис В.Г., Дерендяев А.Б.,.Метриков. П.А. ГеоТайм II: технология геоинформационного исследования пространственно-временных процессов // Электронная земля. Использование информационных ресурсов и современных технологий для повышения достоверности научного прогноза на основе моделирования решений в интегральных информационных полях. ВИНИТИ РАН. – 2009. – С. 250-257.
4. Andrienko,G., Andrienko, N., Gitis, V. Interactive Maps for Visual Exploration of Grid and vector geodata // Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 1257. – 2003. – P. 1-10.
5. Berg, C., Tuinman, F., Vijbrief, T., Meijer, C., Oisterom, P., Uitermark, H. Multiserver Internet GIS: standartization and practical experiments // Goodchild M., Egenfofer M., Feageas R., Kottman C. (eds) Interoperating Geographical Informatin Systems. – Boston: Kluwer Academic Publishers, 1999. – P. 365-377.
6. Gitis, V.G., Ermakov, B.V., Semov, V.N., Shchukin, Ju.K., Jurkov, E.F. GEO Expert System Application to Oil and Gas Resources Forecasting by the Deep Criteria (Example for West-Siberian Platform) // A.G.Fabbri et J.J.Royer (eds) 3rd CODATA Conference on Geomathematics and Geostatistics. Sci. de la Terre, Ser. Inf. Nancy. 32. – 1994. – P. 653-666.
7. Gitis, V.G., Ermakov, B.V., Ivanovsnaia, L.V., Osher, B.V., Trofimov, D.P., Schenk, V., Shchukin, Ju.K., Jurkov, E.F. The Information Technology of the GEO system for Prediction M_{max} of Earthquake // Journal of Earthquake Prediction Research. – 1993. – V. 2. – № 2. – P. 221-228.
8. Gitis, V., Dovgyallo, A., Osher, B., Gergely, T. GeoNet: an information technology for WWW on-line intelligent Geodata analysis // Proceedings of the 4th EC-GIS Workshop. Hungary. Joint Research Centre of European Commission. – 1998. – P. 124-135.
9. Gitis V., Yurkov E., Pirogov S., Petrova E., Weinstock A., Derendiaev A., Metrikov P. Web-GIS for complex analysis of spatio-temporal processes // Abstracts of the General Assembly of IASPEI. – Santiago, 2005.

10. Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, F., Gorshkov, A. The Caucasus – an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. – 1090. – V. 161. – P. 1-21.

УДК 550.83:553.3/.9

ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫХ ТЕЛ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В.Н. Глазнев[1], В.И. Жаворонкин[1], И.В. Притыка[1],
П.В. Кораблинов[2], Д.П. Севастьянов[1], П.П. Горских[1]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия
[2]ИМГРЭ, г. Москва, Россия

Геофизические методы достаточно давно и успешно используются при поисках месторождений сульфидов на территории Северного Урала (В.П. Петухов, 1960; В.Н. Кусков, 1979; А.В. Чурсин, 2010 и др.). В задачу наших исследований входило выяснение их эффективности при работе в зонах невысокого содержания рудных компонентов и на флангах уже разведанных месторождений. Сложность такой задачи обусловлена тем, что на фоне интенсивных аномалий от объектов с высокими содержаниями сульфидно-магнетитовых руд слабо появляются малые по размерам тела, которые также имеют определенный практический интерес.

Район исследований расположен на южной оконечности Помурского интрузивного массива, и приурочен к его юго-западной и юго-восточной контактовым зонам с вмещающими породами [1]. Западная часть участка сложена интрузивными породами преимущественно гранодиоритами, диоритами и реже габбро, а восточная часть – достаточно мощной вулканогенно-осадочной толщей. Вмещающие вулканогенно-осадочные образования слагают нижнюю и верхнюю свиты. Нижняя свита представлена исключительно эффузивными образованиями: плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и туфами альбитофиров. Широким развитием в этой свите пользуются метаморфические породы, которые тяготеют к сравнительно широкой зоне контакта с эффузивами. Верхняя свита сложена преимущественно туфами различного состава, туфопесчаниками, туффитами и известняками.

В структурном отношении вмещающие породы образуют антиклинальную структуру третьего порядка, ось которой протягивается в меридиональном направлении, но с значительными отклонениями на северо-восток и северо-запад. Складка имеет изоклинальный характер: оба крыла характеризуются восточным падением [1].

Аномалиеобразующие объекты в районе исследований могут быть представлены сульфидно-магнетитовыми телами обогащенными магнетитом, пирротином, халькопиритом и пиритом. Подавляющее большинство геохимических ореолов рудных минералов приурочено к экзоконтактовой зоне эффузивной и эффузивно-осадочной толщ. Наиболее интенсивные ореолы приурочены к неглубоко залегающим возмущающим объектам.

Использованный комплекс геофизических методов включает в себя магниторазведку, электропрофилирование (СЭП) и метод вызванной поляризации в модификации СЭП. Все полевые материалы были получены в 2009 году при выполнении детальных работ на ряде участков Помурской площади.

Магнитная съемка выполнена в масштабе 1:5000 по сети 50 х 10 м. Интерпретация магниторазведочных данных включала выделение и корреляцию зон повышенных и пониженных значений магнитного поля, выделение аномалий и тектонических нарушений на участке исследований и количественную интерпретацию данных по отдельным профилям.

Судя по характеру морфологии и величины модуля индукции вектора магнитного поля (рис. 1) площадь исследований можно разделить на несколько зон. Западная зона отрица-

тельных значений магнитного поля занимает примерно одну треть участка работ и фиксирует область развития интрузивных образований преимущественно гранодиоритов и редко габбро. Интенсивность магнитного поля в этой зоне изменяется от 0 до –1200 нТл, и только в центральной её части выделяется зона небольших положительных значений магнитного поля (от 0 до +200 нТл). Эта область поля, предположительно, связана с габброидами, несущими рассеянную вкрапленность магнитных минералов.

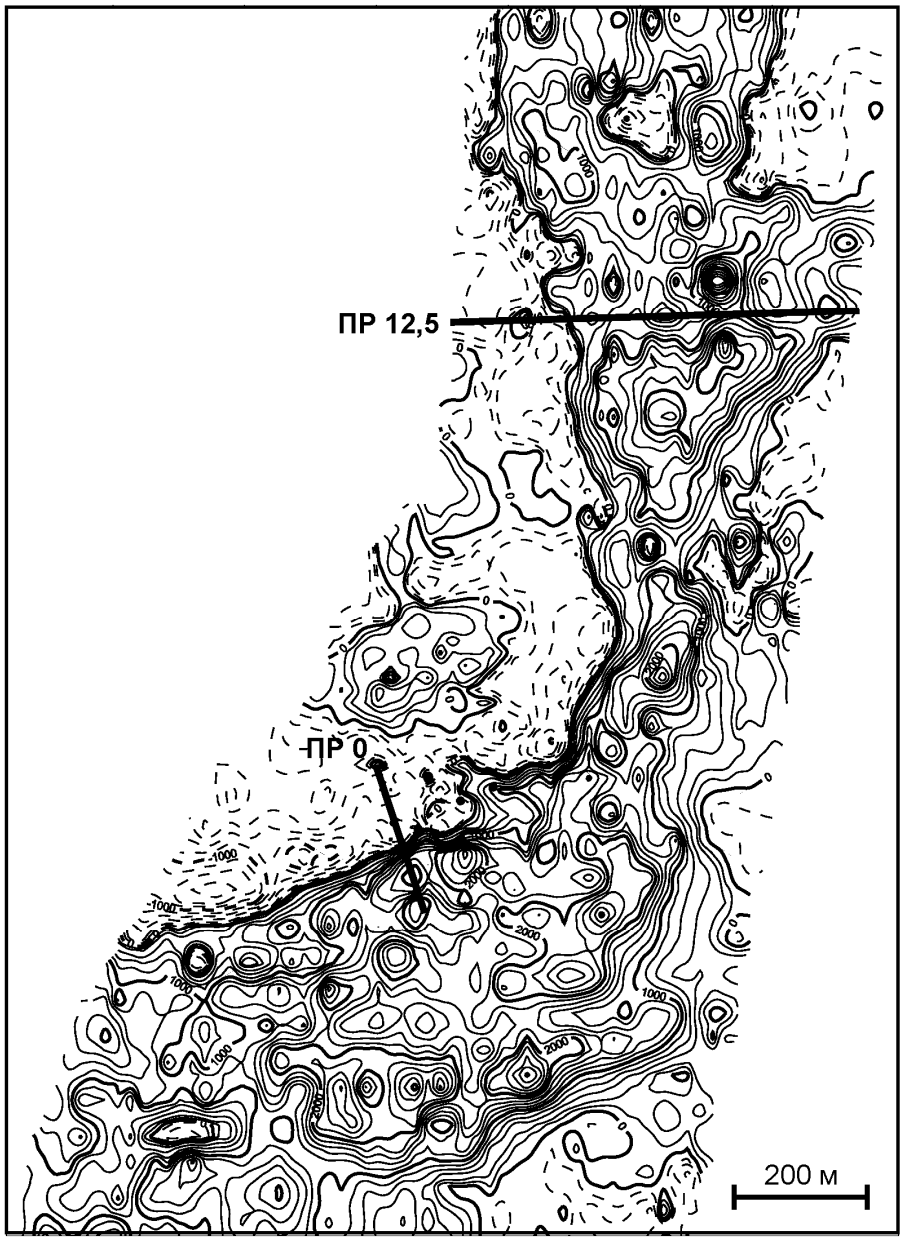


Рис. 1. Карта аномалий модуля вектора индукции магнитного поля на участке работ (значения изолиний поля в нТл)

С востока по всей площади участка работ располагается аналогичная зона отрицательных значений магнитного поля с редкими вкраплениями положительных аномалий. Эта зона сложена вуланогенно-осадочными образованиями: преимущественно туфами различного состава, туфопесчаниками, туффитами и известняками. В виде ограниченных прослоев и линз здесь встречаются порфириты андезитового состава. В незначительных количествах по известнякам и туфопесчаникам развиты эпидот-магнетит-гранатовые скарны. Они и являются причиной возникновения редких положительных изометричных аномалий магнитного поля невысокой интенсивности.

С юга на север участка работ вытянута зона повышенных значений магнитного поля в диапазоне величин от 200 до 2500 нТл, занимающая примерно половину всей изученной площади. В этой зоне можно выделить девять аномалий магнитного поля, которые могут быть представлены сульфидно-магнетитовыми телами. Рудные минералы в этих аномальных зонах представлены магнетитом, пиритом и халькопиритом. Форма и размеры рудных тел разнообразны: от небольших 50-ти метровых изометричных тел до бесформенных рудных объектов средних размеров 300 на 200 метров. По периферии всей линейной аномальной зоны распространены породы с рассеянной вкрапленностью магнетита, а ближе к аномальным объектам рудная минерализация приобретает характер прожилковой и даже массивной.

По некоторым профилям магнитной съёмки была проведена количественная интерпретация методом подбора. Так по профилю 1 глубина залегания верхних кромок аномалиеобразующих объектов практически одинакова по всему профилю и составляет 10-12 метров, а мощности отдельных тел составляют 15-30 м.

Интерпретация ступенчатой аномалии, выявленной на профиле 0 (рис. 2), выполненной по методике подбора [2], позволила закартировать и установить особенности приконтактовой части объекта, вызывающего т.н. ″Бобровскую магнитную аномалию″. Намагниченность тела предположительно носит только индуктивный характера с углом наклонением вектора намагничения 76°. Полученное в результате интерпретации аномалиеобразующее тело представляет горизонтальный пласт с вертикальной мощностью более 150 м, верхняя кромка которого залегает на глубине 20 м, а контакт с вмещающими породами падает под углом 75-85° в западном направлении.

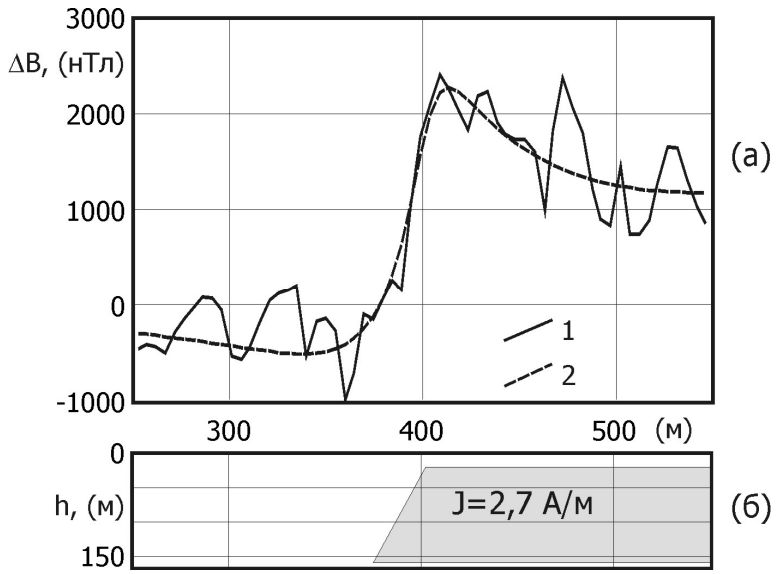


Рис. 2. Интерпретация магнитного поля по профилю 0: *а – графики наблюденного (1) и подобранного (2) магнитного поля вдоль профиля; б – положение магнитоактивного объекта в разрезе (показано значение намагниченности)*

Необходимо отметить классическую аномалию для всех изученных геофизических параметров, выявленную на профиле 12,5 (рис. 3). Для этой аномалии характерны высокие значения магнитного поля (наблюденные значения модуля индукции здесь составляют более 59000 нТл) и кажущейся электрической поляризуемости (более 4,5 %), сопровождаемой пониженными значениями потенциала естественного электрического поля (до 60 мВ). Все это могло бы свидетельствовать о наличии массивных, прожилковых рудных объектах, если бы они дублировались низкими значениями кажущихся сопротивлений. Однако значение кажущегося сопротивления здесь достигает более 4000 Ом·м, что характерно для вкрапленных руд. Следовательно, рудное тело здесь сложено вкрапленными рудами с относительно высокой концентрацией вкрапленности.

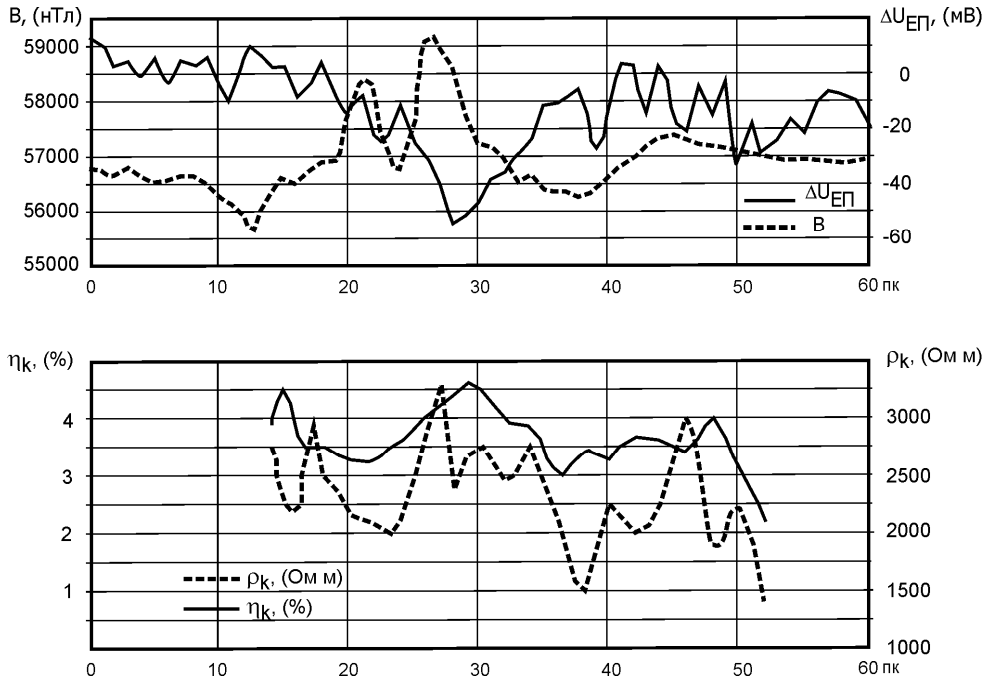


Рис. 3. Геофизические аномалии на профиле 12,5

Резюмируя вышесказанное можно утверждать, что на участке исследований отсутствуют крупные рудные объекты, имеющие промышленное значение. Обнаруженные аномалиеобразующие объекты небольших размеров представлены основными породами с магнетитовой вкрапленностью, концентрация которой увеличивается на отдельных участках, что и обуславливает локальные аномалии магнитного и электрического полей.

В целом реализованная методика детальных геофизических работ позволяет решать поставленные задачи при относительно низкой стоимости. Применения более сложных и дорогостоящих методов электротомографии [3] можно рекомендовать только по отдельным профилям, при наличии надежных геофизических и геохимических предпосылок.

С целью повышения достоверности интерпретации геофизических материалов и создания моделей рудных объектов необходимо проведение систематических петрофизических исследований магнитных и электрических свойств пород и руд каждого исследуемого объекта. К сожалению, в последнее время подобные исследования фактически стали редкими, что не способствует эффективности геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М., Недра, 1997. – 237 с.
2. Раевский А.Б. Итерационный метод решения обратной задачи для модуля магнитной индукции / Мат. 35-ой сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского ″Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей″. – Ухта: Изд. УГТУ, 2008. – С. 262-264.
3. Пустозеров М.Г. Электротомография ВП 2D – надежный инструмент решения геологических задач // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 12. – С. 16-20.

УДК 550.380

ОЦЕНКА РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МАГНИТНОГО ГРАДИЕНТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В.Н. Глазнев[1], В.С. Стариков[1,2]

[1]Воронежский государтсвенный университет, г. Воронеж, Россия;
[2] ЗАО Предприятие подводно–технических работ "Пётр", г. Воронеж, Россия

Градиентометрический метод – интенсивно развивающееся направление в магнитометрии [1, 2, 3]. Он основан на синхронном измерении значений модуля вектора напряженности магнитного поля (МП) в двух или более точках, разнесенных на некоторое, относительно небольшое расстояние друг от друга. Регистрация разности между этими значениями, осуществляемая с помощью современных квантовых магнитометров, позволяет получать оценки пространственных производных вектора индукции магнитного поля **B** в заданных направлениях. Принципиальными особенностями такой методики являются: практическая независимость измерений от вариаций магнитного поля и высокая пространственная разрешающая способность метода. Именно этим вопросам и посвящена настоящая заметка, поскольку в приложении к задачам инженерной геофизики вопросы разрешимости градиентометрического метода имеют принципиальное значение.

В аквамагнитометрии, при решении инженерных задач используются системы градиентометрических наблюдений с буксируемыми за кормой судна измерительными датчиками. Расстояние между датчиками, называемое базой градиентометра, много меньше расстояния до источников аномального МП. В то же время меняющаяся и постоянно фиксируемая во время съёмки глубина буксировки датчиков, как правило, много меньше базы градиентометра. Поэтому можно считать, что база градиентометра располагается в плоскости горизонта и ориентирована в направлении некоторой касательной к траектории судна. Показания разностного канала, нормированные на величину l (базу градиентометра), отождествляются в данном случае с оценкой курсового градиента модуля вектора индукции МП

$$\frac{dB}{dl} = (B_1 - B_2)/l\,, \qquad (1)$$

где величины B_1 и B_2 – показания каждого из датчиков индукции магнитного поля отдельном разностном канале.

Можно показать, что при l < 0,05 км условия независимости величин B_1 - B_2 от переменных составляющих поля выполняются с точностью ± 0,02 нТл практически для всех видов геомагнитных вариаций, частота которых не превосходит 10 Гц. На рис. 1 приведены результаты измерений курсового градиента на контрольном галсе в Балтийском море. Расхождения между графиками лежит в пределах ± (0,2 ÷ 0,5) нТл/км, что может служить некоторой характеристикой точности градиентометрического магнитного метода.

Применение градиентометрических систем наблюдений позволяет решать разнообразные научные и прикладные задачи. Важнейшей из них является задача разделения поля B на постоянную и переменную части. Располагая значением B в некоторой точке P_0 при непрерывной записи курсового градиента dB/dl вдоль траектории судна $P(x(t), y(t))$, оценку постоянной составляющей модуля вектора индукции МП можно найти по формуле

$$B(P) = B(P_0) + \int_{P_0}^{P} \frac{\partial B}{\partial l}\, dl\,, \qquad (2)$$

где интеграл вычисляется по кривой $P(x(t), y(t))$. В свою очередь, оценка величины вариации $\delta B(t)$ в произвольной точке траектории судна P определится как

$$\delta B(P(t)) = \frac{B_1(P) + B_2(P)}{2} - B(P)\,. \qquad (3)$$

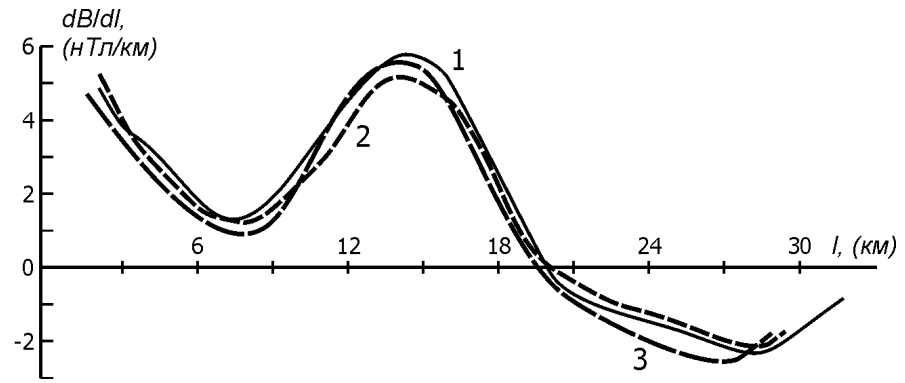


Рис. 1. Результаты измерений курсового градиента на контрольном галсе. *Графики 1 и 2 получены в разные дни одного месяца, а график 3 - год спустя по тому же галсу*

Таким образом, градиентометрический метод дает возможность получить значения индукции магнитного поля B,свободные от влияния геомагнитных вариаций.

Помимо этого, градиентометрический метод чрезвычайно полезен для обнаружения слабых магнитных аномалий. Рассмотрим этот аспект проблемы на простом примере. Положим, что измеряемое поле содержит вектора нормальной $\mathbf{B}_n$ и аномальной $\mathbf{B}_a$ компонент. Тогда для модулей векторов индукции в точках измерений 1 и 2 запишем тождества вида

$$B_1 = \left|\mathbf{B}_{n1} + \mathbf{B}_{a1}\right|,$$

$$B_2 = \left|\mathbf{B}_{n2} + \mathbf{B}_{a2}\right|.$$

Откуда, учитывая, что величины аномальной и нормальной компонент вектора индукции существенно различаются по модулю ($\left|\mathbf{B}_a\right| << \left|\mathbf{B}_n\right|$), преобразуем выражение (1), используя линейную часть для разложения радикала по степеням, к виду

$$\frac{dB}{dl} \approx \left[B_{n1} - B_{n2} + \frac{(\mathbf{B}_{n1}, \mathbf{B}_{a1})}{B_{n1}} - \frac{(\mathbf{B}_{n2}, \mathbf{B}_{a2})}{B_{n2}} \right] \Big/ l$$

Поскольку база магнитного градиентометра l – достаточно мала, можно считать, что $B_{n1} \cong B_{n2} = B_n$, и тогда, переписывая последнее приближенное равенство, имеем

$$\frac{dB}{dl} \approx \left(\mathbf{B}_n, \frac{[\mathbf{B}_{a1} - \mathbf{B}_{a2}]}{l} \right) \Big/ B_n \approx \frac{d(\Delta B_a)}{dl}. \qquad (4)$$

Из приведенной формулы следует, что в линейном приближении измеренная величина курсового градиента индукции магнитного поля совпадает с соответствующей производной приращения аномальной компоненты поля в точке измерения. Оператор дифференцирования, фигурирующий в (4), как известно, является фильтром высоких частот, что и обеспечивает более высокую *разрешающую способность* градиентометрических съемок по сравнению с простейшими модульными съемками.

Для более детального анализа поставленной проблемы оценки разрешающей способности магнитных градиентометрических съемок следует определить некоторую, достаточно общую схему наблюдений и модель объекта исследований. Такая модель должна быть универсальной, т.е. экстремально приближенной к реальной съёмке и, кроме того, содержать минимум изменяющихся в пространстве параметров. С точки зрения оптимизации системы градиентометрических наблюдений, модельные расчеты проводились исходя из следующих естественных допущений:

1) модель источника аномального поля представлена двумя или более цилиндрическими объектами, расположенными на одном расстоянии от дневной поверхности и ориентированными ортогонально галсам съемки;

2) диаметр цилиндрических объектов лежат в интервале от 0,1 м до 1,8 м, что обусловлено реальными диаметрами труб, используемых при строительстве трубопроводных переходов на акваториях;
3) векторы намагниченности труб ориентированы однонаправлено.

Математическое моделирование аномальных магнитных полей, обусловленных принятыми техническими объектами, осуществлялось в программе MathCad 14. В процессе моделирования шаг между цилиндрическими телами (трубами) изменялся для каждой отдельной задачи на величину $\Delta a = 0{,}25$ м.

Для каждого варианта вычислительной модели производилась оценка разрешимости поля по классическому критерию Релея [4, 5]. Причем по вычисленным графикам индукции магнитного поля от модельных объектов определялись:

– глубина до аномальных объектов h, при которой на графике поля имеется более трех экстремумов, что позволяет предполагать наличие двух или более источников поля, но количественная интерпретация поля отдельных магнитных аномалий – затруднительна;
– максимальная глубина до объектов h_m, при котором ещё возможна достоверная количественная интерпретация аномального магнитного поля от двух или более аномальных намагниченных объектов (рис. 2).

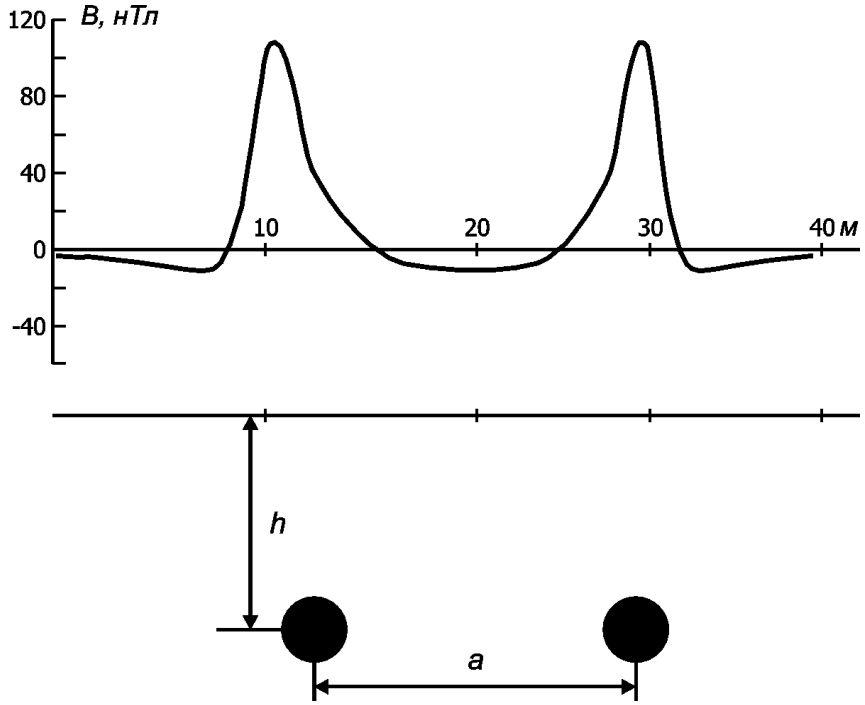


Рис. 2. График поля B, для которого существует возможность достоверной интерпретации для каждого из двух намагниченных объектов цилиндрической формы

Многократное решение прямых задач и последующее применение к вычисленному модельному магнитному полю B простейших методов оценки глубинного положения объектов, позволило обобщить накопленную статистику по условиям надежного обнаружения и надежной количественной интерпретации поля. Используя накопленную таким образом статистику, был построен график зависимости для двух предельных случаев: различения одного объекта на фоне двух других и возможности достоверной интерпретацией поля.

Линеаризованные графики этих зависимостей, показанные на рис. 3, построены по более чем сотне примеров модельных полей. В общем виде эти графики описываются уравнениями

$$h(a) \le 1.4 \cdot a + 0.05 \qquad (5)$$

для случая идентификации одного объекта на фоне полей от двух других и

$$h_m(a) \le 0.7 \cdot a \qquad (6)$$

для случая достоверной (в рамках 10 % точности) интерпретации поля от одного объекта при наличии сторонних объектов. Очевидно, что приведенные линеаризованные зависимости ограничивают сверху принятые условия обнаружения и интерпретации полей. То есть, для всех глубин, меньших чем условия (5) и (6) получаются достоверные оценки соответствующих величин при заданном значении *a* – расстояний между соседними цилиндрами.

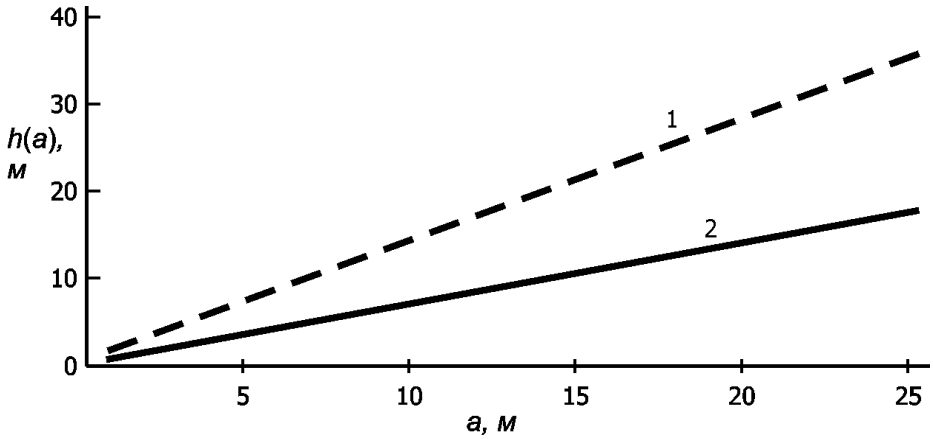


Рис. 3. Графики зависимостей: *1 - h(a); 2 – hm(a)*

Особо отметим, что зависимость (6) определяет оценку предельного значения отношения $(h_m/a) \le 0.7$ при котором суммарная магнитная аномалия от последовательности параллельно расположенных цилиндрических объектов позволяет получить параметры глубины каждого отдельного объекта с заданной точностью.

Таким образом, полученная в результате моделирования оценка приближенно определяет верхнюю границу разрешимости метода магнитной градиентометрии в применении к задачам инженерной геофизики при изучении акваторий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Salem A., Ravat D., Gamey T.J., Ushijima K. Signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations // Applied Geophysics. – 2002. – V. 49. – P. 231-244.
2. Tchernychev M., Johnston J., Johnson R. Empirical transverse gradiometer data processing method: Quasi-Analytic Signal approach / AGU proceedings. – 2008.
3. Tchernychev M., Johnston J., Johnson R. Total Magnetic Field Transverse Gradiometer as UXO locating tool: case study / EGM International Workshop: Adding new value to electromagnetic, gravity and magnetic methods for exploration, Italy. – 2010.
4. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику (часть I). – М.: Наука, 1976. – 494 с.
5. Глазнев В.Н. Оценка границ применимости стохастических моделей потенциальных полей // Вестник Воронежского университета. – Воронеж: ВГУ, 1999. – С. 153-156.

УДК 531

СТРУКТУРНЫЕ ОБРАЗЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ПРЕДНАЗНАЧЕНИЕ (ЗАМКНУТЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ)

А.И. Глатоленков

Институт Сейсмологии, г. Алма-Ата, Казахстан

Целью работы является определение в открытой геологической системе Тянь-Шаня механизма передачи энергии, обусловленной совместным действием внутриземных и внешних сил. Кроме того известно, что ″механизм воздействия атмосферных процессов на Землю в целом и на напряженно-деформационное состояние земной коры в частности, состоит из глобальных и региональных (локальные воздействия) составляющих″ [1].

Казалось бы, что отстраиваемые геометрические образы на земной поверхности в виде небольших по размеру площадок не являются отражением на сфере физических процессов в недрах планеты. Однако, хотя плоскость и сфера имеют разные формы, но интервал квадрата ds^2 всегда можно свести к простому выражению $ds^2 = dx^2 + dy^2$. Поэтому, строгая пространственная ориентация структур на сфере и наличие зацепления в их вершинах, позволила выстроить единые связи между реальными объектами в недрах планеты, и на основе анализа параметров размерностей этих структур выделить их прямую связь с динамикой колебательного процесса на земной поверхности.

При оценке влияния на поверхность Земли приливообразующих ускорений от Луны и Солнца обычно выделяют в множестве точек три особых. В результате были сформированы структуры из трех точек одного класса и приблизительно с одинаковым потенциалом. Важность установления неподвижных точек при непрерывных отображениях определенных фигур на себя в свое время понял Пуанкаре. Известно, что если вырезать из сферы достаточно малую площадку, то геометрия этой площадки будет имитироваться геометрией Евклида [2], т.е. на основе образования субгоризонтальной поверхности создается условие покоя.

Рассматривать выделенные на земной поверхности структуры можно лишь на основе условий, ограничивающих предельные соотношения и с учетом ориентации их контуров. Сюда можно отнести минимальный размер площади, которая может классифицироваться как основа в формировании топологического пространства.

Существует определенное соотношение (″двойственность″) между числом замкнутых контуров, имеющихся в данной кривой, и числом областей, на которые она разбивает плоскость. Это же имеет место и для пространства: всякая замкнутая ориентируемая поверхность разбивает трехмерное пространство на две области (″двумерная″ теорема Жордана). Исходя из этой теоремы, если на поверхности построить, например, плоскую структуру, то это не означает, что внутренняя её область тоже должна быть плоской [3].

Если неподвижные точки принадлежат одному классу и отношение их близко к единице, то структуры, образованные этими точками, можно отнести к категории непрерывных отображений. При оценке внешнего воздействия необходимо рассматривать не одну массу (высоту), а две, три или четыре, которые можно отождествлять с гравитационными ″зарядами″, а величина заряда вычисляется исходя из массы высот.

Однако ранее для отображений трехмерной сферы на двумерную были введены гомотопические группы, где теоретически рассматривается проблема классификации отображений сфер большой размерности на сферы меньшей размерности. Данное заключение важно с позиции формирования структур на земной поверхности и объяснения их физической природы [4].

Топографическая поверхность рельефа Тянь-Шаня разбита на классы точек высот от 1-и до 7-и тысячников. Каждый класс несет с собой определенный потенциал. В понятии топологического пространства выделяется свойство поверхности быть замкнутой, поэтому объединение высот по классу образует равнозначные открытые замкнутые поверхности.

Новизной в выделенных симметричных поверхностях на земной поверхности является то, что потенциалы в вершинах структур незначительно отличаются между собой, формируя тем самым поверхность с минимальной кривизной, а ограничителем субгоризонтальных дальнодействующих сил является предел линейности в виде универсальной константы e^{π} ($w = S/e^{\pi}$, где S – площадь поверхности структуры, w – целое число) [1].

Динамика в данных структурах задействована на основе принципа двойственности и связана с выбором системы отсчета, т.е. с переходом от одной системы отсчета к другой, подвижной, относительно первоначальной. В результате происходит взаимно-однозначное перераспределение моментов количества движения в инерционных системах.

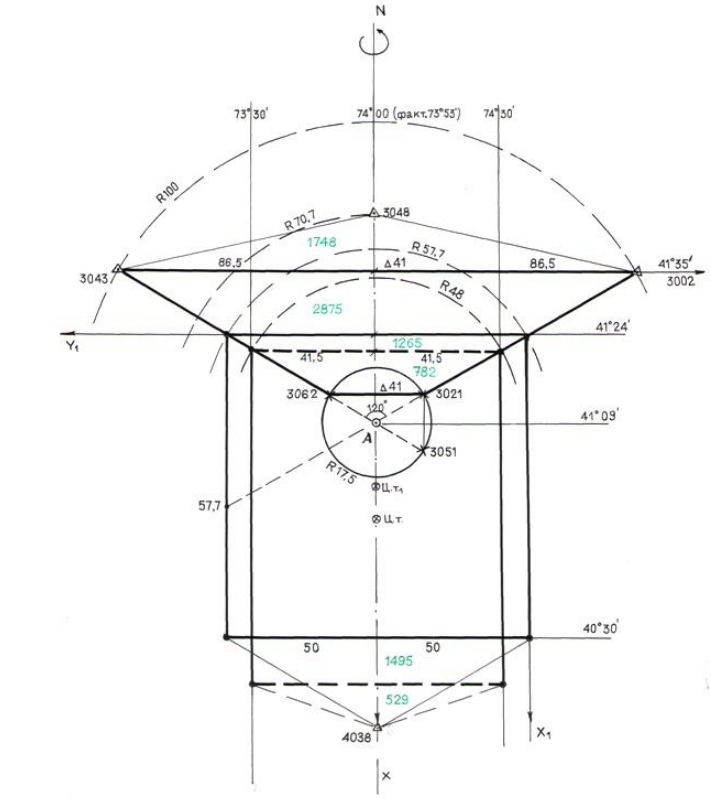
В качестве примера на рисунке 1, а) и б) показаны фрагменты двух структур. Одна представлена в виде геометрической модели, построенной графически на листе бумаги. При этом, за основу принят единичный квадрат со стороной $\ell = 100$, в который вписывались элементы диаграммы Мора. Другая структура выделена в виде правильной трапеции на топографической карте масштаба 1:500000, путем соединения одного класса высот с практически одинаковым потенциалом, при этом, отметки высот должны иметь в первом и во втором знаке однозначные числа, т.е. 30… (при четырехзначном метрическом отсчете). Структура на земной поверхности размещена в диапазоне широт $\varphi = 41°10' \div 41°35'$ и имеет центровку относительно направления полярной оси ($\lambda = 73°53'$).

По размерам трапеции модель, построенная на базе квадрата, точно соответствуют структуре, выделенной на земной поверхности и ориентированной по центру относительно полярной оси $\lambda = 73°53'$ (рис. 1а). Отличием модели от реальной структуры является то, что в вершинах последней расставлены высоты 3,0-х тысячники (рис. 1б), причем разность потенциалов в вершинах как верхнего, так и нижнего оснований трапеции соответствует $\Delta 41$ метру, а её рёбер – по $\Delta 19$ метру.

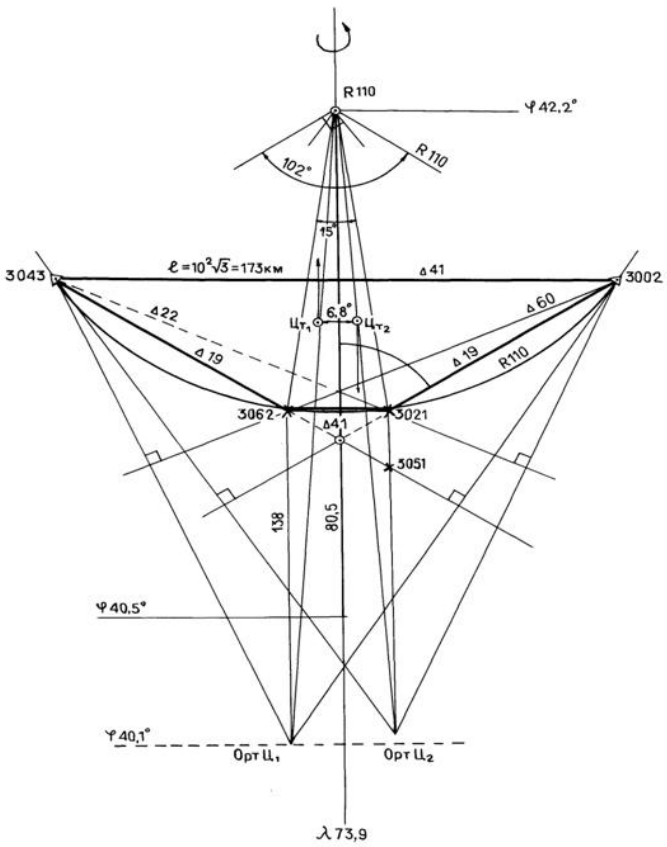
Кроме того, строго выдержаны размеры ребер и углов трапеции, в результате в обоих случаях площадь трапеций равна 4140. Площадь делится на две части: одна часть помещена в квадрате, её площадь 1265; другая находится за пределами квадрата, площадью 2875. В результате выделяются два режима: один внутренний, находится в устойчивом упругом состоянии, другой внешний в упруго-пластичном состоянии. На рис. 1а мы наблюдаем ориентировку в геологической среде диполя в направлении магнитного поля.

Замкнутые механические системы, находящиеся в напряженном состоянии. ″Механическое″ нагружение деформируемой среды в большинстве случаев является результатом взаимодействия двух или более контактирующих объектов. Как результат этого, необходимо отметить пространственное совмещение единичного квадрата с прямоугольной ячейкой размером сторон в один градус (83x111). Центральные оси квадрата и ячейки совмещены и ориентированы по направлению планетарной оси планеты. Центры тяжести этих фигур сдвинуты относительно друг друга на 10 единиц, причем центр тяжести ячейки лежит южнее. Система представлена несколькими структурами правильной формы в виде трапеций. Верхние структуры расположены относительно единичного квадрата в его контуре, а нижние (равнобедренные треугольники) за его пределами.

Выделенные на рисунке размеры структуры условно можно выразить следующим образом $(B_{1265} + J_{2875} + m_{1748}) \equiv M_{5888}$, где B – магнитная индукция; J – инерционная система на поверхности внешнего ядра; m – система масс ″Луна-Земля″; M – центральная система масс планеты; подстрочные индексы – площади структур и одновременно глубина их расположения в недрах относительно земной поверхности.



а)



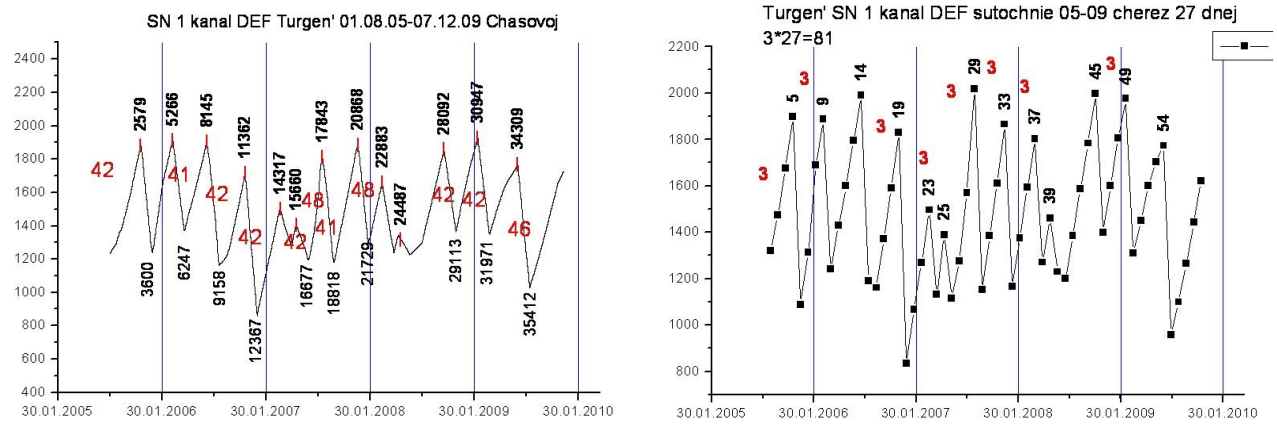
б)

Рис. 1. Взаимно-однозначное топологическое отображение квадрупольной структуры (трапеции), построенной на плоскости относительно центральной оси единичного квадрата (а) и реальной структуры на земной поверхности в виде трапеции, ориентированной вдоль планетарной оси с потенциалами в вершинах из 3-х тысячников (б). *Обозначение на рис. 1б: Δ - высоты; x - перевалы; 1748 + 1265 = 3013, 2875 + 1265 = 4140*

В широтном направлении стороны квадрата расположены на широтах φ 40,5° и φ 41,4°, а стороны ячейки – φ 40,4° и φ 41,4°. Центральная ось этих фигур ориентирована по долготе λ 73,9° (или 73°53′). Приращение скорости вращения ячейки, стороны которой равны одному градусу, относительно единичного квадрата составит ΔV = 0,00051 км/с.

Симметрия выделенного образа позволяет найти точки приложения полярной силы нагружения P, действующей на свободную границу в условиях плоской деформации. Такими точками с северной и южной стороны являются точки пересечения центральной оси квадрата и ячейки с их ребрами. Учитывая, что в долготном направлении стороны ячейки и квадрата фиксированы, то вдоль полярной оси (в широтном направлении) разность приложенной силы и силы отталкивания будут: для квадрата $(\sigma_N - \sigma_S) = 40 - 30 = 10$; для ячейки $(\sigma'_N - \sigma'_S) = 46 - 13 = 33$. Повторяющаяся разность сжатия и отталкивания вдоль полярной оси составит 33 – 10 = 23, т.е. это универсальная линейная константа e^{π}.

Характеристика двух систем координат в виде отношения величин предельных значений касательных напряжений к главным эффективным напряжениям как внутри квадрата, так и за его пределами есть постоянная величина, соответствующая коэффициенту Эйлера $k_Э$ = 0.577: $\tau_{1x}/\sigma_{1y} = 28{,}85/50 = 0{,}577$; $\tau_{2x}/\sigma_{2y} = 50/86{,}65 = 0{,}577$; $\tau_{1x}/\sigma_{2y} = 28{,}85/86{,}65 = 0{,}333\ldots$ (рис. 1а).



а) *б)*

Рис. 2. Часовой (а) и суточный (б) временной ход горизонтальных колебаний земной поверхности за период 2005-2009 гг. (пункт Тургень, деформация, направление "северо-восток"). *На рисунке (б) число 3 соответствует полупериоду, равному трем 27-ми суточным приращениям внутренних сил*

Добавочные внешние силы инерции, как основной фактор деформационного процесса в средах с различными метрическими свойствами. Определим состояние системы относительно центра инерции точки А (для высот из 3-х тысячников,). В этом случае, внешние моменты инерции внутри квадрата $J_{75} = 75(23{,}5 \cdot 10^3)^2 = 41{,}418 \cdot 10^9$ кГм^2 и $J_{(62+21+51)} = (62+21+51) \cdot (17{,}5 \cdot 10^3)^2 = 41{,}037 \cdot 10^9$ кГм^2. Общая сумма моментов равна $\sum J = 82{,}455 \cdot 10^9$ кГм^2 (момент инерции Земли $81{,}04 \cdot 10^{36}$ кГм^2).

За пределами квадрата и относительно полярного сжатия (упругопластическая область) момент инерции составит: $J_{(43+2)} = (43+2) \cdot (100 \cdot 10^3)^2 = 450 \cdot 10^9$ кГм^2; $J_{48} = 48(70{,}7 \cdot 10^3)^2 \approx 240 \cdot 10^9$ кГм^2. Общий момент в этой среде равен $\sum J = 690 \cdot 10^9$ кГм^2. Определим, в какой степени окружающая среда влияет на внутренние силы при взаимодействии инерционных моментов: $\sum J = 690 \cdot 10^9 / 82{,}455 \cdot 10^9 = 8{,}368$ кГм^2 раз.

Расчет показал, что потенциалы высот и их соответствующая расстановка относительно системы координат, связаны с метрическими свойствами земной поверхности данного района.

Послойное распространение энергии в земной коре. Глубина проникновения энергии при взаимодействии внешних и внутренних сил для прямых углов: ячейки в один градус

H = 15,3 км, для единичного квадрата H = 18,3 км. Действие внешних сил распространяется до глубины 22 км. Энергетический потенциал при совместном взаимодействии квадрата и ячейки проникает до глубины 31,8 км. Начальный механизм возбуждения структур заложен на глубине $17{,}5/\pi \approx 5{,}6$ км.

Деформационный процесс связанных колебаний земной поверхности. Во временных рядах негармонических колебаний земной поверхности наблюдаются устойчивые полупериоды: в часовом временном масштабе в виде предельных отклонений спустя $(t_{i+1} - t_i)/24 \approx 41 \div 48$ суток (рис. 2а). В суточном временном ряду величина полупериода равна $-(t_{i+1} - t_i) \approx 81 \div 88$ суток (рис. 2б).

В замкнутой конструкции, представленной на рис. 1 и на графике рис. 2, представлен процесс перераспределения вдоль полярной оси энергии инерционного режима с одного состояния среды в другое. Этим самым, обеспечивается баланс равновесия между работой, совершаемой внутренними силами с работой внешних сил.

Выводы.

1. Построенные на основе диаграммы Мора геометрические образы в прямоугольных координатах предельного напряженного равновесия геоморфны со структурой, выделенной на земной поверхности, т.е. одна структура отображается на другую. Отличием является то, что в структуре на земной поверхности вершины трапеции зацеплены точками в виде масс.

2. Выделенные в двумерном пространстве земной поверхности локальные геометрические образы формируют замкнутые внешние моменты движения, соизмеримые с потенциальной энергией аналогичных структур тектоносферы, образуя двухстороннюю связь между внешними и внутренними процессами.

3. Сопряженное изменение площадей и длин дуг долготы и широты в совокупности с линейными размерами единичного квадрата играет значительную роль в накоплении напряжений до критического уровня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курскеев А.К. Геофизические неоднородности литосферы. – Алматы. 1996. – 168 с.
2. Розенталь И.Л. Геометрия, динамика, вселенная. – М. 1987. – 115 с.
3. Ефимов Н.В. Высшая геометрия. – М., 2003. – 584 с.
4. Статья Топология // Большая Советская энциклопедия. Второе издание. – Т. 42. – С. 657-661.

УДК 550.8.05

СПОСОБ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ НА АКВАТОРИЯХ ПО МАГНИТНЫМ И ГРАВИТАЦИОННЫМ АНОМАЛИЯМ

Н.В. Глинская, О.Н. Мищенко, Л.А. Прялухина, Е.В. Бурдакова,
В.К. Паламарчук, Д.В. Шарков

ФГУП "Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга", г. Санкт-Петербург, Россия

В практике работ на акваториях широко использовался способ построения геофизических разрезов, основанный на объединении результатов интерпретации данных магниторазведки в виде локальных объектов на нескольких соседних параллельных маршрутах [1]. Магнитоактивные горизонты в этом способе выделяются по преобладающему (наиболее вероятному) положению магнитоактивных объектов (верхних кромок, центров масс и т.п.).

Однако для набора статистики в этом способе требуется рассматривать большое число маршрутов. При изменении глубины исследуемого горизонта это приводит к выбору границ не всегда отвечающих среднему маршруту. Если число суммируемых разрезов уменьшать, то число магнитоактивных объектов тоже уменьшается. Это не позволяет выделять закономерности в их распределении, как вдоль профиля, так и по глубине. Для акваторий, где нет глубокого бурения и редкая сеть сейсмических профилей, а сейсмические границы к тому же не всегда отвечают магнитным, иногда и этот способ являлся лучшим.

В настоящее время, когда аэромагнитная съемка стала по настоящему высокоточной, а навигация даже точнее, чем это необходимо, и в комплексе аэро- и надводной магнитных съемок используется гравиметрическая съемка, можно пересмотреть способы интерпретации и, в первую очередь, – построение структурных планов глубокозалегающих горизонтов. При высоких точностях съемок требуется по иному подойти к вопросу разделения и использования для этой цели локальных аномалий. В этом может помочь метод вычитания известных аномалий [2]. Тогда, остаток, например, в аномалиях магнитного поля Земли, может оказаться эффектом от слоев (границ), который обычно относился к фону. Эти аномалии могут быть использованы для построения структурных планов.

Чтобы получить конкретные численные оценки локальных и остаточных (региональных) аномалий выполняется подбор магнитных масс, наилучшим образом описывающий магнитные аномалии. В качестве магнитоактивных тел могут рассматриваться шары, цилиндры и др.

Вдоль каждого профиля в скользящем окне проводится сравнение аномального поля и поля заданного тела. Вычислялся коэффициент подобия, 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 крупных объектов. Что также выполняется итеративно [2].

Полученные после вычитания локальных аномалий остаточные аномалии могут быть отфильтрованы от помех вычитания и/или пересчитаны на любой уровень, так как в них не появляются составляющие иного (градиенты и др.) физического смысла [2]. Такие аномалии содержат информацию о плавных поверхностях, слоях и т.п. и могут быть использованы для соответствующей интерпретации.

Значимость (веса) полученных остаточных аномалий и их трансформаций оцениваются по их корреляции с нулевым приближением горизонтов полученным, к примеру, по данным сейсморазведки, магниторазведки на опорном маршруте или по взаимной корреляции между признаками, если нет нулевого приближения и в качестве последнего будет выбрана средняя глубина (например, полученная по ортогональному опорному маршруту в точке его пересечения с исследуемым, или по данным бурения.

Имея информативные признаки (трансформации остаточных магнитных и гравитационных полей и рельефа морского дна) и нулевое приближение для границ раздела, строим уравнения регрессии, с помощью которых выполняется фильтрация нулевого приближения по информативным признакам. Такая фильтрация необходима даже при наличии нулевого приближения по данным сейсморазведки, так как сейсмические и магнитные границы при наличии общего сходства часто отличаются.

Полученные зависимости распространяют на 3-5 межмаршрутных расстояний по обе стороны от центрального (эталонного) профиля. Если структурные горизонты изменяются

плавно со слабым трендом, то полученные зависимости могут быть распространены на большие расстояния.

Для описания пластовых аномалий были выбраны признаки, с помощью которых, используя весовые коэффициенты, оцененные на параметрических разрезах, стало возможным оценить магнитоактивные горизонты. В качестве используемых признаков были выбраны глубины, аномалии Фая, аномалии Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3, 2,67 и переменной плотностью (pp), – оцененной методом Нетлтона, собственно плотность pp, аномалии остаточного магнитного поля Земли и их разности.

Оценка значимости производилась по корреляции между исследуемыми (вычисленными) признаками и приближенными значениями глубин. Весовые коэффициенты каждого из признаков после их нормировки по среднему и среднеквадратичному значениям оценивались по методу наименьших квадратов.

Оказалось, что аномалии Фая практически не информативны для оценки сейсмических границ (табл. 1), а рельеф, аномалии Буге с переменной плотностью, остаточные магнитные аномалии пластового типа – информативны. К примеру, аномалии Буге с pp и остаточные аномалии имеют корреляцию с сейсмическими границами K_2 (R = 0,84) и с границей M (R = 0,75).

Таблица 1

	Коэффициенты корреляции всех признаков, число итераций = 10000									
	РН	**АФ**	**K_1**	**K_2**	**M**	***h***	**F**	**B**	**p_2**	***T***
РН	1,00	0,88	0,95	-0,30	0,85	**-0,94**	0.32	**0,91**	0,38	**0,84**
АФ	0,88	1,00	0,89	-0,06	0,64	**-0,88**	0.35	**0,92**	**0,52**	**0,81**
K_1	0,95	0,89	1,00	-0,33	0,85	**-0,96**	0.28	**0,89**	0,37	**0,84**
K_2	-0,30	-0,06	-0,33	1,00	-0,64	0,24	0.39	-0,03	0,16	-0,04
M	0,85	0,64	0,85	-0,64	1,00	**-0,82**	0.27	**0,66**	0,00	**0,75**

Примечание: *РН – отождествляемая граница с границей регионального несогласия (РН), определенного по данным скоростного разреза; АФ – граница, отождествляемая с границей акустического фундамента по данным скоростного разреза; K_1 и K_2 – границы кровли верхней и нижней коры соответственно, отождествляемые с аналогичными границами по данным скоростного разреза; M – граница, отождествляемая с границей Мохо по данным скоростного разреза; F – аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе (редукция Фая); B – аномалии я силы тяжести в редукции Буге с переменной плотностью; p_2 – сглаженные значения плотности; T – значения аномального магнитного поля Земли*

Как показали расчеты, фильтрация нулевого приближения глубин опорного горизонта физическими полями позволяет исправить ошибки нулевого приближения, когда, к примеру, в сейсморазведке из-за ошибок в скорости происходят смещения особых точек отражающих и преломляющих границ по горизонтали. Потенциальные поля таких смещений не имеют.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Э. Волк. Геофизические методы исследований Мирового океана. – Л.: НИИГА, 1979. – 82 с.
2. В.К. Паламарчук. Разделение магнитных аномалий путем исключения теоретических эффектов тел-помех // Геология и Геофизика. – № 2. – Новосибирск: Наука, 1986.

УДК 550.343

КАРТОЧНЫЙ КАТАЛОГ КАМЧАТКИ

А.А. Годзиковская

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Каталоги землетрясений ложатся в основу решения очень многих научных и прикладных задач. Таким образом, оценка их полноты и достоверности указанных в них параметров является одной из основных задач, решение которых, по логике вещей, должно предшествовать многим сейсмологическим исследованиям.

О недостатках старых определений не принято говорить, считая, что это умаляет достижения прежних лет. Однако получение конкретных сведений:

- о неполноте и субъективности дошедших до настоящего времени свидетельств о проявлении сильнейших землетрясений прошлых лет (доинструментального периода наблюдений);
- об ограниченных возможностях экспериментальных материалов сети сейсмических станций начала XX в.
- очень важная область знания.

В книге Б. Гутенберга, Ч. Рихтера "Сейсмичность земли" (перевод Е.Ф. Саваренского, 1948 г.) [1] написано следующее. ***Неточности Сводок нельзя поставить в вину их очень внимательным составителям***. *Они обусловливаются целым рядом причин, из которых мы отметим следующие: для наблюдений за старые годы – несовершенство методов определения времени пробега (более поздние исследования показали, что* ***эти определения нуждаются в пересмотре****; такой пересмотр был проведён в сводках для 1930 и последующих годов); затем ошибка интерпретации, описки и другие ошибки при определении глубины очага, порождающие ошибки при определении эпицентра* (выделено ААГ)[4].

На Камчатке несколько раз уточнялись параметры землетрясений регионального периода наблюдений (с 1961-62 гг.). Работы по пересмотру параметров землетрясений доинструментального и раннего инструментального периодов наблюдений автором не найдены.

Главными публикациями, в которых приведены каталоги Камчатского региона, бесспорно можно считать каталоги, опубликованные в монографии "Сейсмическое районирование…, 1968" [2] и Новом каталоге…, 1977 [3] (далее соответственно СР-68 и НК).

При составлении НК в качестве основного источника был использован Кроноцкий отчет [4]. Для значительного количества землетрясений в Кроноцком отчете единственным источником указан Карточный каталог.

К настоящему времени большинство сейсмологов о таком документе – Карточный каталог – только слышали, но не видели его. Знакомы с Карточным каталогом сейсмологи, занимающиеся сейсмичностью Восточно-Европейской платформы, так как в 1991 г. была опубликована часть Карточного каталога по территории ВЕП [5]. В предваряющей эту публикацию статье Н.В. Шебалин написал следующее. *Трудно сказать, что сегодня является более проблематичным – адекватный пересмотр новых и известных данных для зон высокой сейсмичности или же анализ скупых и тяжело достающихся данных по так называемым (иногда – безо всяких оснований) "малоактивным" территориям. Во всяком случае, начиная новый цикл работ по сейсмическому районированию, мы вновь вынуждены обратиться к первоначальным богатствам Карточного каталога СИАН-ГЕОФИАН.* ***Единственный разумный путь для этого сегодня – опубликовать этот каталог в его первозданном виде.*** (Выделено ААГ). *И следует всячески приветствовать инициативу белорусских сейсмологов, в первую очередь А.М. Боборыкина, взявших на себя этот труд.*

Однако в силу ограниченных технических возможностей того времени ***опубликовать этот каталог в его первозданном виде*** тогда было нельзя.

В настоящее время, благодаря появлению персонального компьютера и скане-

[4] Здесь и далее курсивом выделены цитаты из указанных работ

ра, представить Карточный каталог ***в первозданном виде*** достаточно легко.

Карточный каталог по Камчатскому региону содержит 740 карточек. На 161 карточке заполнена обратная сторона. На всех карточках с 1698 по 1951 гг. данные приведены для 1558 землетрясений. В каталогах **Кроноцкого отчета** и в публикациях (Сейсмическое…, 1968) и (Новый каталог, 1977) по 1951 г. приведены параметрические строки соответственно для разного количества землетрясений (табл. 1).

Таблица 1

Количество землетрясений в источниках

Источник	Карточный каталог	Кроноцкий отчета	Сейсмическое…, 1968	Новый каталог, 1977
Количество по 1951 г.	1558	855	69	84

Разница количеств землетрясений, данные о которых имеются в Карточном и Новом каталоге [3], показано на рис. 1.

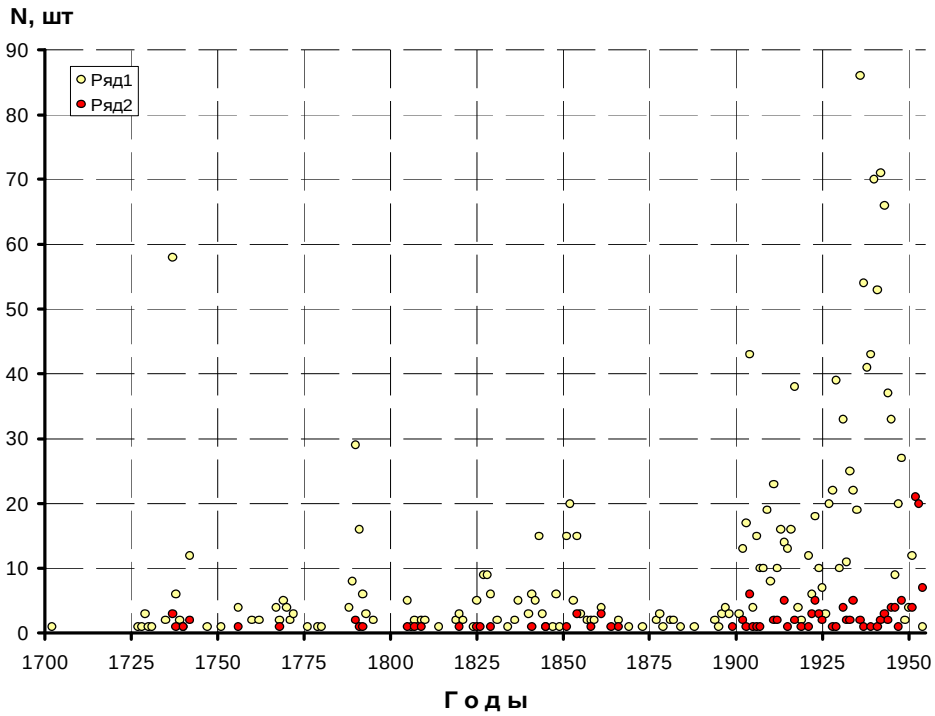


Рис. 1. Количество землетрясений в каждом году на карточках и в Новом каталоге. *Условные обозначения: Ряды 1 и 2 – соответственно количество событий в Карточном и Новом каталогах*

На карточках есть повторы, особенно по событиям 1737 г. Однако достаточно очевидно, что в них в целом есть те или иные свидетельства о значительно большем количестве землетрясений, чем в Кроноцком отчете и других источниках. Можно еще отметить, что во всех регионах СССР в 40-е годы XX в. наблюдается заметное уменьшение количества землетрясений, что, так или иначе, связано с Отечественной войной. На Камчатке картина обратная, что более конкретно будет показано ниже.

Есть небольшое количество землетрясений, для которых есть сведения в НК, но нет карточек. Однако в большинстве случаев картина обратная.

К примеру, в Новом каталоге [3] в 1931 г. имеются землетрясения 26 апреля, 12 мая, 18 июля и 12 сентября. На рис. 2 приведена карточка, на которой помимо этих землетрясений указано еще два – 9 июня и 4 ноября. Всего на карточках приведены сведения о 37 землетрясениях. В Кроноцком отчете [4] приведены сведения о 18 землетрясениях.

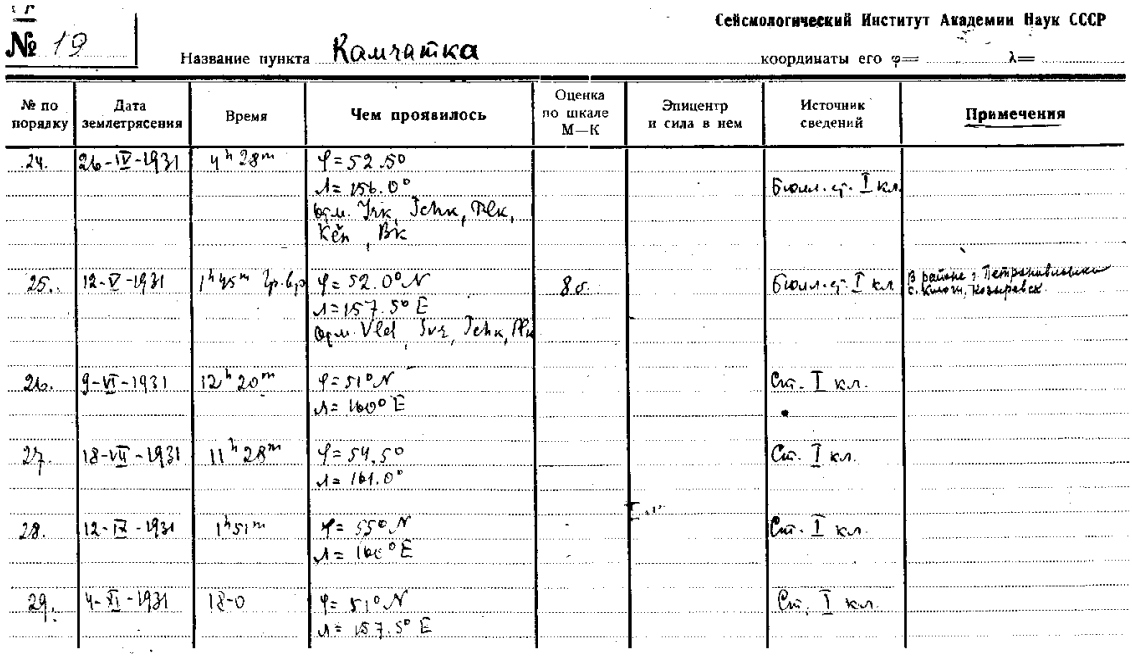
В сопоставительной таблице 2 приведены количества землетрясений в Карточном каталоге, Кроноцком отчете [4] и Новом каталоге [3] за годы, в которые в Карточном каталоге наибольшее количество землетрясений, а в Новом каталоге значатся землетрясения с $M \geq 8$. Также указаны максимальные магнитуды землетрясений в эти же годы.

Из данных таблицы получается, что:

В 1936 г. согласно карточному каталогу произошло самое большое количество землетрясений – 86 событий; максимальная магнитуда M = 7.2. В Кроноцком отчете и НК есть сведения соответственно о 31 и 2 событиях.

В 1923 г. по данным НК произошло землетрясение с M = 8.5. В Кроноцком отчете, Карточном каталоге и НК значится соответственно 40, 18 и всего 5 землетрясений.

В 1940-1943 гг. согласно Карточному каталогу произошло значительное количество землетрясений – максимальная магнитуда M = 7.6. Этот факт очень интересен тем, что шла Отечественная война и, скорее всего, фиксация землетрясений была задачей второстепенной. Но если это произошло, то логично предположить, что данные неполные.



№ 19 Название пункта Камчатка Сейсмологический Институт Академии Наук СССР координаты его φ= λ=

№ по порядку	Дата землетрясения	Время	Чем проявилось	Оценка по шкале М—К	Эпицентр и сила в нем	Источник сведений	Примечания
24.	26-IV-1931	4h 28m	φ=52.5° λ=158.0°			Бюлл. сл. I кл.	
25.	12-V-1931	1h 45m Гр. 6,5	φ=52.0°N λ=157.5°E	8.5		Бюлл. сл. I кл.	В районе г. Петропавловска с. Ключи, Козыревск
26.	9-VI-1931	12h 20m	φ=51°N λ=160°E			Сл. I кл.	
27.	18-VI-1931	11h 28m	φ=54.5° λ=161.0°			Сл. I кл.	
28.	12-IX-1931	1h 51m	φ=55°N λ=166°E			Сл. I кл.	
29.	4-XI-1931	18-0	φ=51°N λ=157.5°E			Сл. I кл.	

Рис. 2. Карточка № 19 Карточного каталога Камчатского региона

Таблица 2

Сопоставительная таблица

Год	1737	1792	1904	1917	1923	1929	1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944
Количество в КК	58	6	43	38	18	39	86	54	41	43	70	53	71	66	37
Количество в КО	9	1	6	31	40	23	31	27	22	27	55	24	33	33	19
Количество в НК	3	1	6	2	5	1	2	1	0	1	0	1	2	3	2
M_{max} в НК	8.3	8.4	7.7	8.1	8.5	6.1	7.2	6.0	-	5.8	-	6.1	6.7	7.6	6.9

Сокращения: *КК - Карточный каталог; КО - Кроноцкий отчет [4] НК - Новый каталог [3]*

Эти факты относятся ко времени, когда уже работала сеть опорных сейсмических станций СССР и зарубежных. Следовательно, вполне возможно пополнить каталог землетрясений, определить магнитуды "новых" событий и уточнить магнитуды, указанные в Новом каталоге [3].

Карточки Камчатского региона по содержанию и компоновке приведенного материала очень различны. На многих карточках приведены сведения о нескольких землетрясениях за один и тот же год, а часто и за разные годы. На многих карточках перечисляются землетрясения без каких-либо подробных макросейсмических описаний. На очень ограниченном количестве карточек указаны источники, но это не строгие ссылки с указанием автора, названия работы, места и года издания. Очевидно, для составителей карточек все было ясно, и использование этих материалов не составляло трудности. Однако в настоящее время практически во всех случаях восстановить источник для полного его использования невозможно.

По общей форме карточек и стилю их заполнения можно считать, что **Карточный каталог** (по крайней мере, именно этого региона) составлялся в качестве рабочего материала. Составители, скорее всего, достаточно хорошо представляли, как они будут в дальней-

шем использовать не только сами карточки, но и те работы, на основании которых эти карточки составлялись. Можно предположить, что параллельно составлялась библиография, следы которой в настоящее время не найдены.

Предварительное сопоставление данных Камчатских карточек с материалами [6] показал, что новых сведений по землетрясениям, произошедшим в Камчатской фокальной зоне среди записей не очень много. Однако много свидетельств о землетрясениях, приуроченных к извержениям вулканов.

Карточный каталог Камчатского региона представляет безусловную ценность, по крайней мере, по двум взаимозависимым причинам.

Первая: **Карточный каталог**, как всякая работа, выполнявшаяся в определенной системе, высвечивает вопросы, без ответа на которые многие задачи решаются с ошибками, определение размеров которых представляется самостоятельной задачей.

Вторая: **Карточный каталог** на настоящее время единственная работа, на основании которой можно оценить степень нашего незнания в области исходного материала, который уже положен в основу решения большинства научных и (возможно, главное) прикладных сейсмологических задач региона.

Большим подспорьем **Карточный каталог** может оказаться в работе [7], в которой собираются все находимые сведения о землетрясениях Камчатки начала экспериментальных наблюдений.

Чтобы использовать, безусловно, большой информативный потенциал **Карточного каталога** Камчатского региона, нужна большая работа не только по систематизации приведенных в них сведений. Очень важной частью работы должен быть розыск источников, указанных составителями карточек, и анализ как приведенных на карточках данных, так и материалов, оставшихся в этих источниках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность земли / Перевод Е.Ф. Саваренского. – М.: Изд-во иностр. лит., 1948. – 160 с.
2. Годзиковская А.А. Исходные материалы и эпицентры камчатских землетрясений по 1952 г. (Информация, проблема, перспективы) // Геологические опасности. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – Архангельск, 2009. – С. 341-344.
3. Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 408-433.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
5. Федотов А.С. Годзиковская А.А. Кириллов Ф.А. Предварительный отчет о сейсмическом районировании участка строительства Кроноцкой ГЭС на Камчатке. Г. В двух частях. Фонды ИФЗ (Москва) и КФ РАН (Петропавловск-Камчатский). - Петропавловск–Камчатский, 1968. – Часть I.– 146 с. – Часть II. – 180 с.
6. Карточный каталог Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей СИАН-ГЕОФИАН (Сейсмологический институт АН СССР – Геофизический институт АН СССР). 1991 // Белорусский сейсмологический бюллетень. – Вып. 1. – Минск: Изд-во Инта геохимии и геофизики АН БССР. – С. 21-85.
7. Годзиковская А.А. Каталог макросейсмических описаний землетрясений Камчатки за доинструментальных период наблюдений (XVIII-XIX вв.). – М., 2010. – 128 с.
8. Сергеева Н.А., Годзиковская А.А., Забаринская Л.П. Каталог макросейсмических описаний и инструментальных материалов землетрясений Камчатки за ранний инструментальный период наблюдений 1900-1951 гг. – 2008.
9. http://www.wdcb.ru/sep/seismology/method/Kamchatka_2/.

УДК 550.343

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.А. Годзиковская

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Кратко из истории. Началом региональных сейсмологических наблюдений в России можно считать первые экспедиции Геофизического института АН СССР (в настоящее время ИФЗ РАН) в Средней Азии, которые были организованы Г.А. Гамбурцевым в конце 1949-1950 гг. В этих экспедициях разрабатывались идеология исследований, основные требования к регистрирующей аппаратуре, методики обработки и интерпретации получаемых сейсмических записей и пр. пр. На территории СССР сети региональных сейсмических станций были организованы в самом начале 60-х г. В 1962 г. был издан сборник, в который вошли основные результаты инструментальных наблюдений по 1961 г. Это издание продолжили ежегодники: "Землетрясения в СССР", с 1992 г. – "Землетрясения Северной Евразии" [1].

У истоков сейсмологических исследований на Кольском полуострове и Карелии стоял Г.Д. Панасенко, открывший в 1956 г. региональную сейсмическую станцию "Апатиты". Первой обобщающей работой этого автора является книга "Сейсмические особенности северовостока Балтийского щита" [2], в которой читаем: *"Детально описываются макросейсмические данные о местных землетрясениях прошлых лет, методика обработки инструментальных наблюдений и полученные при этом результаты по материалам сейсмической станции "Апатиты" за 1956-1965 гг. с привлечением данных ближайших станций Финляндии и Швеции".*

Работы Г.Д. Панасенко [2-6] безусловно, являются самыми полными и значительными обобщениями материалов о сейсмичности Кольского полуострова. В них представлены каталоги землетрясений с 1626 по 1985 гг. для обширной территории, включающей всю Скандинавию.

В каталогах Г.Д. Панасенко в специальной графе представлена информация о фактическом макросейсмическом и инструментальном материале, который использовался для определения (переопределения) основных элементов каждого землетрясения. Помимо этого, в каждом издании автор указывает инструменты (годографы) и методы обработки сейсмических материалов. Можно смело утверждать, что представленные в каталогах [2-6] эпицентры сейсмических событий определены с минимальными ошибками.

Сложнее с надежностью определений таких параметров сейсмических событий, как магнитуда и природа. Метод вычисления магнитуд в региональном сейсмологическом центре во времени менялся, а задача выявления природы сейсмических событий была обозначена, но до начала 1990-х не решалась.

В настоящее время готовится к печати монография "Ретроспективный анализ исходных материалов сейсмических событий Кольского полуострова и Карелии XX в.", авторы А.А. Годзиковская, В.Э. Асминг, С.А. Виноградов. В этой работе для каждого землетрясения, приведены все найденные авторами в печати макросейсмические описания и замеры кинематических и динамических величин на сейсмограммах сейсмической станции "Апатиты". При этом указан номер каждой сейсмограммы, вид прибора, его характеристика (увеличение на определенных периодах колебаний). Основная задача, стоявшая перед исполнителями заключалась в том, чтобы рассчитать энергию каждого сейсмического события в единой системе оценок и, по мере возможности, указать природу каждого сейсмического события.

Магнитуда. Относительно определения магнитуд Г.Д. Панасенко пишет следующее. *…Вычисление магнитуд землетрясений, для которых в бюллетенях имеются данные о заре-*

гистрированных смещениях почвы или они оказались измеренными на сейсмограммах сейсмической станции "Апатиты", производилось по общеизвестной формуле

$$M=lg(A/T) + d(D),$$

где A – амплитуда смещения почвы в микронах; T – период его в сек.; d(D) – дополнительный член, функционально зависящий от эпицентрального расстояния D.

Наибольшие затруднения представляет функциональный член d(D). Его значения определяются для каждого сейсморегиона опытно–статистическим путем, раздельно для вертикальной и горизонтальной составляющих каждой фазы основных коровых волн близких землетрясений [3].

Учитывая слабую активность данного региона, определить любой параметр и любую характеристику сейсмичности *опытно–статистическим путем* не представляется возможным.

О разнообразии энергетической оценки в каталогах Кольского региона в разные годы и возможности привести энергетический параметр в единой системе, впервые было доложено на Международной конференции ″Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов″, которая проходила в Воронеже в 2001 г. [7].

В настоящее время в продолжение работы [7] по сейсмограммам сейсмической станции ″Апатиты″, начиная с 1956 по 2000 гг., были сделаны замеры, по которым определялся энергетический класс K_p по номограмме Т.Г. Раутиан [8]. Далее по формуле этого же автора рассчитывалась магнитуда MLH. Нужно сказать о том, что Т.Г. Раутиан рассчитала энергетическую номограмму для Средней Азии. Однако со временем все континентальные сейсмические центры СССР, попробовав рассчитать свои региональные энергетические номограммы, пришли к выводу, что для их регионов достаточно хорошо подходит номограмма Т.Г. Раутиан. И таким образом, от Карпат до Колымы, включая весь Кавказ, Сибирь, Приморье, Сахалин, в сейсмологических центрах СССР и теперь России используется номограмма Т.Г. Раутиан. (Исключение составляют Курильские острова и Камчатка, на территориях которых используются соответственно номограммы С.Л. Соловьева и С.А. Федотова).

На рис. 1 показано распределение оценок магнитуд событий Кольского полуострова, приведенных в каталогах Нового каталога [9], сборниках Г.Д. Панасенко [2-6] и Ежегодниках [1] и полученных по сейсмограммам сейсмической станции ″Апатиты″ в 2001 и 2010 гг.

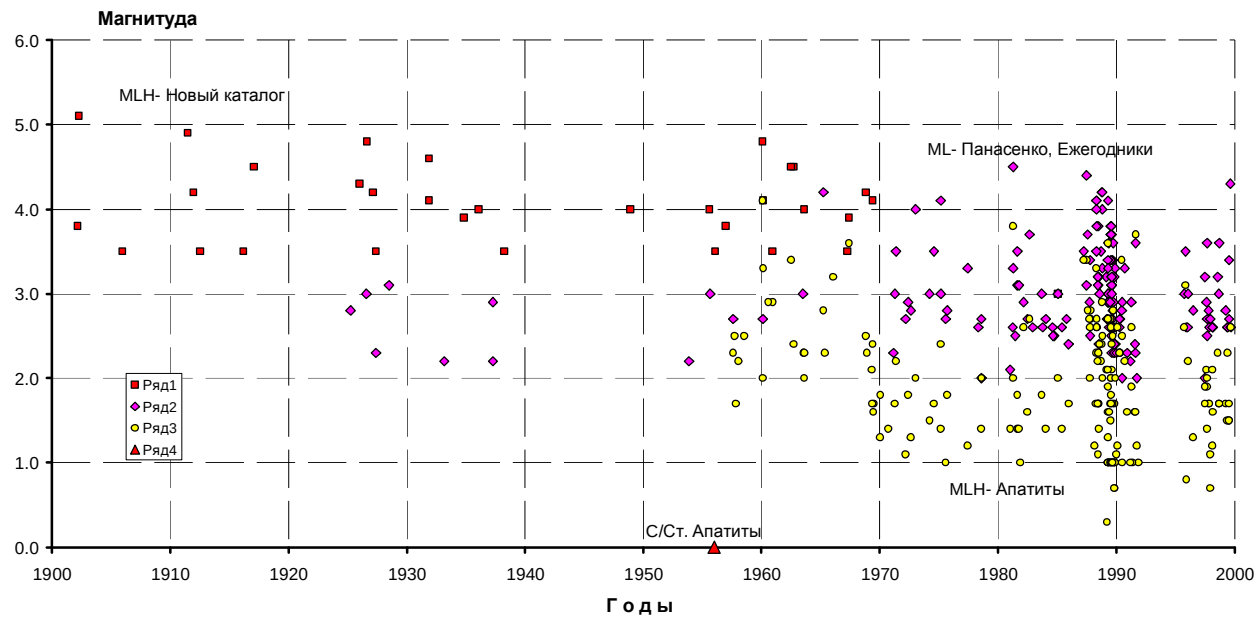


Рис. 1. Хронологическая последовательность сейсмических событий. *Условные обозначения: Ряды 1, 2, 3, - соответственно магнитуды: 1 - MLH [9]; 2 - ML [1-5]; 3 - MLH - определения по сейсмограммам сейсмической станции "Апатиты"; 4 – год открытия сейсмической станции Апатиты.*

Из иллюстрации на рис. 1 вытекает два основных вывода:

1. Каталог этого региона имеет пробел в информации, связанный с периодом Отечественной войны. Со времени открытия станции "Апатиты" каталог заметно пополнился до начала работы цифровых станций – 1989 – 1990 гг. Значительное увеличение количеств сейсмических событий в начале цифровой регистрации связано с тем, что с одной стороны стало возможным определять параметры сейсмических событий малых магнитуд, с другой – значительная часть промышленных взрывов и горных ударов на горно-добывающих предприятиях за эти годы были помещены в каталоги в качестве тектонических землетрясений.

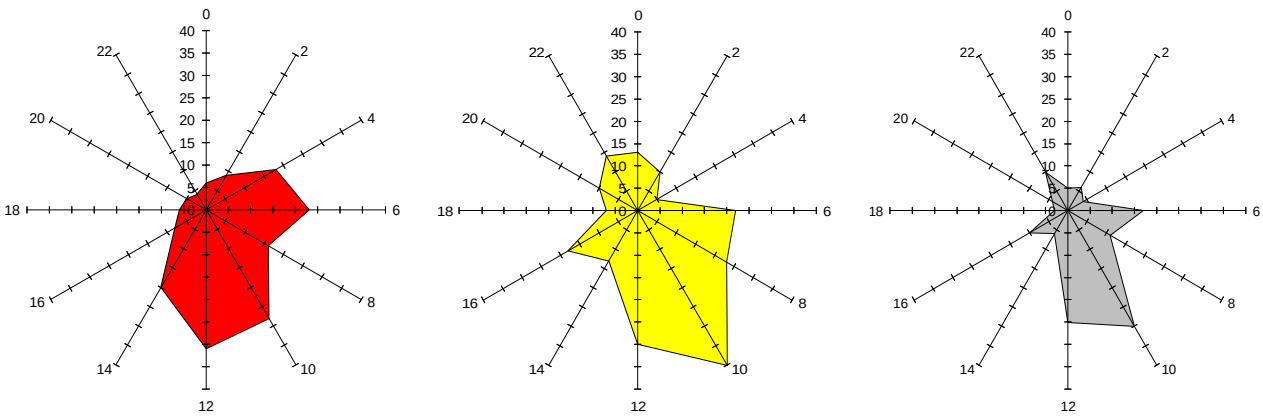
2. Оценки магнитуд Нового каталога [9] заметно выше оценок магнитуд, которые опубликованы в каталогах Г.Д. Панасенко и Ежегодниках [1-6]. MLH, полученная по аналоговым сейсмограммам сейсмической станции "Апатиты", в среднем на 1М ниже ML, указанных в каталогах Г.Д. Панасенко и Ежегодниках [1-6] и на 2М ниже MLH, указанных в Новом каталоге [9].

Природа. О природе сейсмических событий в работах Г.Д. Панасенко специально вопрос не ставится, однако автор отмечает, что в регионе проводится много взрывов, и что это необходимо иметь в виду.

Первые работы о проблеме ложных очаговых зон, создаваемых местными взрывами и предложения по методике распознавания этих двух типов сейсмических событий (местный взрыв или местное землетрясение) на примере материалов Северного Кавказа были опубликованы в статьях [10, 11]. В книге [12] было показано, что данная проблема характерна практически для всех сейсмоактивных регионов СССР, за исключением Камчатки. В работах [10-12] были определены следующие основные признаки распознавания. При наличии осадочного слоя наблюдаются мощные поверхностные волны на записях взрывов на расстояниях, на которых от землетрясений они не регистрируются, и, как следствие, энергетическая оценка, полученная по поверхностным волнам, больше, чем по объемным волнам. Дальнейшая работа с аналоговыми сейсмограммами во всех регионах показала, что самым неинформативным критерием распознавания природы сейсмических событий, произошедших на расстояниях, превышающем 200-300 км от точки регистрации, во всех регионах является отношение амплитуд объемных P- и S-волн.

В работе [13] был проведен анализ сейсмичности ВЕП по 1992 г.

В частности, были построены суточные распределения взрывов и сейсмических событий, которые, согласно официальным каталогам, считались тектоническими землетрясениями. На рис. 2а и 2б приведены распределения по времени суток всех соответствующих событий территории ВЕП из работы [13] и подобное распределения для территории Кольского полуострова – рис. 2в.



а) *б)* *в)*

Рис. 2. Распределение сейсмических событий Восточно-Европейской платформы по 1992 г. *а - все взрывы; б - все землетрясения; в - землетрясения Кольского полуострова и сопредельных районов.*

Как видно из рис. 2а и б, значительный вклад в распределение ″тектонических″ землетрясений внесен взрывами. И значительность этого вклада обусловлена взрывами, которые попали в каталоги Кольского полуострова в качестве тектонических землетрясений.

Однако суточные распределения только высвечивают наличие проблемы в регионе. Но час суток, в который произошло то или иное сейсмическое событие, не является признаком распознавания. Чтобы очистить каталог землетрясений от попавших в них взрывов, нужно или иметь соответствующую документацию по каждому событию, или надежную методику определения природы источника по характерным распознавательным признакам сейсмической записи.

Кольский филиал ГС РАН, возможно, единственное научное подразделение, которое наиболее глубоко в течение 20 лет занимается проблемой распознавания источников сейсмических колебаний разной природы по цифровым записям. Однако, подводя итог исследований на настоящий момент, можно констатировать следующее. Были исследованы многие критерии различения взрывов и землетрясений. Большинство из них позволяют всего лишь строить более-менее обоснованные гипотезы относительно природы исследуемых сейсмических событий. Наиболее надежным критерием искусственного происхождения сейсмического события является наличие акустических сигналов.

Необходимо учитывать, что цифровые записи имеются за последние 20 лет. Им предшествуют записи аналоговых сейсмограмм за период в 45 лет. В данном регионе задачу отсортировки взрывов, попавших в опубликованные каталоги в качестве тектонических землетрясений за период с 1956 по 1990 гг. можно провести только по аналоговым записям. Или обнародовать признание невозможности решения этой проблемы в настоящее время. С этой позиции составлен сводный каталог сейсмических событий, где добавлена отдельная графа ″Природа″, в которой приведены следующие категории: тектоническое, возможно тектоническое; техногенные, возможно техногенные; природа не определена. На основе полученного каталога построена карта эпицентров с соответствующей градацией по оценке возможной природы каждого сейсмического события (рис. 3, см. вкл.).

Работа еще не завершена. Природа некоторых (но явно не большинства) сейсмических событий, возможно, будет уточнена. В тех случаях, когда не имеется однозначных признаков или объективных свидетельств, которые разрешили бы указать природу, данное сейсмическое событие в каталоге отнесено к категории ″природа не определена″.

На настоящее время, подводя итог ретроспективной обработки сейсмического материала, можно сказать следующее: каталоги Кольского полуострова легли в расчеты карт сейсмического районирования как значительно дополненные взрывами, так и со значительно завышенными магнитудами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Землетрясения Северной Евразии в … году (ранее в СССР), (ежегодники 1962–2000 гг.). – М.: Наука, 1964–2008.
2. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. – М.: Наука, 1969.
3. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951-1970. – М.: Из–во МГК, 1977. – 111 с.
4. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1971-1975. – М.: Из–во МГК, 1979. – 77 с.
5. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1976-1980. – М.: Из–во МГК, 1986. – 81 с.
6. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1981-1985. М.: Из–во МГК, 1991. – 92 с.
7. Годзиковская А.А. К вопросу о единой энергетической характеристики регистрируемых землетрясений // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Материалы международной конференции. – Воронеж, 2001. – С. 57-59.
8. Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Труды ТИССС. – 1960. – № 7.

9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.; Наука, 1977. – 535 с.
10. Годзиковская А.А. Задача распознавания карьерных взрывов и местных землетрясений // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. Вопр. инж. сейсмол. – М.: Наука, 1987. – Вып. 28. – С. 232-236.
11. Годзиковская А.А. Сейсмические каталоги и машинные банки данных // Изв. АН СССР, Физика Земли. – № 3. – 1989. – С. 91-93.
12. Годзиковская А.А. Местные взрывы и землетрясения. Ротапринт ″Гидропроект″. – М., 1995. – 100 с.
13. Годзиковская А.А., Бесстрашнов В.М., Лабзина Е.Ю. Землетрясения и взрывы Восточно-Европейской платформы // Природные опасности России; сейсмические опасности. – М.: Изд-во ″Крук″, 2000. – С. 46-53.

УДК 550.831

О СИСТЕМЕ ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ, ВОССТАНАВЛИВАЮЩЕЙ ПОТЕНЦИАЛ И ЕГО ПРОИЗВОДНЫЕ НА ГРАНИЦЕ ОБЛАСТИ, ВКЛЮЧАЮЩЕЙ ИСТОЧНИКИ

В.С. Гольцев

Технический центр НАН Украины, г. Киев, Украина

Использование решений задач Дирихле и Неймана для уравнения Лапласа почти всегда становились основой построения алгоритмов продолжения той или иной составляющей гравитационного потенциала в верхнее или нижнее полупространство (полуплоскость).

В первом случае, т.е. при продолжении вверх, тем или иным способом вычисляется интеграл, дающий решение этих задач в явном виде, во-втором, при продолжении составляющих потенциала вниз, в сторону возмущающих масс, решение сводится к вычислению интегральных уравнений первого рода типа свертки, что по сутите же явные решения задач Дирихле или Неймана для полупространства (полуплоскости), где определяемая функция находится под знаком интеграла.

Везде один из сомножителей, входящий в подинтегральную функцию, является следом на границе или самого потенциала, или его производных. В задаче продолжения потенциала вверх след на границе считается известным, в задаче продолжения потенциала вниз его нужно определить при условии, что граница, на которой он определяется, находится в области гармоничности потенциала.

Естественно, что при продолжении вниз на уровни, близкие к аномалиеобразующим массам, а с ними связаны все особые точки потенциала и его производных, наблюдается так называемый эффект ″распадения поля″, свойственный всем гармоническим функциям, имеющим особые точки, т.е. такие, при приближении к которым гармоническая функция стремится к бесконечности.

Однако, гравитационный потенциал и его производные в широком смысле не являются гармоническими функциями, так как уже сам потенциал в точках области, включающей источники удовлетворяет уравнению Пуассона, более общему, чем уравнение Лапласа. Поэтому сосредоточимся на получении общих интегральных представлений потенциала и его производных исходя не из свойств гармонических функций, которые являются решениями уравнения Лапласа, а из более общих представлений, вытекающих из уравнения Пуассона, что более естественно для геофизических задач.

Для этого рассмотрим двухмерную область $\bar{S} = S + \partial S$, граница которой ∂S гладкая. Внутри $\bar{S}$ находится источник гравитационного потенциала т.е.

$$W(\bar{x}) = 2f \int_{S_0} r(\bar{x}) \ln \frac{1}{g(\bar{x} - \bar{x})} d_{\bar{x}} S \tag{1}$$

Пусть точка $\bar{x} = (x, z)$, в которой находятся значения потенциала (1) будет либо строго внутренней, либо строго внешней по отношению к $\bar{S}$.

Если на границе ∂S известен след $W(\bar{x})$ и его нормальной производной $\frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} W(\bar{x})$, $\bar{x} \in \partial S$ то для точки $\bar{x} = (x, z)$ внешней к $\bar{S}$ справедливо

$$\begin{aligned} &\int_S (\Delta_{\bar{x}} W(\bar{x}) V(\bar{x} - \bar{x}) - \Delta_{\bar{x}} V(\bar{x} - \bar{x}) W(\bar{x})) d_{\bar{x}} S = \int_{S_0} \Delta_{\bar{x}} W(\bar{x}) V(\bar{x} - \bar{x}) d_{\bar{x}} S = \\ &= \int_{\partial S} (\frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} W(\bar{x}) V(\bar{x} - \bar{x}) - \frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} V(\bar{x} - \bar{x}) W(\bar{x})) d_{\bar{x}} l \\ &V(\bar{x} - \bar{x}) = \ln 1 / r(\bar{x} - \bar{x}), r(\bar{x} - \bar{x}) = ((x - x)^2 + (h - z)^2)^{1/2} \end{aligned} \tag{2}$$

где (2) модифицированная формула Грина для области S, содержащей массы в области $S_0 \subset S$, плотности $r(\bar{x}), \bar{x} \in \bar{S}_0$. Тогда

$$\Delta_{\bar{x}} W(\bar{x}) = 2f \int_{S_0} r(\bar{t}) \Delta_{\bar{x}} \ln \frac{1}{r(\bar{t} - \bar{x})} d_{\bar{t}} S \tag{3}$$

Решение $\Delta_x (\ln \frac{1}{r(\bar{t} - \bar{x})}) = -2p d(\bar{t} - \bar{x})$, где $d(\bar{t} - \bar{x})$ функция Дирака известна, следовательно

$$\Delta_{\bar{x}} W(\bar{x}) = -4pf \int_{S_0} r(\bar{t}) d(\bar{t} - \bar{x}) d_{\bar{t}} x = -4pf r(\bar{x}) \tag{4}$$

Подставляя (4) в левую часть (2) приходим к

$$-2pW(\bar{x}) = \int_{\partial S} (\frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} W(\bar{x}) V(\bar{x} - \bar{x}) - \frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} V(\bar{x} - \bar{x}) W(\bar{x})) d_{\bar{x}} l \tag{5}$$

Таким образом, прямая задача нахождения потенциала в точках, внешних по отношению к области $\bar{S}$, включающей гравитирующие массы, однозначно определяются по следам самого потенциала и его нормальной производной на границе ∂S области S.

Рассмотрим случай, когда точка $\bar{x} = (x, z)$ в (1) находится строго внутри области S. При этом, либо $\bar{x} \in \bar{S}_0$, либо $\bar{x} \in \bar{S}_0$.

Доказано, что независимо от того, находится точка $\bar{x}$ в области S_0 или в $S \setminus S_0$, левая часть (1) всегда равна нулю. Тогда

$$\int_{\partial S} (\frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} W(\bar{x}) \ln \frac{1}{r(\bar{x} - \bar{x})} - \frac{\partial}{\partial n_{\bar{x}}} \ln \frac{1}{r(\bar{x} - \bar{x})} W(\bar{x})) d_{\bar{x}} l = \begin{cases} -2pW(\bar{x}), \bar{x} \in \bar{S} \\ 0 \qquad\quad , \bar{x} \in S \end{cases} \tag{6}$$

Это сразу позволяет для некоторых простых областей решать обратную задачу восстановления потенциала на границе ∂S области S, содержащей источники потенциала, например, для круга и соответственно всех областей, конформно отображаемых на круг. Действительно, интеграл Пуассона, дающий решение задачи Дирихле для уравнения Лапласа в круге, рассматривается уже как интегральное уравнение с неизвестным на границе следом потенциала и с известными значениями в области его гармоничности.

Следствием (6) являются системы интегральных уравнений, позволяющие восстанавливать потенциал и его нормальную производную к границе области S. Так, свойства ядра интегрального представления (6) позволяет выделить два линейно независимых подмноже-

ства его производных $\left\{\frac{\partial^n}{\partial x^n}\ln 1/r(\bar{x}-\bar{x})\right\},\left\{\frac{\partial^n}{\partial x^{n-1}\partial z}\ln 1/r(\bar{x}-\bar{x})\right\}$. Тогда подставляя в (6) вместо фундаментального решения уравнения Лапласа его производные из указанных выше подмножеств получаем

$$\begin{cases} -2p\,\dfrac{\partial^n}{\partial x^n}W(x)=\int\limits_{\partial S}\left(\dfrac{\partial}{\partial n}W(x)\dfrac{\partial^n}{\partial x^n}\ln\dfrac{1}{r(\bar{x},\bar{x})}-\dfrac{\partial}{\partial n}\left(\dfrac{\partial^n}{\partial x^n}\ln\dfrac{1}{r(\bar{x},\bar{x})}\right)W(x)\right)dl \\ -2p\,\dfrac{\partial^n}{\partial x^{n-1}\partial z}W(x)=\int\limits_{\partial S}\left(\dfrac{\partial}{\partial n}W(x)\dfrac{\partial^n}{\partial x^{n-1}\partial z}\ln\dfrac{1}{r(\bar{x},\bar{x})}-\dfrac{\partial}{\partial n}\left(\dfrac{\partial^n}{\partial x^{n-1}\partial z}\ln\dfrac{1}{r(\bar{x},\bar{x})}\right)W(x)\right)dl \end{cases} \quad (7)$$

систему интегральных уравнений, позволяющую по известным значениям $\left\{\frac{\partial^n}{\partial x^n}W(x)\right\},\left\{\frac{\partial^n}{\partial x^{n-1}\partial x}W(x)\right\}$, вычисленным или измеренным на поверхности Земли, находить значения потенциала и его нормальной производной на границе области, включающей источники.

Перспективность такого подхода очевидна. Решение систем интегральных уравнений типа (7) позволяет определить источники потенциала не только по ″верхним″, но и ″боковым″ и ″нижним″ областям границы ∂S, тем самым, решая проблему не только эквивалентности источников, расположенных на одной вертикальной линии, но и гравистратиграфировать плоско-параллельный разрез, что значительно повышает геоинформативность метода продолжения гравитационного потенциала и его производных.

УДК [553.637:553.634] (470 – 925.22)

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ БОРОНОСНОСТИ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

О.П. Гончаренко[1], Ю.А. Писаренко[2], Г.А. Московский[1],
О.С. Кириенко[2], В.Ю. Писаренко[2]

[1]Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, Россия;
[2]ФГУП Научно-Исследовательский Институт Геологии и Геофизики, г. Саратов, Россия

Учитывая особенности локализации боратов в соленосных породах Прикаспийского региона, установлено увеличение боропроявления внутри галогенной формации от слабо осолоненных (доломит-ангидритовые породы и гипсы) к сильно осолоненным фациям (каменная соль с включениями калийно-магниевых солей). Наиболее крупные залежи боратов приурочены к толщам калийно-магниевых сульфатно-хлоридных солей (полигалит-сильвинитовая, кизерит-карналлитовая, сильвинит-карналлитовая ассоциации и т.д.). Данная зависимость боропроявления от литологического состава галогенных пород предполагает прогрессирующее накопление и впоследствии осаждение борных минералов в солеродных бассейнах от стадии осолонения. Рудообразующго значения бораты должны достигать на заключительных стадиях галогенеза (стадия эвтоники). Однако, как показывает наш фактический материал, зачастую на многих месторождениях калийно-магниевых солей отмечается либо отсутствие, либо слабое проявление борной минерализации, особенно в чистых разностях карналлитовых и бишофитовых пород.

При выделении основных поисковых критериев на борное сырье в пределах Прикаспийской впадины и ее прибортовых зон наряду с результатами изучения кернового материала по ряду галогенных разрезов, учитывалась модель соленакопления и в частности особенности формирования калийных солей, к которым приурочены бораты. В результате проведенных исследований нами выделены поисковые критерии на борное сырье. Прежде чем

подробно остановиться на рассмотрении выделенных критериев следует подчеркнуть, что территории обрамления и самой Прикаспийской впадины в литолого-фациальном плане, ритмостратиграфических схем расчленения, вторичного изменения залегания соленосных пород отличны. Это предопределяет и усложняет специфику прогноза бороносности в этих районах.

1. Геохимические критерии. Основные особенности геохимии бора в экзогенном минералообразовании определяются тем, что бор как типичный металлоид, обладает по Л. Полингу промежуточными свойствами между свойствами металлов и неметаллов. В связи с чем, в термодинамических условиях земной коры он проявляет склонность к образованию скорее кислородных кислот, чем катионов в слоях и, поэтому, согласно геохимической классификации А.И. Перельмана (1968), относится к группе анионогенных элементов, подвижных в экзогенных условиях. Структура электронной оболочки бора предопределяет характер его взаимодействия с другими элементами, миграционные свойства, способность к концентрации с образованием борных минералов, с одной стороны, и способность к рассеянию в горных породах – с другой.

Бор в природных условиях образует как моно-, так и полиядерные соединения, последние из которых наиболее широко развиты в водных растворах. Бор в отношении крупных анионов выступает как типичный комплексообразователь [2].

Накоплению в бассейнах седиментации бора препятствует интенсивное поглощение его коллоидами. Извлечение бора из вод седиментационных бассейнов и последующее его рассеяние в осадочных породах происходит за счет присутствия терригенных и аутигенных алюмосиликатов (глин, глауконитов), кремнистого и карбонатного скелетного материала (диатомы, кораллы), а также коллоидных гидроокислов железа [1]. Согласно расчетам, ресурсы бора в водах морей и океанов пополняются за счет размыва континентальных отложений (около 400 тыс. т. в год) [5]. Содержание в глинах бора, сорбированного из морских и океанических вод, определяется минеральным составом глин, размером их частиц, а также соленостью воды и содержанием в ней бора. Работами многих исследователей доказано, что главными носителями бора в глинах являются гидрослюды, в которых содержание бора превышает 100 г/т [3]. С увеличением общей минерализации растворов и содержания в них бора концентрация последнего в глинах неуклонно возрастает. Поглощение бора глинами зачастую делает невозможным интенсивное протекание процессов осадочного минералообразования. Хемогенно-сорбционное поглощение глинами бора сопровождается процессами его эпигенетического минералообразования за счет перекристаллизации глинистых минералов при диагенезе осадков [5]. При этом, часть бора высвобождается из них и перераспределяется с отложением в виде новообразованных борных минералов.

Выделение борных минералов во многом зависит и от содержания в растворе ионов сульфата, которые существенно влияют на соотношение катионов кальция, магния и натрия. При минимально допустимых концентрациях бора его полианионы предпочтительнее осаждаются катионами кальция и магния, содержание которых резко возрастает при выпадении в осадок сульфатов. Очевидно, именно этим объясняется постоянная приуроченность кальциевых боратов к прослоям ангидрита, многих магниевых боратов – к прослоям кизерита и других сульфатных солей, особенно к контактам их прослоев с вмещающими их хлоридными солями (сильвинитом, карналлитом и т.д.).

2. Палеогеографические критерии. Проявление борной минерализации известны в галогенных отложениях почти всех систем фанерозоя. Интенсивность рудообразования возрастало по мере уменьшения связей седиментационных бассейнов с Мировым Океаном (иногда вплоть до полного их прекращения для пермских бассейнов), концентрирования морских растворов и увеличения масштабов влияния вулканической и сопряженной с ней газово-гидротермальной деятельности. Именно этот факт определяет связь рудопроявлений бора с галогенными пермскими формациями Прикаспийского солеродного бассейна и бассейнов Германии.

Результаты изучения галогенных разрезов на Приволжской моноклинали в пределах внутренней части Прикаспийской впадины и в пределах юго-западной окраины Уральского

краевого прогиба показали, что характер распределения боратов по разрезу галогенных отложений указывает на цикличность боропроявления. Данная цикличность обуславливается неоднократным разбавлением рапы солеродного бассейна и вместе с темпривноса в него новых порций бора на регрессивных этапах (стадия сульфатно-карбонатной садки), а также - терригенного материала на эвтонической стадии (садка бишофита). Это свидетельствует о том, что кристаллизация боратов в солеродном бассейне определялась не столько степенью сгущения морских растворов, сколько поступлением в бассейн менее концентрированных растворов, но с более высокой концентрацией бора по сравнению с его содержанием в морских растворах.

Высококонцентрированными растворами по бору, могли быть поверхностные воды, поступавшие в солеродный бассейн из областей развития пород, которые подвергались химическому выветриванию. Такими областями для восточной части пермского солеродного бассейна могли служить существовавшие Уральские горные сооружения, в пределах которых широко развиты отложения зеленокаменных формаций с высоким содержанием в них бора. Для западной и северо-западной частей Приволжской моноклинали поступление борсодержащих растворов могло происходить со стороны Воронежского свод за счет денудации магматического комплекса пород. Вполне вероятно, что и существовавшая палеосуша района кряжа Карпинского служила поставщиком бора в южную часть пермского солеродного бассейна на территорию Приволжской и Карасальской моноклиналей, Сарпинского прогиба и Астраханского свода.

3. Тектоно-седиментационные критерии. Тектонический и седиментационный факторы образования кунгурской галогенной формации приводили к формированию в балыклейское время крупных палеопрогибов на территории Прикаспийской впадины, тогда как на прилегающей части Русской плиты, формировались меньшие по размерам прогибы-спутники. Прогибы-спутники располагались в обрамление крупных прогибов и характеризовались низкой скоростью осадконакопления, повышенной изолированностью и соответственно более высокой концентрацией рапы. На фоне сгущения рапы, как было показано выше, происходило и концентрирование бора в растворе с последующим его выделением в минеральной форме в палеопрогибах. В погожское время в пределах саратовско-оренбургского обрамления Прикаспийской впадины формировались три типа палеопрогибов: первый прогиб в западной части саратовской области характеризовался накоплением бишофитовых пород с карналлитовым пластом в подошве зоны и сильвинитовым, образовавшимся за счет распреснения рапы, – в кровле; второй тип прогиба выделен на стыке Саратовской, Самарской, Уральской и Оренбургской территорий характеризовался накоплением карналлитовых пород и сильвинитов в кровле карналлитового пласта за счет растворения карналлита и высаливанием сильвина. Бишофитовая составляющая отсутствует во втором типе прогиба. Третий тип прогиба отделен от второго узкой перемычкой и сложен практически нацело по данным ГИС пластом пород сильвинитового состава. В восточной части Оренбургской области обрамления Прикаспийской впадины прогиб, имея мозаичные контуры, переходит в серию более мелких прогибов.

4. Стратиграфические критерии. Территории обрамления и самой Прикаспийской впадины в литолого-фациальном плане, ритмостратиграфических схем расчленения, вторичного изменения залегания соленосных пород весьма отличны. Это предопределяет специфику прогноза бороносности в этих районах.

Для территории обрамления Прикаспийской впадины первый стратиграфический интервал отвечает концу волгоградского времени и балыклейскому, когда происходило выпадение боратов в заметных количествах на стадиях садки кизерита и полигалита. Садка боратов интенсивна с солями, в которых имеется заметное количество сульфата магния - эпсомит и полигалит, а затем кизерит. В ангидрит-доломитовых породах бораты магния связаны с магнезитом.

Второй стратиграфический интервал отвечает погожскому и антиповскому времени. Этап соленакопления соленосных пород этих ритмопачек характеризуется наибольшим сгущением рапы до выпадения в осадок сильвина, карналлита и бишофита. Начинается каждая

из ритмопачек пластом ангидрита мощностью до 5-10м, затем залегает каменная соль. Погожская ритмопачка завершается калийно-магниевым пластом (h2). В антиповской ритмопачке гаммаактивный карналлит-полигалитовый пласт (i2) присутствует в соленосной части разреза. Сопоставление разрезов в пределах обрамления Прикаспийской впадины показывает, что наиболее значительное сгущение рапы происходило на территории Приволжской моноклинали в районе палеопрогиба выполненного балыклейской ритмопачкой. Во всех калийных пластах реперных пластах (h2, i2) присутствует бишофит часто с карналлит-сильвинитовой оторочкой. На саратовской териитории сгущение рапы до стадии садки бишофита отмечается толь в погожской ритмопачке, тогда как в антиповской – по данным ГИС предполагается карналлит-полигалитовая минерализация.

Далее, в восточном направлении, на территории Дальнего Саратовского Заволжья, Уральской и эпизодически Оренбургской областях пласт h2 приобретает карналлит-сильвинитовый состав и затем на востоке – карналлитовый. Меняют свой фациальный облик в восточном направлении и антиповские отложения на карналлит-полигалитовый на саратовской и уральской территориях и полигалит-галитовый и полигалит-ангидритовый на – оренбургской.

Таким образом, для погожско-антиповского времени наиболее перспективной является зона палеопрогиба, выделяемого на территории Приволжской моноклинали по увеличенной мощности балыклейской ритмопачки (волгоградско-саратовский участок). Восточнее расположенные районы Дальнего Саратовского Заволжья, Уральской и оренбургской областей относятся к менее перспективным, поскольку в восточном направлении усиливается полигалитизация пластов. Вместе с тем следует подчеркнуть, что эти пласты по своей мощности и содержанию полигалитов в восточных районах менее привлекательны, чем полигалитовые пласты балыклейской ритмопачки и волгоградской свиты.

Следует подчеркнуть, что для балыклейского ритма на территории Приволжской моноклинали в районе выделяемого палеопрогиба характерна слабая рассеянная полигалитизация, в то время как для погожско-антиповского - сильвинит-кизирит-карналитовая и карналлит-бишофитовая минерализация.

Таким образом, наиболее перспективными стратиграфическими интервалами на проявления борной минерализации являются волгоградско-балыклейский, погожский и антиповский.

7. Литологические критерии. Известно, что образование боратов связано с различными стадиями пегнитогенного процесса. Однако, наиболее благоприятной физико-химической обстановкой для выделения бора в твердую фазу отмечалась в солеродных бассейнах сульфатного типа, когда основными осадителями борат-анионов являются катионы щелочноземельных металлов магния и кальция. Для обрамления Прикаспийской впадины, характеризующегося более засолоненными и мелководными условиями осадконакопления, борная минерализация возрастает от кизерит-полигалит-сильвинитового парагенеза к сильвинит-кизерит-карналитовому и далее к кизерит-карналлит-бишофитовому.

Для территории Прикаспийской впадины, на участках, характеризующихся более глубоководными условиями осадконакопления и исходной рапой с повышенным содержанием сульфат-иона, данный парагенезис расширяется, и представлен полигалит-сильвин-лангбейнитовым, лангбейнит-сильвин-кизеритовым и сильвин-каинит-кизерит-карналлитовым составами.

Участки и интервалы с повышенной бороносностью характеризуются наиболее частым переслаиванием солей сульфатной и хлоридной линии. Более высокие концентрации отмечаются на границах слоев. Следует отметить факт практического отсутствия боратов в чистых разностях карналлитовых и бишофитовых пород. Интервалы каменной соли в основном характеризуются бедной рассеянной борной минерализацией до практического их отсутствия. Исключение могут представлять интервалы, граничащие с калиеносными зонами.

8. Минералогические критерии. Борные минералы, изученные в разрезе галогенной формации Прикаспиской впадины, приурочены к различным типам эвапоритовых пород, начиная от глинистых и карбонатных отложений, они распространены в галитовых, сильвини-

товых, карналлитовых и бишофитовых породах. Особое внимание стоит обратить на их частую приуроченность к прослоям в разрезе галогенных отложений, отличающихся повышенной сульфатностью (прослои кизерита, каинита, полигалита, ангидрита, галопелита), и их практическое отсутствие в чистых разностях галогенных пород.

На начальных и средних этапах соленакопления в пермских бассейнах в условиях меняющихся солености вод, режима щелочности, высокой активности кальция и магния, а также различных содержаний бора, происходила садка двухосновных полиборатов кальция и магния в виде рассеянных минеральных включений гидроборацита, борацита и т.д. Они обычно приуроченны к прослоям глин или пластам ангидрита, полигалита и других сульфатных пород, залегающих среди каменной соли. На стадии калийно-магниевой седиментации в результате прогрессирующего увеличения солености рапы отмечаются тенденции к возрастанию содержания в ней бора, некоторому снижению значения pH и одновременному увеличению активности магния. Боронакопление в таких бассейнах обычно сопровождалось садкой двухосновных тетра- и триборатов таких как: курнаковит, иньоит, индерборит, преобразованных позже в галургит, калиборит, борацит, преображенскит, а также трехосновных пентаборатов: стронциохильгардита, хильгардита и др. и основных тетра- и триборатов: стронциоборита, стронциоджинорита, джинорита, волковскита, аксаита, сатимолита и т.д. На эвтонической стадии боронакопление завершалось образованием магниевых боратов: галургита, борацита, преображенскита, аксаита и т.д.

Таким образом, на территории Прикаспийской впадины и ее обрамления, наиболее перспективными на борную минерализацию являются волгоградско-балыклейский и погожско-антиповский стратиграфические интервалы, которые территориально будут ограничены палеопрогибами. Так, волгоградско-балыклейский интервал представляет интерес на оренбургско-саратовском участке в районе унаследовано развивавшегося палеопрогиба, в пределах которого накапливались значительные по мощности и концентрации полигалитовые породы. На Приволжской моноклинали в зоне выделяемого прогиба, в силу его яркой выраженности, отмечается рассеянная и низкая по концентрации полигалитизация. Практический интерес может представлять обрамление палеопрогиба, в пределах которого отмечаются повышенные концентрации, но меньшие мощности, чем на саратовско-оренбургском участке. Для погожско-антиповского времени наибольший интерес в плане борной минерализации представляет, унаследовано развивавшийся с балыклейского времени палеопрогиб, выделяемый на Приволжской моноклинали (волгоградско-саратовский участок). Повышенная борная минерализация может быть связана с карналлит-сильвинит-бишофитовым парагенезом пород. Наиболее интенсивно этот парагенез получил свое выражение на волгоградской территории. На оренбургской территории в это время сильвинит-карналлит-полигалитовый парагенез проявлялся кратковременно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 1221-1245.
2. Малинко С.В., Халтурина И.И., Озол А.А., Бочаров В.М. Минералы бора – М.: Недра, 1991. – 232 с.
3. Озол А.А. Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа // Литология и полезные ископаемые. – 1976. – № 3. – С. 60-74.
4. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). – М.: Недра, 1968. – 332 с.
5. Хардер Г. Геохимия бора. – М.: Недра, 1965. – 136 с.

УДК 553.491 (470.323)

БОЛЬШЕМАРТЫНОВСКИЙ ПЛУТОН: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ (ВКМ)

Л.В. Гончарова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Все известные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и многочисленные разномасштабные рудопроявления Воронежского кристаллического массива (ВКМ) пространственно и генетически связаны с двумя никель-платиноидными комплексами: – мамонским дунит-перидотит-габброноритовым зон рассеянного спрединга (2100-2080 ± 10 млн. лет) [1, 2] и еланским ортопироксенит-норит-диоритовым реактивизированных позднеархейских структур (2065-2050 ± 14 млн. лет) [3]. Пространственно они целиком располагаются в раннекарельском Воронцовском эпикратонном прогибе Хоперского мегаблока. Характерной особенностью этой структуры является исключительно широкое (более 300 тел) развитие ультрамафит-мафитовых и существенно мафитовых интрузивов, среди которых выделяются четыре структурно-вещественных типа различных по составу, масштабам, степени дифференцированности и продуктивности на цветные и благородные металлы [2, 3, 4, 5]: 1) ранние существенно ультрамафитовые в различной мере дифференцированные, промышленно рудоносные (мамонский тип, расположенный в западной части мегаблока); 2) ультрамафит-мафитовые умеренно-магнезиальные камерно-дифференцированные с титанистой роговой обманкой (ширяевский тип, слагающий центральную часть структуры); 3) ультрамафит-мафитовые камерно-дифференцированные (елань-вязовский тип, концентрирующийся в виде самостоятельной восточной зоны мегаблока); 4) слабодифференцированные, безрудные габброноритовые, габбровые интрузивы завершающей фазы становления мамонского комплекса (каменский тип, развитый во всех перечисленных выше зонах Хоперского мегаблока).

В общей структурно-вещественной систематике ультрамафит-мафитовых интрузивов мамонского комплекса особый интерес представляет один из крупнейших (40,5 км^2) Большемартыновский плутон, расположенный в западной части Хоперского мегаблока, вблизи Лосевской шовной зоны (рис. 1, см. вкл.). Как показали исследования, такое структурное положение плутона обусловлено наличием в нем трех последовательно сформировавшихся групп породных ассоциаций [6]: а) мамонской-бесполевошпатовой ультрамафитовой (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые пироксениты и горнблендиты); б) ширяевской ультрамафит-мафитовой (титанистороговообманковые перидотиты, пироксениты, габбронориты, габбро); в) каменской (габбронориты, габбро, габбро-диориты и диориты). Каждая из этих породных групп в пределах плутона слагает автономные тела. Одной из характерных особенностей, присущих, как правило, потенциально никеленосным интрузивам [7], является высокая степень насыщенности дайками. На их долю приходится 5-7 % при широком развитии жильных дериватов габброидов каменского типа и интрузивных дифференциатов мамонского и ширяевского типов [8].

Ультрамафиты ранней фазы, относимые к мамонскому типу пород, образуют небольшие по размеру (до 0,35 км^2) тела, выходящие на поверхность докембрийского фундамента в его северной, северо-восточной и юго-восточной частях. В плане они имеют овальную (почти округлую) форму и не превышают 5-6 % площади всего плутона (рис. 1, см. вкл.). Взаимоотношение с вмещающими породами свидетельствует об их внедрении до формирования мафитовой части плутона, что подтверждается отчетливым развитием на контакте габброидов и ультрамафитов интенсивной серпентинизации, появлением своеобразных пироксен-полевошпатовых инъекций в тела ультрамафитов при этом в зоне контакта мафиты

обычно характеризуются более мелкозернистым сложением. Для этой породной ассоциации свойственны: 1) последовательное увеличение железистости оливина (Fa_{18-32}), ортопироксена (Fs_{12-30}) и клинопироксена (Fe_{3-15}), интенсивно замещенных серпентином, тальком, амфиболами, хлоритом и карбонатами. Следует отметить, что состав оливинов из ультрамафитовых пород отличается более железистым составом от оливинов из полнодифференцированных ультрамафит-мафитовых тел мамонского комплекса [9].

Породы ширяевского типа, развитые преимущественно в восточной и южной частях плутона, по геолого-геофизическим данным составляют не более 8 % по площади распространения. Наибольшим развитием в ширяевском типе пользуются различные по мощности титанистороговообманковые оливиновые пироксениты, габбро и горнблендиты, в меньшей степени титанистороговообманковые перидотиты, вскрытые лишь в одной скважине. Минералого-петрогеохимическими признаками ультрамафитов и мафитов ширяевской породной группы выступают: а) повышенная железистость темноцветных минералов (оливин – Fa_{19-50}, ортопироксен – Fs_{23-50}, клинопироксен – Fe_{10-20}); б) постоянное присутствие в породах титанистой роговой обманки (TiO_2 до 8-10 мас. %); в) оксидно (магнетит, титаномагнетит)- сульфидный (пирротин, пирит иногда халькопирит) тип рудной и акцессорной минеральной ассоциации; г) невысокие концентрации Ni, Co, Cu и существенно пирротиновый тип оруденения при повышенном содержании Pd (до 1,5 г/т).

Важной особенностью структуры Большемартыновского массива является повсеместное развитие в его кровле габбро-диоритов и диоритов, которые имеют отчетливо секущие контакты с мафитовой породной ассоциацией *каменского типа*, последние, занимают основной объем плутона (порядка 85-88%) и выполняют центральную его часть. При значительном однообразии составов габброноритов и, в меньшей степени, габбро и габбро-диоритов, они представляют собой типичную породную ассоциацию с широким развитием жильных (дайковых) комагматов [8]. В целом эта породная ассоциация обнаруживает высокую степень минералого-петрографической и петрогеохимической комплиментарности с мафитами дифференцированных интрузий [7].

В пределах Большемартыновского массива, как и в промышленных никеленосных интрузивах, установлен довольно широкий спектр дайковых пород различных групп, видов и разновидностей и их количество, составляет до 5-7 % от общего объема вскрытых скважинами пород. В целом в плутоне наиболее распространены жильные отщепления, связанные с формированием породных групп мамонской, ширяевской и каменской типов. В процессе исследования впервые в Большемартыновском массиве (скв. 6923) были обнаружены нориты, которые по минералого-петрографическим и другим признакам принадлежат к породам еланского комплекса. Эти данные свидетельствуют о том, что становление Большемартыновского плутона охватывает значительный временной интервал, что подтверждается с одной стороны – наличием трех породных интрузивных ассоциаций и их жильных производных, а с другой – существенно оторванных во времени жил норитов еланского комплекса и гранитоидов бобровского комплекса, а так же лампрофиров.

Химический состав пород Большемартыновского плутона является одним из важнейших критериев в оценке их принадлежности к определенным никель-платиноносным комплексам и структурно-вещественным типам интрузий. Анализ петрохимических особенностей по основным петрогенным компонентам и сопоставление химических анализов Большемартыновского массива с эталонным полнодифференцированным Нижнемамонским никель-платиноносным интрузивом [10] выявил значительные черты сходства, что проявляется в совпадении полей составов одноименных пород [6]. В системе координат MgO-SiO_2 (рис. 2) фигуративные точки составов образуют три поля сгущения, частично перекрывая друг друга. Для ультрамафитовой ассоциации мамонского типа (1-я фаза) отмечается разрыв сгущения на две части, соответствующих перидотитам, дунитам и оливиновым пироксенитам. Подобное поведение характерно и для MnO (рис. 2). По сравнению с высокомагнезиальными (MgO до 40 %) продуктами кумулусной кристаллизации ультрамафитовых пород мамонского типа (1-я фаза), для дифференциатов ширяевского типа тренд эволюции достаточно закономерно

и плавно изменяется от 26-27 % (роговообманковый лерцолит) до 6-9 % (роговообманковое габбро) при этом содержание SiO_2 меняется от 44 до 56% соответственно, а в породах каменского типа (3-я фаза) содержание MgO резко уменьшается (от 6 до 10 %) при вариациях SiO_2 49=57 %. В целом, тренд эволюции магнезиальности имеет резкий наклон для мамонского, ширяевского и практически полностью выполаживается для каменского типов. Подобная дискретно-непрерывная тенденция характерна и для других петрогенных элементов, что отчетливо прослеживается при анализе соответствующих диаграмм.

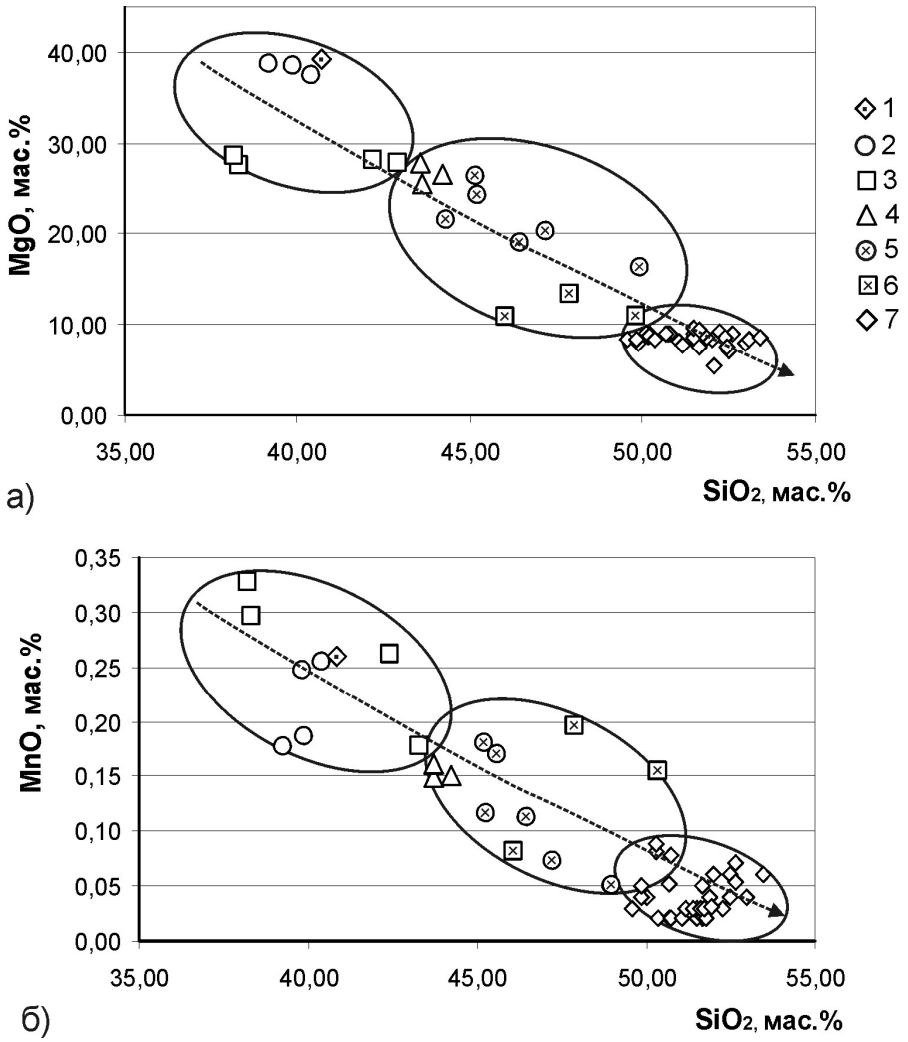


Рис. 2. Положение составов ведущих породных ассоциаций Большемартыновского плутона на диаграммах: *а – SiO_2-MgO.; б – SiO_2-MnO. Примечание: здесь и далее – 1-3 – породы мамонского типа (1- дунит серпентинизированный, скв. № 6923; 2- перидотиты, скв. № 461а; 3- оливиновые вебстериты, скв. № 7006, 455а); 4-6 – породы ширяевского типа (4- роговообманковые лерцолиты скв. № 7014; 5- роговообманковые пироксениты, скв. № 7014, 6923, 452а, 7006; 6- роговообманковые габбро, скв. № 7006, 452а, 482а); 7 – породы каменского типа (габбронориты, габбродиориты, диориты, скв. 7013, 7101, 460а, 482а).*

Коэффициент глиноземистости (al') обнаруживает тренд по экспоненте, его величины для пород первой фазы минимальны (от 0,01 до 0,03 %), а затем значения резко возрастают в габброидных дифференциатах как каменского, так и ширяевского типов. Это в полной мере отражает появление значительного количества полевого шпата в исследуемых дифференциатах (рис. 3).

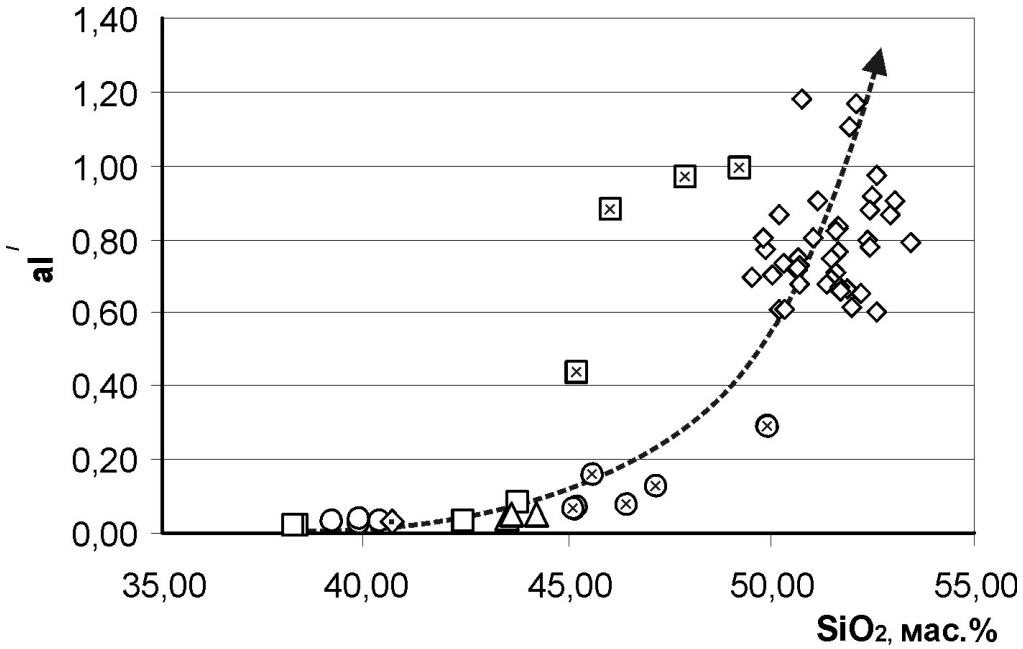


Рис. 3. Положение интрузивных пород Большемартыновского плутона на диаграмме SiO_2-al/

Важно отметить, что на всех приведенных диаграммах, породы как мамонского, так и ширяевского типов, характеризуются относительным разбросом фигуративных точек, в отличие от породы каменского типа. На этом основании можно сделать вывод, что породы третьей фазы (каменский тип) сформированы за счет магматической системы, представляющей собой конечный дифференциат родоначального расплава, состав которого в первом приближении отвечает усредненному составу пород ширяевского типа, т. е. плагиоклазовым лерцолитам.

При этом дифференциат, отвечающий за формирование ассоциации пород каменского типа к этому моменту пришел в относительно внутреннюю равновестность, по сравнению с образованиями первой и второй фазы.

Приведенные данные о составе и строении Большемартыновского плутона в совокупности с другими данными выступают в качестве граничных поисково-оценочных признаков потенциальной рудоносности исследуемого массива. К их числу относятся:

1) структурно-вещественные признаки, включая сравнительный анализ ведущих минеральных парагенезисов ультрамафит-мафитовой породной ассоциации, выступающей в качестве аналога соответствующих никеленосных дифференциатов эталонного Нижнемамонского месторождения. Важно особо подчеркнуть структурную приуроченность Большемартыновского плутона к западной зоне интенсивного развития рассеянного спрединга, в пределах которой сосредоточены практически все известные месторождения и рудопроявления мамонского типа;
2) общность петрохимических параметров наиболее полно проявившиеся в рудонесущей ультрамафитовой породной ассоциации Большемартыновского плутона и Нижнемамонского месторождения, особенно отчетливо образующей на приведенных диаграммах пространственно совмещенные поля составов;
3) существенные количества в составе ультрамафитов акцессорной минеральной ассоциации пирротина, халькопирита, пирита, пентландита – типичных минералов сульфидно-медно-никелевых руд мамонского типа;
4) впервые установленные в Большемартыновском плутоне дайки норитов еланского комплекса не исключают вероятность обнаружения на более глубоких горизонтах не только руд мамонского, но и еланского типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" ГК 02.740.11.0021 и ГК П171.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щербак Н.П. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы / Н.П. Щербак, Н.М. Чернышов, А.Н. Пономаренко // Докл. АН УССР. Сер.Б. Геол., хим. и биол. Науки. – 1990. – № 8. – С. 27–30.
2. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
3. Чернышов Н.М. Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения еланского типа (геология, закономерности размещения, минералого-геохимические особенности руд, геолого-генетическая модель формирования) // Вест. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж, 1998. – № 5. – С. 120–151.
4. Чернышов Н.М. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, Т.Б. Баянова, М.Н. Чернышова, Н.В. Левкович // Доклады РАН. – 1998. – Т. 359. – № 1. – С. 98-101.
5. Фролов С.М. Генетические типы базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса ВКМ и их взаимоотношения // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. – Воронеж, 1976. – С. 61–66.
6. Гордейченко Л.В. Петрохимические черты сходства Большемартыновского плутона и Нижнемамонского месторождения (ВКМ) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, Серия геология. – Воронеж, 2008. – № 2. – С. 102–108.
7. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. – 368 с.
8. Чернышов Н.М., Дмитриенко Г.Г. Породообразующие минералы никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1979. – 248 с.
9. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1972. – 240 с.

УДК 551.71; 551.31(470.22)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ В НЕОАРХЕЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия

Проблема выявления новых крупных и комплексных месторождений полезных ископаемых относятся к одной из приоритетных для всех стран, так как сырьевая база практически всех видов полезных ископаемых базируется на запасах таких месторождении. Причём, важнейшей научной проблемой является установление условий формирования месторождений: их генезис, геодинамика, физико-химическая и палеогеографическая обстановка, что позволяет дать оптимальный геологический прогноз на их поиски.

В геологическом отношении среди древнейших структур Фенноскандинавского щита наиболее продуктивными являются раннедокембрийские архейские зеленокаменные пояса с характерными особенностями минерагении и формационного состава. Исследования полихронных геологических комплексов в пределах северо-западной части Фенно-Карельского

кратона, выполненные на структурно-формационной основе с учетом результатов геолого-геофизических работ по глубинному строению земной коры, позволили определить эволюцию важнейших рудоносных геологических структур и выявить общие региональные закономерности размещения важнейших видов полезных ископаемых.

Особенности размещения геологических комплексов архея Фенноскандинавского щита, зональность распространения фациальных и литогенетических типов вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований, формационная, металлогеническая зональность, возрастные и геофизические данные обосновано свидетельствуют, что развитие архейской подвижной области происходило над восходящими мантийными диапирами. Позднеархейские зеленокаменные пояса представляют собой останцы (реликты) палеобассейнов и служат поверхностным выражением, проекцией термальных диапиров, зародившихся на границе ядра и мантии. Формирование рифтогенных и радиальных структур было обусловлено механическим подъемом и термальным воздействием мантийных диапиров [1].

На основе геологических исследований, подтвержденных материалами космических съемок в пределах Фенно-Карельского кратона выделяется кольцевая структура диаметром 500 км, сложенная по периферии позднеархейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами – эшелонированными зеленокаменными поясами с колчеданной металлогенической специализацией, представляющими собой реликты краевой части крупного мантийного диапира. Эти пояса формируются в тектонофизической обстановке ″жесткого штампа″. Центральной части крупного диапира соответствует гранит-зеленокаменная область сложенная неоархейскими зеленокаменными и белокаменными поясами, содержащими хемогенно-осадочные железисто-кремнистые формации. Избыточное давление диапира (мегасвода) при высоких экранирующих параметрах земной коры в центральной части мегасвода привело к формированию структур отслаивания в земной коре и формированию гранито-гнейсовых комплексов, имеющих региональное положительное магнитное поле.

Среди древнейших образований раннего докембрия – неоархея Фенно-Карельского кратона наиболее распространенным типом железных руд являются железистые кварциты, ассоциирующие с метаморфизованными вулканогенными или терригенными комплексами и по этому признаку относимые к различным типам железисто-кремнистых формаций – вулканогенно-осадочному и хемогенно-терригенному. Продуктивность и геохимическое своеобразие железисто-кремнистых осадков определяются фациальными условиями и их формационной принадлежностью, что свидетельствует о различных причинах и условиях железонакопления – физико-химических, палеогеографических и геодинамических.

Месторождения и рудопроявления железистых кварцитов широко развиты в центральной части Фенно-Карельского кратона. Формирование крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения рассмотрим на примере уникального участка земной коры – Костомукшского рудного района. Этот район с востока примыкает к древнейшему палеоархейскому Вокнаволокскому блоку, сложенному гранулитовыми комплексами датированными 3,5 млрд. лет [2, 3].

Вокнаволокский блок расположен в центральной части Фенно-Карельского кратона. Ему соответствует интенсивная гравиметрическая аномалия, которая отражает наличие здесь подъема верхней кромки ″нижней коры″ над мантийным диапиром на 20 км. Это выявлено сейсмическим профилем МОГТ 4В [2]. Блок окружен кольцевой подвижной зоной шириной 10-30 км позднеархейских зеленокаменных поясов с тектоническими дуговыми и радиальными элементами – пояс Маанселька. В южной части этого пояса в виде субширотной полосы на расстоянии 15 км прослежены сотни интенсивно переработанных, будинированных долеритовых, габбро-долеритовых, коматиитовых даек. Они представляют собой реликты подводящих вулканических трещинных каналов (возраст 2,9 млрд. лет) [3].

Железонакопление в Костомукшском рудном районе в позднем архее представляет собой сложный и длительный процесс, сопоставимый с этапами геологического времени 2,90-2,70 млрд. лет. На участке подвижной области формирование хемогенно-осадочных же-

лезисто-кремнистых формаций обусловлено сочетанием эндогенных и экзогенных процессов. Эта активная тектоническая зона на рифтогенной стадии мегасвода контролировала интенсивное формирование многокилометровых толщ базальтового, коматиитового и корового риодацитового вулканизма с вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми образованиями [4]. На стадии инверсии произошло формирование позднеархейского глубоководного бассейна седиментации. На этой стадии экзогенные процессы привели к интенсивному выветриванию уже метаморфизованных подстилающих лопийских вулканогенно-осадочных толщ и пород гнейсо-гранитного фундамента Вокнаволокского блока. Экзогенные процессы выветривания в этой активной зоне сформировали протяженные (n·10 км) толщи железистых кварцитов в ассоциации с терригенными осадками флишевого типа, что привело к образованию крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения с запасами десятки миллиардов тонн. Рейтинг запасов железистых руд Костомукшского месторождения относительно подтвержденных (разведанных) запасов железных руд месторождений мира составляет 1,04 %, что позволяет отнести это месторождение в раздел весьма крупных [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Gorkovets V.Y. Geodinamic aspects of the formation of the Earth crust in the Late Archean of the Fennoscandian shield. // Jnternational symposium ″Mantle plums and metallogeny″. ‒ Petrozavodsk-Moskva, 2002. – P. 362-365.
2. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. – Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. – 194 с.
3. Горьковец В.Я. Вокнаволокский блок: геологическое строение, палеогеодинамическая реконструкция // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы научной конференции. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. – С. 150-152.
4. Геология и метаморфиз железисто-кремнистых формаций Карелии. – Л.: Наука, 1991.
5. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Ред. Д.В. Рундквист. – М.: ИГЕМ РАН, 2004. – С. 95-109.

УДК 551.71; 551.31(470.22)

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия

Эндогенная активность и характер рудообразующих процессов в раннем докембрии Фенноскандинавского щита определялись геодинамическим режимом, обусловившим сложную эволюцию магматизма, метаморфизма, седиментогенеза, в результате чего сформировались рудоносные структуры.

Особенности развития земной коры Фенно-Карельского кратона [1] могут быть рассмотрены на примере древнейшего раннеархейского Вокнаволокского блока активного участка земной коры, сложенного гранулитовыми комплексами с возрастом 3,5 млрд. лет.

Вокнаволокский блок расположен в центральной части Фено-Карельского кратона. Ему соответствует интенсивная гравиметрическая аномалия, которая отражает наличие здесь подъема верхней кромки "нижней коры" над мантийным диапиром на 15-20 км, что подтверждается сейсмическим профилем МОГТ 4В [2].

Блок окружен кольцевой подвижной зоной шириной 10-30 км позднеархейских зеленокаменных поясов с тектоническими дуговыми и радиальными элементами. Эта зона выделена нами как пояс Маанселька. В южной части пояса в виде субширотной полосы на расстоянии 15 км прослежены сотни интенсивно переработанных, будинированных долеритовых, габбро-долеритовых и коматиитовых даек, представляющих собой реликты подводящих вулканических трещинных каналов (возраст 2,9 млрд. лет). Пояс в позднем архее был кратонизирован, но затем неоднократно активизировался в различные геологические эпохи и служил каналом тепломассопереноса, соединяющим мантию, земную кору и поверхность.

На этапе протерозойской активизации произошло внедрение щелочных селецких и рапакивиподобных гранитов, а также интрузивных комплексов долеритов, габбродолеритов (возраст 2,45 млрд. лет), рифейских лампроитов и кимберлитов (возраст 1,23 млрд. лет). Структурное положение района Вокнаволокский блок – пояс Маанселька определяется приуроченностью его к центральной части Фенно-Карельского кратона с мощностью литосферы архейского кратона более 200 км. Причем, мощность земной коры в поясе Маанселька составляет 40 км, что отвечает основным параметрам алмазоносных районов мира. Для этого участка земной коры характерен низкотепловой поток в литосфере.

В Костомукшском железорудном районе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов, связанных с железисто-кремнистыми формациями [3].

На сопредельной территории Финляндии (Западная часть пояса Маанселька) присутствуют золоторудные рудопроявления в зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми и Типасърви [4].

Начальный этап концентрации золота в железистых кварцитах и вмещающих толщах связан с региональным метаморфизмом. В результате сформировалось первичнорассеянное тонкораспыленное низкопробное и зачастую медистое золото, отвечающее составу аурикуприда. Золотоносность сингенетических и ранних эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет 0,005-0,01 г/т.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют считать генезис Au руд гидротермальным. Руды образовавшимися при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов, несущих сингенетическое и ранее эпигенетическое оруденение. Формирование Au руд происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных толщ гимольской серии и позднелопийских интрузивных комплексов коматиитового и риодацитового состава.

Первый этап формирования Au проявлений ассоциируется с гранитоидами с возрастом 2,70 млрд. лет и контролируется субмеридиальными тектоническими структурами глубинного заложения зоны Маанселька. Для этого этапа характерны золото-кварцевый и золото-пирит-кварцевый типы оруденения.

Второй, наиболее продуктивный, этап формирования руд связан с селецкими микроклиновыми рапакивиподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд. лет и контролируется региональными секущими тектоническими зонами СЗ 310^0 простирания. Такие трансструктурные протерозойские разрывные дислокации являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливают высокую активность метасоматических процессов. Для этого типа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения.

Прогнозные ресурсы Au рудопроявления Луупенсуо, по категории P_1составляет 125 т, что соответствует крупному по запасам Au рудопроявлению. Размер зерен золота от 10 до

250 мкм (средний 42 мкм). Золото высокопробное (786-950), самородное, легкообогатимое, что предполагает использование традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий переработки руд [5].

Для докембрия Фенноскандинавского щита в последнее время приобрел реальное значение выявленный кимберлитовый и лампроитовый магматизм. Находки алмазов, минералов-спутников, поля трубок кимберлитов и многочисленные дайки лампроитов известны во многих частях щита.

Анализ распределения кимберлитовых и лампроитовых полей Фенноскандинавского щита позволяет считать, что необходимым условием их возникновения является предшествующий активный разновозрастный базальтовый и коматиитовый вулканоплутонизм, эволюция которого отражает последовательное углубление источников расплава. Наиболее перспективными для поисков алмазов являются краевые наддиапировые зоны, испытавшие многократную тектоническую переработку, для которых кимберлитовый и лампроитовый магматизм является завершающим. Неравномерное распределение даек лампроитов и диатрем кимберлитов в Костомукшском железорудном районе объясняется их приуроченностью к узлам пересечения сопоставимых по рангу дуговых и линейных тектонических структур глубинного заложения. Здесь возникают наиболее благоприятные условия для формирования высокопроницаемых участков, способных спровоцировать внедрение в земную кору мантийного вещества. Пространственное сочетание раннеархейского Вокнаволокского блока и рифейского ультраосновного – щелочного магматизма зоны Маанселька имеет черты сходства со взаимоотношением архейских ядер и подвижных зон Западной Австралии, Южной и Западной Африки, которые контролируют структурное положение лампроитовых и кимберлитовых интрузий [6].

Кимберлиты представлены в Костомукшском зеленокаменном поясе серией диатрем 3,0-3,5 га и дайковых тел мощностью до 15 м. Минеральная ассоциация и химический состав минералов диатрем показали наличие минералов – индикаторов кимберлитов II разновидности – оранжеитов (пироп, шпинель, хромдиопсид, пикроильменит, хромпиконит, хромит, апатит и Sr-апатит, тетро-феррифлогопит, рутил и другие минералы).

Диатремы кимберлитов сложены эксплозивными брекчиями с обломками гарцбургитов-дунитов 0,1-10 см в поперечнике и амфиболовых сланцев по базальтам контокской серии. Основная масса сложена флогопитом и оливином. Обломки в кимберлитах имеют округлую, овальную форму и реакционную кайму. Количество обломков во флогопитовой основной массе кимберлитов может достигать 50 %.

В лампроитах и кимберлитах Костомукшского рудного района выявлены кристаллы алмазов 0,2-1,5 мм. Кристаллы тетраэдрической и октаэдрической формы, в основном бесцветные. Возраст лампроитов и диатрем кимберлитов (оранжеитов) рифейской – 1,230 млрд. лет.

Таким образом, наличие комплекса крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазного рудопроявлений на данном участке земной коры свидетельствует о длительности, многоэтапности и закономерном сочетании процессов рудообразования, способствовавших созданию условий для формирования крупных рудных концентраций, определяемых глубинными структурами земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gorkovets V.Y. Geodinamic aspects of the formation of the Earth crust in the Late Archean of the Fennoscandian shield. // Jnternational symposium ″Mantle plums and metallogeny″. – Petrozavodsk-Moskva, 2002. – P. 362-365.
2. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. – Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. – 194 с.
3. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Горьковец В.Я., Митрофанов Г.Л., Серафкин И.Б.

Золоторудный потенциал территории России и перспектива поисков крупных золоторудных месторождений – рудных полезных ископаемых // Стратиграфические виды рудного сырья / Под ред. Лаверова Н.П., Сафонова Ю.Г. – М.: ИГЕМ РАН? 2006. – Т. 2. – С. 241-270.

4. Nurmi Pekka A. Sorjonen-Ward Peter. Geological development, gold mineralization andexplorationmethods. The late Archean Hattu schist belt, llomantsi, eastern Finland. GeologicalSurvey of Finland, Special Paper, 17. – 1993. – 386 p.
5. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопроявление золота Луупенсуо (Костомукшский рудный район)//Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск? 2009. – С. 48-59.
6. Джейкс А., Дж.Луис, К Смит. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989. – 430 с.

РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ ДЕВОНСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Р.П. Готтих, Б.И. Писоцкий

Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем, Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Глобальные магматические процессы в фанерозойской и более ранней истории Земли, во многом обусловленные влиянием мантийных плюмов, сопровождавшихся масштабными тектоническими и седиментационными событиями, остаются по настоящее время темой широкой дискуссии. Недостаточно ясно значение девонского суперплюма и следствия его воздействия на литосферу. Именно с ним связывают фазу активного рифтообразования, имевшую место во второй половине девона в пределах Восточно-Европейской платформы и ее более молодого обрамления. В это время на востоке образовалась Баренцевско-Каспийская рифтовая система, включавшая Восточно-Баренцевский , Печоро-Колвинский рифт на севере и рифты восточной периферии платформы, частично наследовавшие аналогичные рифейские структуры. А на юге платформы возникла Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система. Центр плюма возможно располагался в западной части Русской платформы (центральной части Лавруссии?), где сформировались щелочно-ультраосновные интрузии с возрастом 350-370 млн. лет, а близкие по возрасту базальты широко проявились на платформе до Предуральского прогиба. На Кольском полуострове внедряются крупные плутоны ультращелочных пород (Хибины, Лавозеро). С этим суперплюмом связаны алмазоносные кимберлиты Сибирской платформы с возрастом около 360, частично 400 и 330 млн. лет, девонские базальты межгорных впадин Алтае-Саянской области, анорогенные граниты Центрального и Северного Казахстана (360-330 млн. лет) [1-6 и др.].

В конце эйфельского времени на границе нижнего и верхнего девона в пределах Волго-Уральского региона и Тимано-Печорской провинции достаточно широко проявлена долерит-базальтовая вулкано-плутоническая формация в виде эффузивов и горизонтов туфов. В целом, магматизм данного этапа развит не только в рифтовых структурах, но и имеет ареальный характер, отличаясь несколько повышенной щелочностью.

По мнению [7], выплавление базальтов деплетировало верхнюю мантию, прежде всего, по кремнезему и щелочам. Последующая дефлюидизация недр в пределах тепловых мантийных ловушек с определенным сдвигом во времени приводит к поступлению в вышележащие отложения следующего структурного яруса изначально недосыщенных по Si, Al, K и Na флюидов, заимствующих данные элементы из кристаллических оснований. Следствием процесса является отложение углеродисто – глинисто-кремнисто-карбонатных пород – ана-

логов черносланцевых формаций. Органическое вещество в них обильно представлено цианобактериями, а степень окремнения достигает 50-70 %.

В Волго-Уральской провинции подобные толщи выявлены в отложениях среднего рифея (Предуральский прогиб) и верхнего отдела девона. Последние достаточно детально изучены нефтяниками, которые рассматривают их в качестве нефтематеринских.

Целью настоящего сообщения является обоснование участия глубинных эманаций в формировании углеродсодержащих семилукско-бурегских отложений франского яруса верхнего девона, вскрытых многочисленными скважинами в пределах Южно-Татарского свода.

Изучены содержание МЭ в породах, битумоидах, керогене; изотопный состав углерода карбонатов, соотношение между радиогенными изотопами в породах и битумоидах; распределение урана в шлифах с параллельными петрографическими исследованиями. Использованы методы нейтронно-активационного анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, трековой радиографии, лабораторной и скважинной гамма-спектрометрии и анализ многочисленных диаграмм радиоактивного каротажа. Изотопный состав Sr и Nd определяли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262.

Изучаемые породы представлены глинисто-кремнисто-карбонатными разностями в той или иной степени насыщенными органическим веществом (2-20 %). По своим физическим характеристикам породы отличаются от ниже и вышележащих отложений повышенной радиоактивностью, обусловленной накоплением в них урана (до 35г/т) при низком содержании тория (до 2г/т) и калия (до 0,5-0,6). Наряду с ураном рассматриваемые породы обогащены (на 1-2 порядка) относительно кларка для к верхней коры V, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y, Mo, Ag, Cd, Cs, Re (Рис.1). Указанный набор геохимических показателей является типоморфным практически для всех черносланцевых формаций и отражает геохимическую специализацию базитов. В целом же наблюдается общая тенденция увеличения металлоносности пород по мере накопления в них урана с максимальной выраженностью в углерод-кремнисто-карбонатных литотипах, что позволило в дальнейшем рассматривать его содержание в качестве показателя геохимической контрастности обстановок осадконакопления.

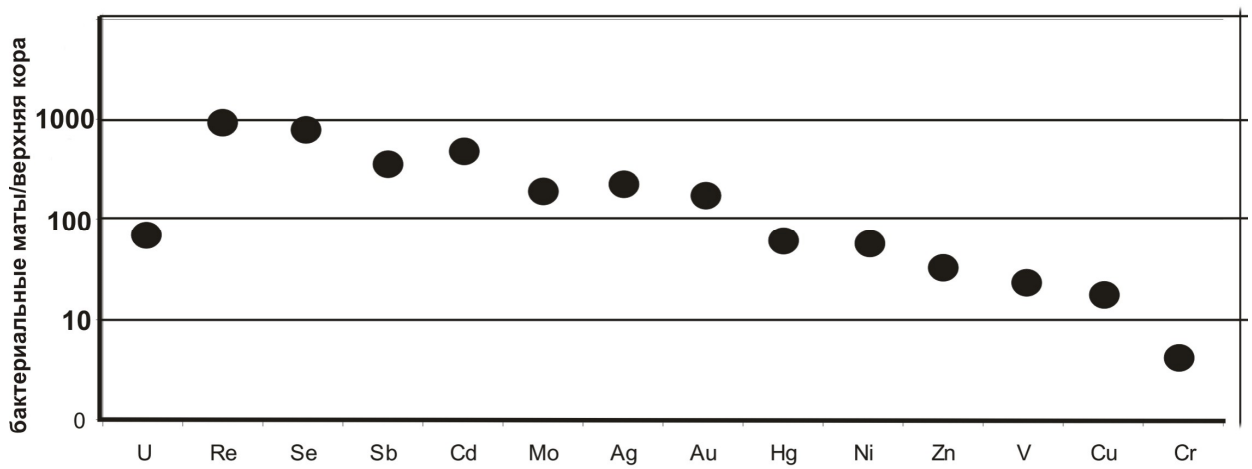


Рис. 1. Максимальное содержание некоторых микроэлементов в бактериальных матах пород доманика по отношению к кларку верхней коры

f-радиографические исследования показали, что в карбонатных породах уран распределен крайне неравномерно. В микрозернистых известняках содержание металла составляет 4-5 г/т, а в бактериально обогащенных участках его количество увеличивается до 35-50 г/т. Диагенетическая и катагенетическая перекристаллизация пород приводила как к укрупнению кальцитовых зерен и доломитизации субстрата, так и к сегрегации бактериальных матов с образованием отдельных слоев.. Одновременно происходило и перераспределение урана с формированием высокоурановосных органогенных прослоев, в которых содержание урана достигает 200 г/т. Количество подобных прослоев и уровень накопления металла в них и определяют современное содержание его в породах. Наличие корреляции между ураном и дру-

гими элементами позволяет считать рассмотренный процесс универсальным.

Сравнение аналитических данных, полученных для исходных пород и хлороформенных экстрактов одних и тех же проб, показало сходство их геохимических особенностей. В частности, в битумоидах наблюдается заметное повышение содержания V, Ni, Se, Mo, Re, Au Ag, Pb, т.е. тех же элементов, которые определяют геохимическую специализацию пород. В значительных количествах определены Ru, Pd (в породах они не определялись). Обогащенность экстрактов перечисленными элементами позволяет полагать, что значительная часть их либо находится в породах в виде элементорганических соединений, легко извлекаемых растворителями, либо образует комплексы с органическими лигандами в процессе экстракции.

Несмотря на то, что содержание редкоземельных элементов в доманиковых породах остается ниже кларка для верхней коры, относительное накопление их и в карбонатном материале вытекает из величины отношения суммы лантанидов к торию, который может быть принят в качестве меры ″терригенности″ пород. В случае ″чистых″ известняков (Th < 1.0 г/т) Th/U отношение составляет ~ 15. Такое же значение получено и для кыновских аргиллитов, подстилающих доманиковые отложения, где содержание редкоземельных элементов составляет 122.6 г/т, а тория – 8.1 г/т. В углеродисто-карбонатных породах по мере накопления в породах ОВ это отношение увеличивается и достигает ~ 50, что указывает, с одной стороны, на повышенное содержание лантанидов в морской воде, а с другой, на контролирующую роль органического материала в их накоплении.

Если в терригенных породах редкоземельные элементы являются индикаторами состава областей сноса, то в карбонатных они характеризуют, главным образом, условия осадконакопления. Тренды распределения REE в различных карбонатных породах близки между собой и представлены пологонаклонными кривыми с небольшим обогащением LREE относительно HREE. Если в качестве фонового взять тренд распределения присущий аргиллитам кыновского горизонта, то в карбонатных породах отношение LaN/YbN снижается и достигает минимальных значений в углеродисто-кремнисто-карбонатных разностях (3 против 11,7). Обогащение HREE достаточно выражено и в величинах Sm_N/Yb_N (1.3 против 2.3). Все это свидетельствует о том, что доля HREE в общем балансе REE в углеродсодержащих карбонатах выше, чем в породах, где основную роль в их накоплении играл терригенный материал. Для известняков характерно наличие четких европиевых и цериевых минимумов, Eu/Eu* составляет ~ 0.6, Ce/Ce*- 0,4 (в аргиллитах – 1,0).

Тренд распределения нормализованных лантанидов в битумоидах отличен от аналогичных кривых, присущих породам. Наблюдается снижение величины цериевого минимума, а европиевый – сохранился лишь в битумоиде, выделенном из кыновских глин. По сравнению с последним в экстрактах из карбонатных пород резко увеличилась доля HREE, в связи с чем величина LaN/YbN отношения снизилась от 21 до 9,2. Эти данные позволяют говорить о наличии различных источников РЗЭ в терригенных и углеродсодержащих карбонатных породах верхнего девона и формировании последних под влиянием глубинных флюидов, являющихся продуктами дегазации магм основного состава. Об этом же свидетельствует металлогеническая специализация пород, в частности обогащенность их элементами, являющимися типичными представителями продуктов дифференциации базитовых расплавов.

Рассматривая геохимическую характеристику пород, следует остановиться еще на одной их особенности, а именно присутствие в них повышенных содержаний кремнезема, независимо от того представлены они глинисто-карбонатными или чисто карбонатными образованиями, что согласуется со сказанным выше о заимствовании глубинными флюидами кремнезема из кристаллических основании. Продолжая данную логику можно объяснить как высокую металлоносность, так и широкий спектр микроэлементов в рассматриваемых углеродсодержащих породах, большинство которых в дальнейшем извлекается из морской воды в осадок в результате разнообразных процессов минералобразования, сорбции, восстановления, синтеза элементорганических соединений и т.д.

Определяющая роль урана в формировании естественной радиоактивности доманико-

вых пород позволила использовать для выделения возможных путей поступления глубинных систем площадные карты вариаций гамма-поля верхнедевонских отложений, как в региональном плане, так и в пределах локальных объектов (месторождений), построенные с использованием диаграмм радиоактивного каротажа скважин.

Выявлена значительная дифференцированность наблюдаемого параметра, достигающая 20-25γ. Причем положение областей высоких значений не хаотично, имеет четко выраженную направленность и пространственную согласованность с тектоническими нарушениями в кристаллическом основании. Приуроченность к ним повышенных значений радиоактивности пород свидетельствует о сопряженности во времени и пространстве экзогенных и эндогенных процессов. Присутствие во флюиде, наряду с ураном, широкой гаммы других элементов, приводило к формированию нетипичной для осадочного чехла геохимической аномалии в виде металлоносных углерод-кремнистых карбонатных пород. Широкое развитие доманиковых фаций в пределах Волго-Уральской, а также в пределах Тимано-Печорской провинций свидетельствует о масштабности данного процесса.

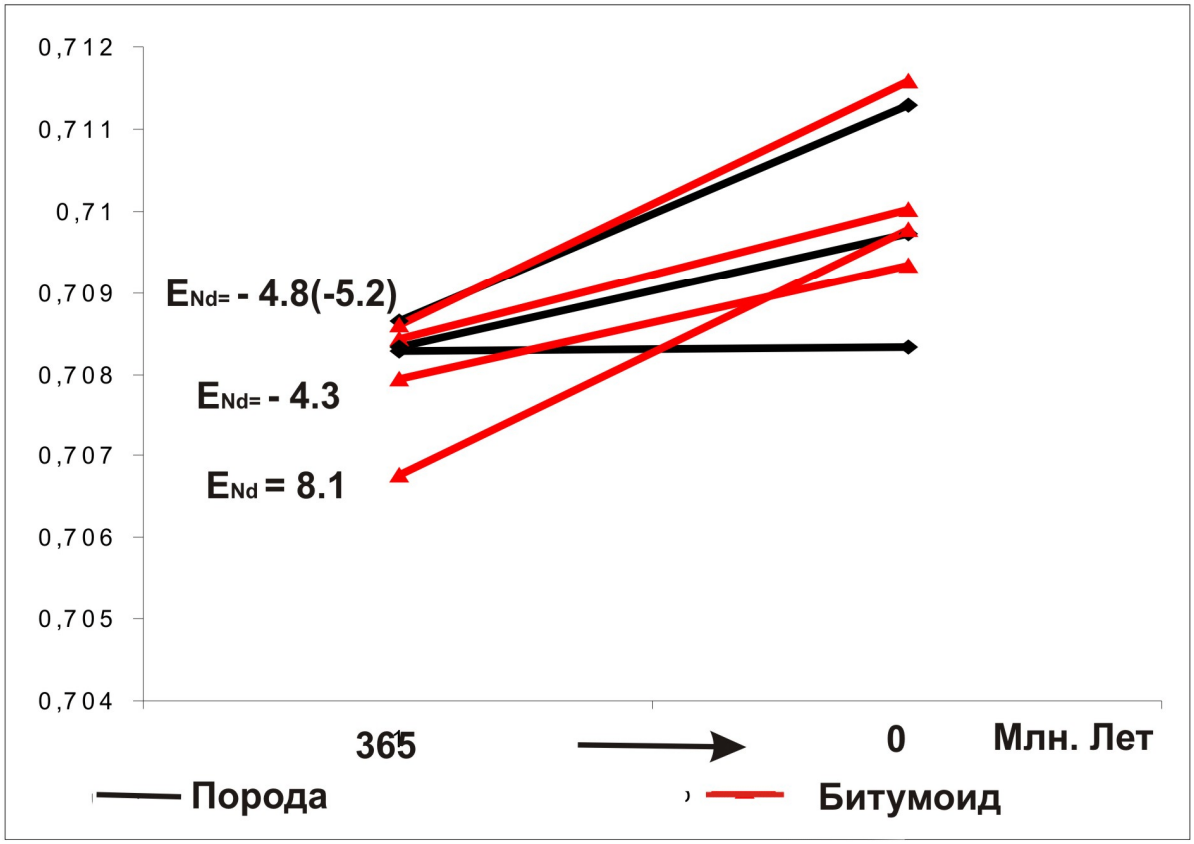


Рис. 2. Эволюция изотопного состава стронция и параметр эпсилон неодима пород битумоидов доманика от момента формирования по настоящее время

Вклад глубинных флюидов в формирование доманиковых отложений вытекает и из анализа данных по изотопному составу углерода известняков, который оказался значительно облегчен по сравнению с морскими карбонатами. Особенно ярко это облегчение выражено в образцах с повышенным содержанием урана. В этих случаях $\delta^{13}C$ известняков снижается до – 13,2 ‰, что свидетельствует как о поступлении в целом в седиментационный бассейн в составе газовых эманаций относительно легкого углерода, так и наиболее значительном участии его в процессах карбонатобразования в областях инъекций.

Для определения источника металлов, поступающих в седиментационный бассейн флюидов, были использованы данные по радиоизотопной характеристике пород и битумоидов. Начальные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах составляют 0,70827-0,70865, что соответствует значениям для вод верхнего девона. В эту область попадают и данные по битумоидам, что

свидетельствует об относительном равновесии между минеральной составляющей осадка и органическим веществом. Вместе с тем, в отдельных пробах битумоидов отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ ниже морских и составляет, соответственно, 0,7079 и 0,7068, что может быть обусловлено участием эндогенных эманаций в формировании отложений подобного типа (рис. 2). Из анализа отношения изотопов в Sm-Nd систематике следует, что, наряду с отрицательными значениями параметра ε^{T}_{Nd} в породах и битумах (-4.8; -4.9;-4,3),тонкозернистый урансодержащий известняк имеет более высокие значения (ε^{T}_{Nd} = -3,9), а битумоид из углеродсодержащей породы с содержанием урана 35,8г/т, а, следовательно, и с повышенным содержанием ″гидрогенных″ REE, характеризуется начальными значениями параметра эпсилон неодима, присущими деплетированным верхнемантийным источникам. (ε^{T}_{Nd} =8,2). Модельный возраст источника (T^{DM}), определенный для данной пробы, составляет 411 млн. лет, что, в общем, соответствует времени тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы..

Полученные материалы позволяют сделать принципиальные выводы о том, что, во-первых, формирование доманиковых пород происходило при участии эндогенной составляющей, во-вторых, глубинные газовые эманации, поступавшие в бассейн седиментации, имели частично восстановленный характер, а их источником являлись области (каналы) остывающих основных магм, выплавление которых в среднем девоне происходило из деплетированного мантийного резервуара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пучков В.Н. Палеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и биологические катастрофы в истории Земли // Метийные плюмы и геодинамика. – М., 1998. – С. 70-76.
3. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской областми в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 447. – № 1-2. – С. 2-27.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского ″горячего″ поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников: Сб. науч. тр. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. – С. 246-262.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 6. – С. 556-586.
6. Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое: Мат. Межд. совещания ″Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов″. Фонд ″Наука России″. Гео-инвэкс. – М., 1994. – С. 5-42.
7. Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // ДАН РФ. – 2005. – Т. 401. – № 2. – С. 205-207.

УДК 550.343

ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ ОБЪЕМНО-НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

И.Л. Гуфельд

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

Геологическая среда по совокупности протекающих в ней процессов и строению не может моделироваться в лабораторных условиях. В связи с этим наши возможности по интерпретации возмущений различных параметров, в том числе тех, которые относят к предвестникам сильных землетрясений, ограничены. В анализах недооценивались особенности земной коры: блоковое строение, движение блоков относительно друг друга, реализация крупномасштабных разрывов (КР) по границам блоков и их повторяемость, поддерживаемая литостатической нагрузкой и действием флюида постоянная трещиноватость, разномасштабные вариации различных параметров с периодами от часов – суток. Причем сейсмический процесс индуцируется слабыми флуктуациями энергии относительно почти предельного фонового уровня энергонасыщенности, а при КР снимается малая часть упругой фоновой энергии. Основным вопросом, требующим разработки, являлась природа процессов, контролирующих слабые вариации объемно-напряженного состояния (ОНС) среды вблизи ее предельного уровня энергонасыщенности, аномальные проявления которых отождествлялись с “предвестниками” землетрясений [1, 2].

В связи с этим рассматривались процессы взаимодействия восходящих и переменных потоков легких газов (водород, гелий) с твердой фазой, вызывающие изменение структуры элементов среды и соответствующие вариации ее объема [2, 3]. Следствием этих процессов будут разномасштабные вариации ОНС среды в широком интервале периодов, начиная от часов-суток. В этих процессах необходимо учитывать определенные детали и особенности.

Динамические процессы в кристаллических структурах обусловлены положением атомов гелия и водорода в них и их концентрацией. Растворимость водорода и гелия в равновесных условиях мала. Это касается и горных материалов. В равновесных состояниях легкие газы в матрице находятся в основном в положении замещения (т.е. в вакансиях) и в порах. Коэффициенты диффузии He^+ вакансия и H^+ вакансия весьма малы ($D \sim 10^{-13}$-10^{-15} $см^2/с$). Качественно процесс насыщения кристаллических структур по мере увеличения концентрации легких газов происходит по следующей схеме: раствор внедрения → раствор замещения (He, H^+ вакансия) → образование и слияние комплексов (He, H^+ вакансия), т.е. формирование газовых пузырей с определенным давлением в них газов. Существование растворов внедрения возможно только на ранних стадиях имплантации, когда из-за высокой подвижности легких газов происходит увеличение периодов решетки (увеличение объема элементарной решетки). Последующий захват междоузельных атомов (гелия и водорода) и образование растворов замещения будет сопровождаться уменьшением периодов решетки. При образовании вакансионных комплексов период решетки опять увеличивается.

В условиях взаимодействия с непрерывным и переменным потоком восходящих легких газов твердая фаза среды будет испытывать макроскопические деформационные эффекты, аналогичные радиационной ползучести и распуханию.

Можно рассматривать два основных процесса, обуславливающих неустойчивость литосферы при прохождении через нее легких газов: формирование пористости и дефектной структуры с высоким внутренним давлением газов (рис. 1) и накопление легких газов в междоузлиях с последующей их восходящей диффузией (укажем для иллюстрации параметры кристаллических структур: кварц – a = 4.9 и c = 5.39 ангстрем; оливин – a = 4.8, b = 10.2, c = 6.0 ангстрем).

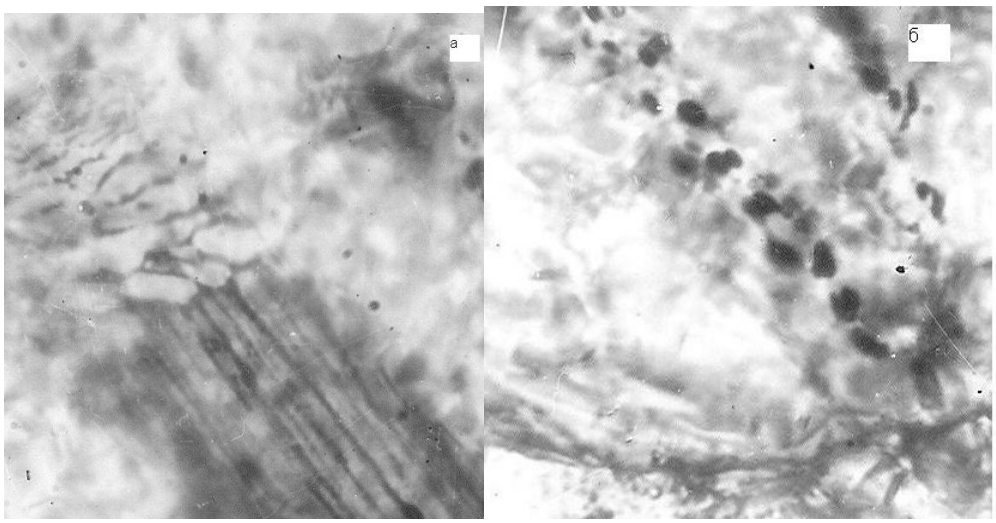


Рис. 1. *а - отражение струйного течения атомов гелия в монокристалле оливина в поляризованном свете, перед фронтом струйного течения – формирование дефектной структуры с соответствующими локальными напряжениями; б - цепочки микропор в направлении, перпендикулярном струйному течению. Х600*

Рассмотрим возможности крупномасштабного деформирования литосферы за счет внутрипорового давления легких газов. Оценки проводились для потоков гелия. Использовались минимальные концентрации гелия для океанической ($< 10^{15}$ ат/г) и континентальной (10^{17}ат/г) коры [4]. Концентрация водорода в твердой фазе выше на 2-3 порядка. В диапазоне температур 200–600° С и микропорах с радиусом $r = 10^{-6}$–10^{-1} см внутрипоровые давления только за счет гелия могут достигать величин 10^{-30} кбар.

Для реализации крупномасштабного деформирования необходимо соблюдение двух условий. Первое условие определяет требование к концентрации микропор: расстояние между микропорами должно иметь порядок длины дислокационного стока. Второе требование выражает условие нарушения равновесия вокруг поры:

$$P - \frac{2g}{r} > \frac{s\,b}{r} + L,$$

где P – внутрипоровое давление газа, g – поверхностная энергия, s – модуль сдвига, b – вектор Бюргерса, L – литостатическое давление.

Для приведенных концентраций гелия эти условия выполняются при $L < 10^{-15}$ кбар (глубины меньше 30-35 км, т.е., примерно до границы Мохоровичича) и равномерного распределения микропор с радиусами

$$10^{-6} \text{ см} < r < 10^{-4} \text{ см}.$$

Присутствие в среде водорода делает менее критичными условия формирования газовой пористости, однако монотонное увеличение плотности с глубиной увеличивает энергию образования вакансий и, следовательно, уменьшает возможности формирования газовой пористости. Возможно, граница Мохоровичича является предельной, ниже которой микроскопическая пористость отсутствует или существенно ограничена. В то же время субмикроскопическая пористость, образованная вакансиями, дефектами структуры (дислокациями) и межатомными полостями (тетра- или октапоры), вполне вероятна. Однако в одиночных вакансиях и субмикроскопических порах с $r \sim 1$ нм, что соответствует захвату 1-5 атомов He (или/и H), плотность которых значительно выше плотности жидкого гелия и может представляться как твердое состояние. Эти устойчивые вакансионные образования в структуре могут влиять на реологические свойства среды. Последствия совместного нахождения в субмикроскопической поре или вакансии атомов гелия и водорода с плотностью близкой к твердому состоянию еще предстоит осмыслить [5].

Захват гелия и водорода дефектами структуры, прежде всего вакансиями, существенно ограничивает их подвижность. Это означает, что часть легких газов в геологической среде может быть практически выключена из влияния на динамические явления в среде. Учитывая, что существует долговременный и переменный восходящий поток легких газов с различным содержанием компонент по глубине (не исключено, что с резким различием), то влияние на динамические явления в среде может оказывать поток, контролируемый междоузельным механизмом диффузии, т.к. все остальные дефектные места за геологическое время заполнены легкими газами. Коэффициент диффузии здесь может достигать значений $D \approx 10^{-5}$-10^{-3} см^2/с и существенно выше в диапазоне 200-600° С.

Из общих представлений ясно следующее. Восходящие потоки легких газов идут снизу через твердую фазу до границы Мохоровичича, выше нее (где уже развита трещиноватость) – по каналу твердая фаза – флюид – твердая фаза … Наибольшее влияние на вариации ОНС среды может оказывать диффузия легких газов через твердую фазу, расположенную выше границы Мохоровичича. Причем диффузия легких газов в горных материалах носит ″струйный″ характер (рис. 1) [2, 3]. Однако необходимо учитывать, что температура по направлению к поверхности уменьшается, соответственно немного уменьшится коэффициент диффузии и ее скорость. Поэтому в поверхностных слоях коры легкие газы будут накапливаться в межатомных полостях и микроскопических порах, т.е. в литосфере появляются зоны, являющиеся, с одной стороны, барьером, ограничивающим сток легких газов в атмосферу, и вызывающие, с другой стороны, интенсивные вариации ОНС среды. Причем число таких зон зависит от геологического строения и реально отражается в скоростных моделях среды. При упорядоченном расположении в структурах атомов внедрения (водорода и гелия) и занятых позициях в дефектах структуры будет происходить ориентированное смещение атомов матрицы в соответствии с симметрией решетки (например, [6]). Такой процесс наиболее характерен для структур типа кварцита и полевого шпата. Дополнительная энергия упругой деформации запасается на стадии имплантации легких газов, образующих фазы внедрения и газовую пористость. Учитывая восходящую диффузию легких газов, имеются основания говорить об обратимой упругой деформации кристаллических решеток среды. Однако скорость вариации этих деформаций будет зависеть от температуры, типа структуры вещества, его исходной текстурированности и газовой пористости. Подчеркнем, что эта ситуация возможна для зон, где термическое расширение превалирует над барическим сжатием, т.е. до кровли верхней мантии. В кровле верхней мантии ситуация обратная, и деформация структуры за счет восходящей междоузельной диффузии легких газов невозможна. Здесь из-за неравномерности потока во времени и неоднородности в пространстве возможно накопление легких газов в межатомных полостях в определенных горизонтах, отличающихся степенью текстурированности и фазовым составом, что может проявиться в вариациях скоростей упругих волн на различных глубинах. Глубокофокусные землетрясения, проявляющиеся в процессах кажущегося сдвига, могут быть следствием крупномасштабного струйного выброса легких газов (после достижения предельных концентраций) в выше лежащие горизонты [2]. Цикличность такого процесса, т.е. цикличность глубокофокусных землетрясений, действительно наблюдается.

Импульсный выброс легких газов регистрируется в лабораторных экспериментах (рис. 2). В экспериментах импульсный выброс легких газов инициировался не перепадом давлений легких газов (который существует по глубине), а небольшим повышением температуры. Из рисунка видно, что дегазация исходных образцов слабо зависит от температуры и не испытывает скачкообразных изменений. После имплантации в образцы водорода или гелия кристаллографическая структура искажается, появляется пористость, изменяются объемы кристаллической решетки, происходит частичная аморфизация структуры и переход структуры в неустойчивое состояние [2, 3]. Есть основания полагать, что такая ситуация реализуется в земной коре. Этот процесс носит как пространственный, так и локализованный характер, что отражается в локальных вариациях ОНС и следующими

за этим изменениями других локальных параметров среды (геохимических, деформационных, уровня флюида и др.).

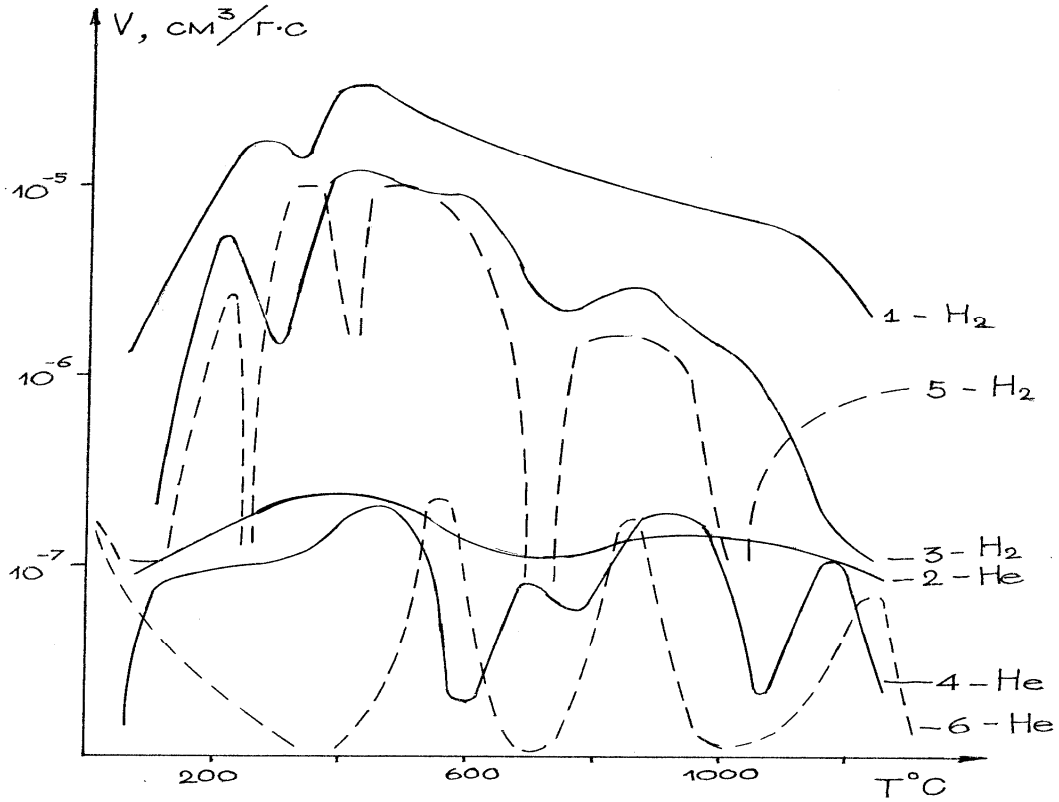


Рис. 2. Скорости выделения водорода и гелия из монгольского оливина. *1, 2 – исходные образцы. 3, 4 и 5, 6 – соответственно после термообработки в среде водорода и гелия. Справа от цифр указан контролируемый массспектроскопически газ.*

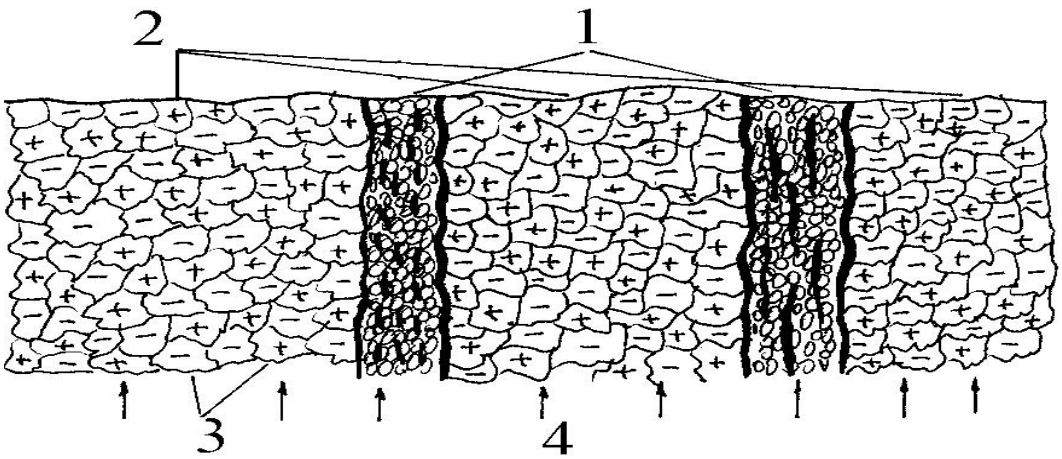


Рис. 3. Вариации ОНС среды: *1 – граничные структуры, 2 - блоки, 3 - локальные зоны растяжения и сжатия, 4 – потоки легких газов*

В геологической среде реализуется эстафетный механизм передачи энергии восходящих потоков легких газов снизу к поверхности. В вертикальной плоскости будет происходить непрерывный процесс замещение зон сжатия и расширения, обусловленный прохождением восходящего потока легких газов. Этот процесс для литосферы представлен на рис. 3 [7]. Среда всегда находится в неустойчивом состоянии. Здесь трудно без модели понять, что представляет собой текущий фон. Фон всегда будет возмущенным. При этом

барьерный эффект может неконтролируемо проявиться на любой глубине. Очевидно, что локальные вариации ОНС не будут синхронными в смежных зонах блоковых структур, поэтому сильному землетрясению всегда можно было подобрать подходящее возмущение, трактуемое как предвестник, хотя его причинно-следственная связь с процессами в граничных структурах не доказывалась. Сток легких и других газов в атмосферу будет носить пространственный характер, что и наблюдается реально на блоковых и протяженных граничных структурах по спутниковым данным (уходящее ИК-излучение, облачные структуры).

В заключение отметим следующее. Барьерный эффект проявляется в скоростных моделях среды, в качестве иллюстрации которого можно привести чередование слоев с повышенными и пониженными скоростями упругих волн или быстрые пространственные изменения поля скоростей [8, 9]. Подчеркнем, что скорости распространения упругих волн являются, как известно, структурно чувствительным параметром, отражающим в данных условиях процессы взаимодействия восходящих потоков легких газов с твердой фазой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. – М.: Наука, 1993. – 313 с.
2. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. – Королев: ЦНИИмаш., 2007. – 160 с.
3. Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И. Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов //Доклады РАН. – 1998. – Т. 362. – № 5. – С. 677-680.
4. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и астеносферы. – Апатиты: Наук, 1988. – 140 с.
5. Gilat A. and Vol A. Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes. HAIT Journal of Science and Engineering B. – 2005. – Vol. 2. – Issue 1-2. – P. 125-167.
6. Хачатурян А.Г. Теория фазовых превращений и структура твердых растворов. – М.: Наука. 1974. – 384 с.
7. Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 2006. – № 6. – С. 71-78.
8. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Вестник ОГГГГН РАН. – 2001. – № 4 (19). – 18 с.
9. Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б. Динамика поля скоростей сейсмических волн в периоды сейсмической и вулканической активизации на Камчатке. – М.: ИФЗ РАН, 2009. – 80 с.

УДК 550.343

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

И.Л. Гуфельд[1], О.Н. Новосёлов[2]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия;
[2]ФЭСТ Московского Государственного Университета леса, г. Мытищи, Россия

Проблемы физики землетрясений и их прогноза остаются весьма актуальными. Несмотря на значительные усилия в этом направлении, возможности достижения конечной цели или приближения к ней остаются неопределенными. Все чаще в литературе задаются вопросом, как выйти из тупика мониторинга, в котором не отражается процесс, а ищутся лишь

аномалии какого-либо параметра. Естественно, что развитие работ может быть на основе понимания сейсмотектонического режима, учитывающего реальные свойства и процессы в земной коре [1, 2]. Настоящая работа посвящена изучению триггерных эффектов в динамике сейсмического режима, оказывающих влияние на сейсмический процесс.

В последние тридцать лет обсуждаются природные и техногенные факторы. влияющие на сейсмичность. Целью этих работ является разработка предложений, реализация которых способствовала бы уменьшению сейсмической опасности за счет разрядки накопленных упругих напряжений в геологической среде. Начиная с работ М.А. Садовского [3], основные идеи разрядки напряжений связывали с особенностями реакции предельно нагруженных монолитных образцов на воздействие слабых вибро-механических и электромагнитных полей. Такие воздействия приводили к микрорастрескиванию в образцах за счет перераспределения полей внутренних напряжений (но отнюдь не к снятию макронапряжений), что могло только ускорить процесс разрушения в соответствие с теорией кинетической прочности. Здесь энергия воздействия была существенно меньше тепловой энергии ($\Delta E << kT$, k – постоянная Больцмана, T - температура). Такие эффекты слабых воздействий на сильную реакцию объекта были названы в геофизике триггерными (хотя в физике этот термин имеет другой смысл).

Совершенно ясно, что монолитный образец и условия его нагружения не моделируют земную кору, отличительной особенностью которой являются раздробленность и постоянно поддерживаемая трещиноватость, блоковое строение и постоянное движение блоков относительно друг друга, повторяемость крупномасштабных разрывов в одних и тех же граничных структурах, предельная энергонасыщенность (по упругой энергии) среды глубже 5-6 км. На среду также постоянно действуют слабые фоновые поля (микросейсмы, приливы, магнитные бури, вариации скоростей вращения Земли, метеофакторы). Столь экзотичные, с точки зрения лабораторного эксперимента, условия ставят вопрос о невозможности проявления крупномасштабных разрывов в геологической среде и тем более их повторяемости в рамках механики разрушения. Однако принципы лабораторного моделирования были распространены на условия земной коры. Эти принципы отражались в анализе экспериментов по воздействию на среду слабых естественных и техногенных полей.

При анализе реакции геологической среды на воздействия упругими волнами подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и электромагнитными полями МГД генераторов и магнитных бурь получены противоречивые результаты (список литературы в [2]). Влияние действия этих полей доказывалось статистически по изменению режима слабой сейсмичности (усиление, ослабление или неизменность, задержка реакции). Физическая модель реакции среды на эти разноплановые воздействия не приводилась и было очевидным, что упругие напряжения, создаваемые в среде литостатическим нагружением, невозможно изменить. При анализе действия МГД генератора, оказывается, что вводимая в среду мощность электромагнитного поля сравнима с волновой энергией возбуждаемых слабых землетрясений. Тогда, учитывая действия ПЯВ на больших расстояниях (также как и удаленных сильных землетрясений), возникает вопрос, почему каждое слабое сейсмическое событие, происходящее в региональной зоне при локальном воздействий МГД генератора, нельзя считать триггерным источником воздействия на последующие события? В этих экспериментах энергия воздействий также существенно меньше тепловой энергии. Для всех естественных полей $\Delta E << kT$ (лунные приливы, скачки атмосферного давления, вариации скоростей вращения Земли).

Посмотрим на другие наблюдения.

1. Отмечено, что в период 1964-2004 гг. землетрясения с магнитудой более 8.3 не происходили. В этот период осуществлялись многочисленные ядерные взрывы на трех основных полигонах. Хотя испытания относятся к разряду локальных, полагают, что их действие затронуло сейсмотектоническую ситуацию на всей планете. По-видимому, более оправдано говорить о влиянии ядерных взрывов на сильную сейсмичность вблизи полигонов (до 2000 км), что действительно наблюдалось. Периодичность сильнейших землетрясений также могла быть обусловлена сложившимися планетарными геологическими процессами.

2. Описана локализованная реакция среды на сильные вибрационные воздействия, связанные с энергией сброшенных вод при регулировании уровня воды в водохранилищах. При определенных уровнях вибрации землетрясения, в том числе слабейшие, не происходили. Снятие накопленных локальных напряжений осуществляется с наибольшей вероятностью за счет пластической деформации, причем здесь $\Delta E \sim kT$ [2].

Мы упираемся в тупиковую ситуацию в понимании, если будем продолжать обсуждение триггерных процессов без рассмотрения модели сейсмичности, т.е. мы должны понимать, на какие процессы в литосфере могут воздействовать естественные и искусственные поля. Причем представления о модели подвижной блоковой среды, выдвинутые Г.А. Гамбурцевым и М.А. Садовским, являются определяющими. Крупномасштабные разрывы происходят на границах блоков и повторяются в одних и тех же граничных структурах. Очевидно, что формирование на границах блоков крупномасштабных структур разрушения (КСР) не может быть связано с прогрессирующим трещинообразованием, а обусловлено процессами взаимодействия блоков. Речь может идти о двух конкурирующих процессах: первый – обусловлен движением блоков относительно друг друга, препятствующим образования КСР, т.е. блокировке движения; второй – изменением объемов элементов блочной среды, приводящим к временной блокировке движения блоков (в периоды региональной активизации процессов дегазации) [2]. Как известно, в литосфере происходят непрерывные и разномасштабные вариации локальных и интегральных параметров (деформация, уровень воды, проводимость, микросейсмический шум, скорости сейсмических волн и др.). Эти вариации описываются набором гармоник с периодами от часов-суток. Быстрые и непрерывные изменения параметров среды, отражающие соответствующие вариации объемно-напряженного состояния (ОНС) не могут быть связаны с реакцией среды на весьма медленные тектонические движения. Природа быстрых вариаций ОНС среды рассматривается с учетом взаимодействия восходящих потоков легких газов (водород, гелий) с твердой фазой. Следствием взаимодействия переменных восходящих потоков легких газов с твердой фазой, при котором происходят изменения структуры и объема ее элементов, будут вариации упругих модулей среды. Это приведет к колебательному режиму ОНС предельно энергонасыщенной среды на различных пространственно-временных масштабах. Такой процесс реально наблюдается и отражается в вариациях скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн (V_p / $V_s \sim 1.15(E/\mu)^{1/2}$, где E и μ соответственно модули Юнга и сдвига, а коэффициент Пуассона принят равным 0.3).

Итак, мы рассматриваем два основных и конкурирующих процесса [2]. На первый процесс, вызывающий движения блоков (фазовые переходы гранит – базальт и базальт – гранит, происходящие с изменением объема в зоне верхняя мантия – нижняя кора), мы влиять не можем. Второй процесс. При квазипостоянных градиентах литостатического давления и температуры восходящие потоки легких газов представляются основным переменным фактором, контролирующим текущие изменения ОНС среды. Влияние естественных и искусственных полей на восходящие потоки легких газов наиболее вероятно, и в ряде экспериментов это наблюдалось (эксперименты с вибровоздействием). Наиболее сильным действующим фактором представляются упругие волны близких и отдаленных землетрясений, приливные

деформации, микросейсмы и метеоусловия. Безусловно, это действие реализуется как в блоковых, так и граничных структурах. Однако их действие на эти структуры может быть различным: в блоковых структурах – активизация динамических (колебательных) процессов, в граничных структурах – аккомодация элементов, способствующая граничному трению.

Триггерные эффекты следует ожидать при определенных динамических параметрах блоковых систем. В связи с этим была рассмотрена динамика функционирования блоковой системы, контрольным параметром которой были отношения скоростей продольных и поперечных волн, выраженные через отношение времен пробега поперечных и продольных волн – параметр τ (в наших уравнениях – x_i) [4].

Описание поведения динамической системы во времени осуществлено на основе анализа решений разностного уравнения второй степени и второго порядка [5]

$$x_{k+2} = a\, x_{k+1} + b\, x_k + c\, x^2_{k+1} + d\, x^2_k.$$

Коэффициенты a и b при первых степенях – это параметры состояния системы, которые определяют тип ее поведения как коллектива элементов, контролируемое по измеренным данным. Коэффициенты c и d при квадратичных членах определяют энергетическую накачку, вызванную либо внешними энергетическими воздействиями, либо ″самовозбуждением″. При $c = d = 0$ существуют два типа поведения автономной системы – затухающие и незатухающие колебания. При отсутствии энергетической накачки критическими границами являются стороны треугольника, образованного пересечением прямых (на координатной плоскости a и b)

$$a + b = 1,\ b - a = 1,\ b = -1.$$

Внутренняя область треугольника относится к области сходящихся решений (ОСР). При любой паре значений a и b в этой области система ведет себя устойчиво при любых начальных значениях. Вне этой области система является неустойчивой и размах автоколебаний может резко возрастать Значения $(c + d) > 0$ соответствуют накачке среды энергией, а значения $(c + d) < 0$ – сбросу энергии [5]. Эти особенности модельной системы проявились в полной мере в параметрах динамики x_i. На рис. 1 показан реальный пример.

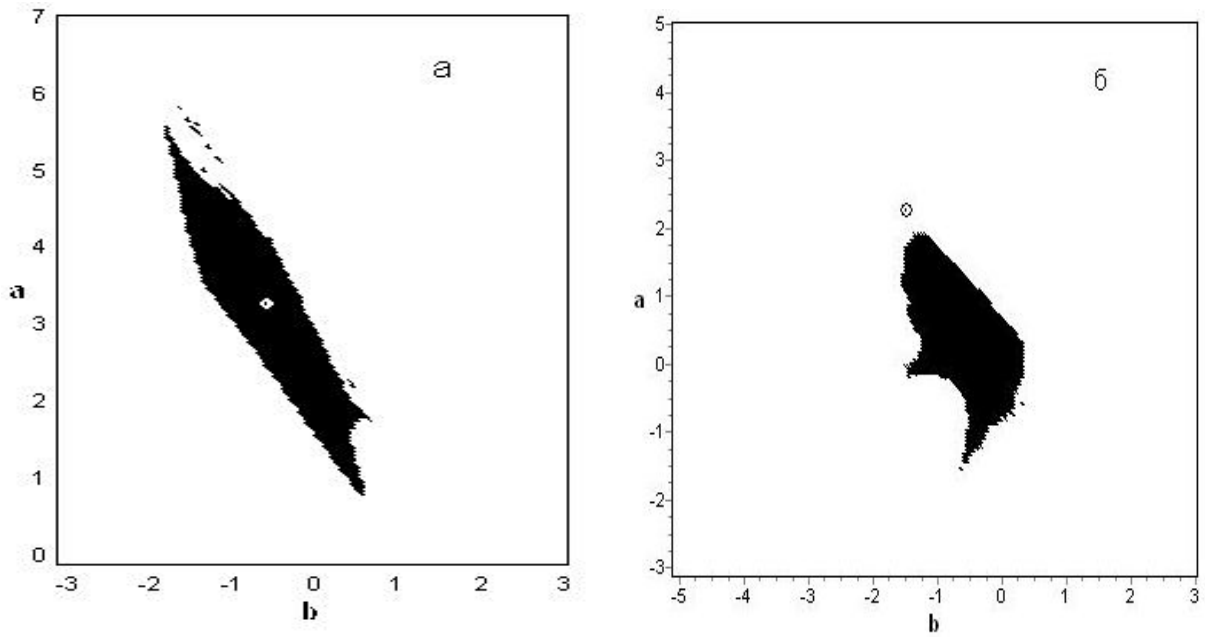


Рис. 1. Примеры устойчивого (а) и неустойчивого (б) состояния системы по анализу динамики параметра τ на Камчатке (черное поле - ОСР, устойчивое состояние; белая зона – область неустойчивого состояния. *Белая точка - текущее состояние системы. Критические границы не показаны*

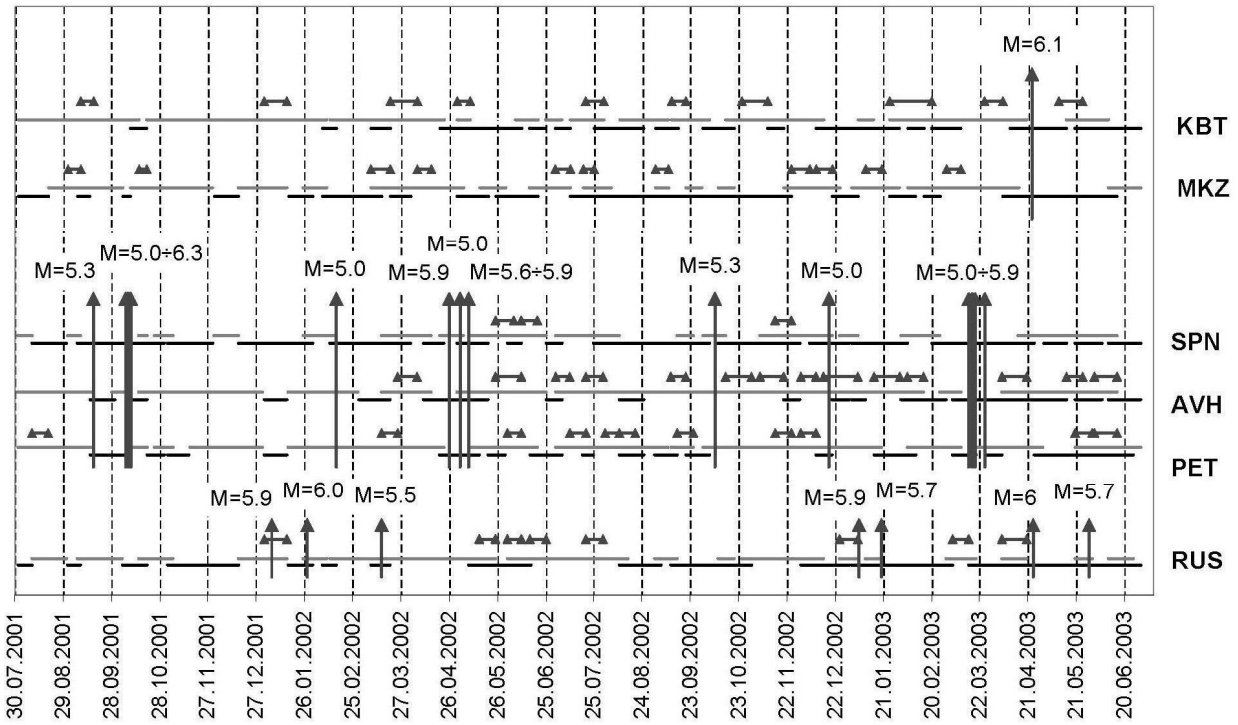


Рис. 2. Устойчивые (черные горизонтальные линии) и неустойчивые (серые линии) состояния среды по данным каждой из станций. Вертикальные линии-землетрясения. *Треугольниками отмечены периоды с накачкой среды энергией, остальные периоды – преимущественный сброс энергии*

На рис. 2 представлены изменения динамики функционирования среды по шести станциям Камчатки: Русская (RUS), Петропавловск (PET), Авача (AVH), Шипунский (SPN), Мыс Козлова (MKZ), Крутоберегово (KBT) [6]. Интервалы времени, в которые рассматривали изменения состояния среды, составляли от 5 до 20 суток. Как видно, интервалы устойчивого и неустойчивого состояния различны. На рисунке в отдельные периоды времени они накладываются друг на друга. Этот результат является следствием того, что одни и те же данные мониторинга использованы для анализа в перекрывающихся интервалах. Обращает на себя внимание весьма быстрый переход от одного состояния к другому. Время этих переходов составляло от 2-3 до 7 суток (по анализу перекрывающихся интервалов). На станциях RUS, PET, AVH и KBT неустойчивое состояние сохраняется более половины времени анализа, а по станциям MKZ и SPN – около трети времени. Причем одновременно по всем шести станциям не фиксируется одинаковое состояние среды, устойчивое или неустойчивое. Обращает внимание одновременное устойчивое состояние среды для соседних станций, таких как PET, AVH, SPN и KBT, MKZ , в период которого или сразу после его окончания происходят близкие сейсмические события, как отдельные, так и их серии, с M от 5 до 6.3 (расстояния до станций менее 200 км). Аналогичная ситуация наблюдалась на станции RUS перед сильными землетрясениями, происшедшими на расстоянии около 400 км. Подчеркнем, что устойчивое состояние среды предшествует этим событиям. Однако существуют определенные особенности поведения среды в зоне станции AVH, которая находится вблизи Авачинского вулкана, где возможны локализованные процессы эндогенного возбуждения среды. Заключительные события серий землетрясений и некоторые одиночные события происходили в период неустойчивого состояния среды. Неоднородный характер эндогенного возбуждения среды хорошо виден при сравнении в одни и те же периоды времени изменений состояния среды в перекрывающихся зонах контроля близких станций PET, AVH и SPN, а также KBT и MKZ. Эти данные указывают на текущую разномасштабность действия источников эндогенного возбуждения, обусловленных, по-видимому, также особенностями геологических структур.

Для большинства временных интервалов анализа по всем станциям независимо от динамического состояния среды величина $(c + d) < 0$, что отражает сброс энергии средой. На рис. 2 в периоды неустойчивого состояния среды показаны короткие временные интервалы, для которых величина $(c + d) > 0$, т.е. проявляется накачка среды энергией. Следует учитывать, что реально процессы накачки и сброса энергии средой в процессах дегазации протекают одновременно и непрерывно, поддерживая слабые вариации параметров энергонасыщенной среды вблизи предельного уровня [2].

Представленные результаты отражают весьма сложную и быструю пространственно – временную и разномасштабную динамику (колебательный режим функционирования) поведения среды. Период неустойчивого функционирования среды отличается сбросом энергии в блоковых и, в меньшей степени, в граничных структурах, Однако интенсивный и разномасштабный колебательный режим ОНС блоковой среды в эти периоды может оказывать триггерное действие (аналог слабых силовых воздействий на предельно нагруженные образцы) на режим движений самих блоков (независимо от механизмов, вызывающих движение блоков: вертикальная аккреция вещества [7] или плитовая тектоника), поддерживая тем самым фоновый сейсмический процесс в граничных структурах, включая ″тихие″ землетрясения. Наоборот, устойчивое функционирование среды способствует формированию крупномасштабных структур разрушения в граничных структурах за счет частичной блокировки движения блоков и накоплению на границах дополнительной упругой энергии при ограниченном движении блоков [2], заканчивающееся крупномасштабным разрывом.

Отметим, что сильные сейсмические события с $M \sim 5$ - 6 реализуются не в любые периоды устойчивого состояния среды. Складывается впечатление, что природа в значительной мере сама осуществляет регулирование сейсмического процесса, а сильнейшие землетрясения являются следствием уникального проявления пространственной эндогенной активизации среды. В связи с этим задачей является поиск дополнительных особенностей вариаций ОНС среды на различном пространственном масштабе.

Авторы искренне благодарны Чеброву В.И. и Левиной В.И., любезно предоставивших для анализа первичные данные, О.Е. Старовойту – за внимание к работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. – М.: Наука. 1993. – 313 с.
2. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. – Королев: ЦНИИмаш., 2007. – 160 с.
3. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 100 с.
4. Славина Л.Б., Мячкин В.В., Левина В.И. Опыт применения кинематических предвестников сейсмического поля для прогноза землетрясений на Камчатке//Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. – М.: Наука, 2005. – С. 216-227.
5. Новосёлов О.Н. Идентификация и анализ динамических систем. – М.: ГОУ ВПО МГУЛ, 2006. – 300 с.
6. Гуфельд И.Л., Афанасьев А.В., Афанасьева В.В., Новосёлов О.Н. Триггерные эффекты сейсмотектонического процесса в динамически меняющейся геологической среде // Доклады РАН. – 2010. – Т. 433. – № 1.
7. Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы. – М.: Наука. 2002. – 461 с.

УДК 550.834

РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ НОВОУКРАИНСКО-КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ) ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.М. Дрогицкая, В.Б. Заяц, В.М. Степаненко

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина

В центральной части Украинского щита, где расположен Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский массив, выполнен большой объем сейсмических исследований различных модификаций: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), метод обменных волн землетрясений (МОВЗ), а в северной части Новоукраинского массива и на западе Корсунь-Новомиргородского плутона проведены площадные исследования методом отраженных волн (МОВ) и общей глубинной точки (ОГТ) (рис. 1) [1-6].

Использование многоволновой сейсмики позволило значительно расширить возможности сейсмического метода и получить наиболее полное представление о геологической модели района исследований.

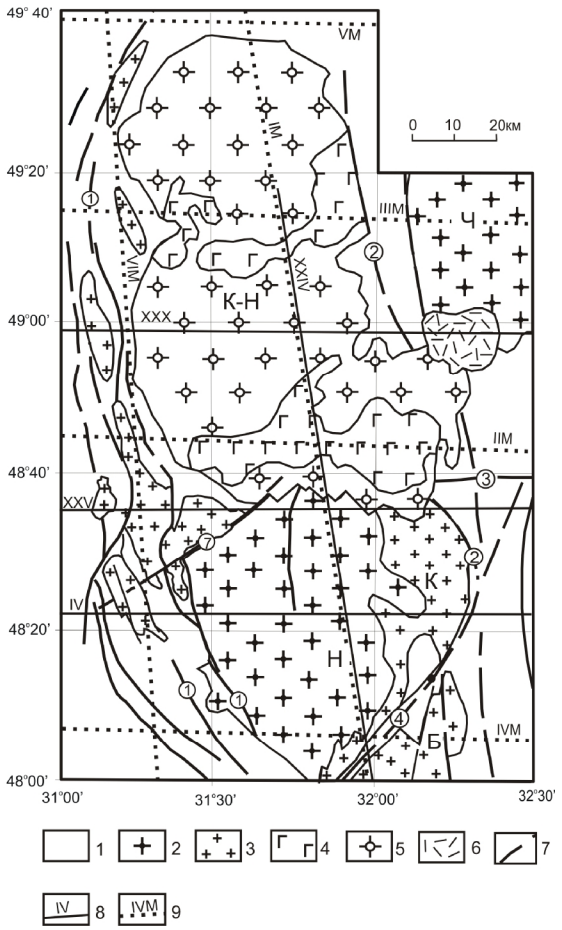


Рис. 1. Сейсмическая изученность Кировоградского рудного района: *1 – стратифицированная ингуло-ингулецкая серия; интрузивные комплексы: 2 – новоукраинский, 3 – кировоградский, 4, 5 – корсунь-новомиргородский (4 – габбро-анортозиты, 5 – граниты рапакиви); 6 – дациты, туфы (Болтышская впадина); 7 - главные разломы; 8 – сейсмический профиль ГСЗ; 9 – сейсмический профиль МОВЗ. Интрузивные массивы: Н – Новоукраинский, К – Кировоградский, Б – Бобринецкий, К-Н – Корсуньновомиргородский, Ч - Чигиринский; разломы (цифры в кружках): 1 – Звенигородско-Анновский, 2 – Кировоградский, 3 – Субботско-Мошоринский, 4 – Софиевско-Марьевский, 5 – Глодосский*

Благодаря применению метода ГСЗ удалось изучить морфологию поверхности Мохо. Надежная идентификация преломленных и отраженных волн от подошвы коры позволила с достаточно высокой точностью определить мощность коры, являющуюся одним из основных критериев глубинного тектонического районирования, а выделение отражающих границ и их фрагментов в коре изучить ее тонкослоистую структуру. Кроме того, построение разрезов $V(x,z)$ позволило установить определенные закономерности в распределении скоростных параметров во всей толще коры, как по глубине, так и по латерали, без знания которых не возможно решение проблемы ее вещественного состава. [1, 2, 7, 8.].

Однако, возможности широкоугольного низкочастотного метода ГСЗ в случае выделения и прослеживания на глубину неоднородностей в коре ограничены, поскольку последняя слабо дифференцирована по скоростям, а литологические контакты, как правило, не являются акустически жесткими, а представляют собой сложные переходные зоны.

Опыт использования метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) для изучения литосферы показывает, что обменные волны значительной интенсивности образуются, как правило, на ″нежестких″ контактах. Динамика PS волн в значительной степени зависит от таких параметров среды как трещиноватость, расслоенность, мощность границы, а также от напряженно-деформированного состояния земной коры на участках исследования. [4, 6]

Поэтому для решения задачи прослеживания крупных блоков коры и разделяющих их разрывных нарушений на глубину был выбран параметр обменоспособности среды, отражающий степень ее неоднородности, что в свою очередь косвенно указывает на степень сложности геологических процессов, которые привели к формированию тех или иных блоков и структур.

Метод МОВЗ основан на регистрации и последующей интерпретации волн PS, которые распространяясь первоначально как продольные (P), при прохождении через анизотропную среду меняют свою природу на поперечные (S). Для построения границ обмена используется разность времен прихода обменных и образующих их продольных волн. Метод позволяет изучать глубинное строение земной коры и верхней мантии от 0,8-1,0 до 100-150 км, выделять вертикальные, горизонтальные и наклонные неоднородности в литосфере.

Работы МОВЗ в районе Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского массива были выполнены в 1977-1980 гг., регистрация обменных волн PS осуществлялась станциями типа ″Земля″, расстояние между пунктами приема составляло 3-4 км, продолжительность наблюдения на стоянке составляла 15-20 суток. [4, 5, 6].

Кроме стандартной обработки МОВЗ, с целью сопоставления с данными ГСЗ было выполнено осреднение точек обмена в узлах преобразующей сети, что повысило достоверность выделения и идентификации основных сейсмических горизонтов: внутрикоровой границы $К_2$, и подошвы земной коры поверхности М. При этом существенное значение имел выбор оптимальных параметров трансформации – типа и размеров палетки. С учетом поставленной задачи обнаружения среди многочисленных обменов возможных аналогов поверхностей М и $К_2$ имеющих четко выраженную субгоризонтальную ориентировку, преобразование исходного поля было выполнено с использованием прямоугольной палетки размером 3×12 км. [5].

Ниже приведены результаты статистического анализа исходного поля обменов по меридиональным и широтным профилям с использованием программного пакета ″КОСКАД-3D″ [9]. Для трансформации поля обменов выбраны три параметра: 1) обменонасыщенность среды, плотность расположения точек обмена по глубине, и по разрезу, 2) обменоспособность среды – отношение амплитуды обменной волны к образовавшей ее продольной A_{PS}/A_P, и 3) кратность обменов в одной и той же точке. Все параметры интерполированы в плоскости каждого разреза по сетке 1×1 км. Результаты статистического анализа всех разрезов показывают, что между указанными параметрами существует четкая корреляционная зависимость, что подтверждает надежность выполненных построений.

В дальнейшем при характеристике разрезов МОВЗ приоритет отдан параметру A_{PS}/A_P, отражающему обменоспособность среды, поскольку он менее других зависит от условий

проведения эксперимента: времени наблюдения, расстояния между станциями и является объективной характеристикой границ и поверхностей обмена. Все три параметра характеризуют гетерогенность разреза или расслоенность среды.

Из-за значительной неравномерности распределения наблюденных точек в разрезах и больших размеров целевых объектов, поле было оптимальным образом осреднено (профильтровано), исключая доминирующие направления. Соответственно было выбрано круговое окно с радиусом, соответствующим среднему радиусу автокорреляции аномалий (11,5 км) для всех разрезов. В результате построены меридиональные и широтные сечения в изолиниях отношения A_{PS}/A_P. Значения изолиний соответствуют среднему значению (C), верхнему пределу фона ($C+1.3\times СКО$), нижнему пределу аномалии поля ($C+3\times СКО$) в разрезе, где $СКО$ – среднее квадратичное отклонение от среднего значения.

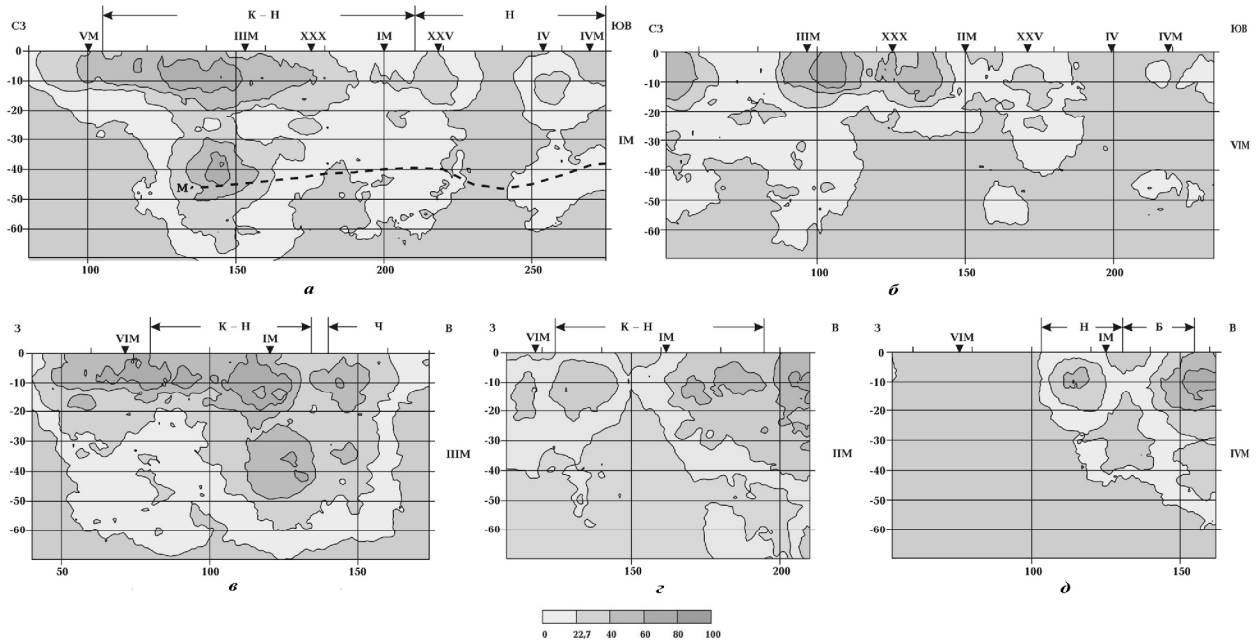


Рис. 2. Обменоспособность среды A_{PS}/A_P по меридиональным и широтным профилям МОВЗ.
а - профиль IM, б - профиль VIM, в - профиль IIIM, г- профиль IIM, д - профиль IVM Массивы: К-Н – Корсунь-Новомиргородский, Н - Новоукраинский, Б - Бобринецкий, Ч - Чигиринский., М - раздел Мохо.

В наблюденном поле присутствует значительное количество обменов, произошедших вне плоскости профиля (так называемые боковые обмены). Их следует рассматривать как проекции истинных точек обмена на плоскость профиля. При расчетах всех трех параметров они были исключены из исходных данных.

Обменоспособность изучаемых массивов ниже охарактеризована по двум меридиональным (IM, VIM) и трем широтным профилям (IIM, IIIM, IVM).

Профиль IM пройден в осевой части Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 2а). Он начинается в его северном эндоконтакте, пересекает Корсунь-Новомиргородский анортозит-рапакивигранитный плутон, Субботско-Мошоринскую зону разломов, Новоукраинский массив трахитоидных гранитов, Бобринецкий гранитный массив и южный склон щита (рис. 1).

Обменоспособность северного эндоконтакта, сложенного, в основном, гнейсами ингуло-ингулецкой серии ниже средних значений (22,7 %) и может рассматриваться как фоновая по отношению к изучаемым гранитным массивам. Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон почти на всем своем протяжении характеризуется повышенными значениями обменоспособности. Но распределение повышенных значений внутри плутона неравномерно как по горизонтали, так и по глубине.

В пределах Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива установлены две аномальные области. Первая размером 80-85 км, захватывает почти весь массив, достигая максимальных значений (80 % и более) на глубинах 9-10 км на широте Городищенского и Смелянского габбро-анортозитовых массивов. Аномалия асимметрична. Она протягивается на север за пределы контакта с породами рамы, а на юге за XXV профилем резко затухает. Около Новомиргородского габбро-анортозитового массива обменоспособность не превышает 40 %, что соответствует нижнему пределу аномалии. Вторая аномалия обнаружена на глубине 40 км, в переходной зоне кора-мантия. Она имеет изометричную форму, меньшие размеры, но соизмерима с первой по интенсивности.

Меридиональный профиль VIM расположен на расстоянии 40-50 км от профиля IM в пределах Звенигородско-Анновской зоны разломов (рис. 1). В целом разрез по профилю характеризуется средними (20-40 %) значениями обменоспособности (рис. 2б). Но на широте профиля IIIM на участке Городищенского габбро-анортозитового массива зафиксирована аномалия до 70 % на глубине 5-7 км. Она же зарегистрирована на профиле IIIM за пределами Корсунь-Новомиргородского массива (рис. 3а). Это указывает на возможность распространения пород массива за пределы его обнаженной части. Ранее аналогичный вывод был сделан по материалам площадных работ ОГТ [3].

Кроме того, на широтном профиле IIIM подтверждена более глубокая аномалия обменоспособности с интенсивностью 70-80 %, расположенная на глубине 35-40 км. Однако она смещена ближе к восточному контакту Корсунь-Новомиргородского массива.

Общее снижение обменоспособности в южном направлении, зафиксированное на профиле IM подтверждается и на широтном профиле IIM, пересекающем Корсунь-Новомиргородский массив в его южной части (рис. 3б). Здесь на западе значения параметра A_{PS}/A_P не превышают 40 % и лишь в восточной части возрастают до 60 %.

Новоукраинский гранитоидный массив изучен МОВЗ менее детально, чем Корсунь-Новомиргородский плутон. На профиле IM в северной части Новоукраинского гранитоидного массива зафиксирована аномальная зона с несколько повышенными значениями обменоспособности. Вместе с тем на широтном профиле IVM (рис. 3в) обнаружена аномалия до 70 % на глубине 5-15 км.

Особый интерес представляет сопоставление обменоспособности среды и положения раздела Мохо в продольном сечении Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 2а). По данным глубинного сейсмического зондирования верхняя граница раздела Мохо в этом сечении располагается на глубинах от 38 до 46 км и состоит из локальных относительных поднятий и прогибов [7]. Самый глубокий прогиб, получивший название ″мантийного рва″, вытянут в широтном направлении, т.е. перпендикулярно к профилю IM.

Судя по форме изолинии 22,7 % параметра A_{PS}/A_P, отделяющей фоновые значения обменоспособности от повышенных, Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский массив почти на всем своем протяжении фиксируется на глубинах 50-70 км, т.е. ниже раздела Мохо. Распределение повышенных значений обменоспособности неоднородно как по горизонтали, так и по глубине. До глубины 20 км повышенные значения при разной интенсивности присущи как Корсунь-Новомиргородскому рапакиви-анортозитовому, так и Новоукраинскому гранитоидному массиву. На более глубоких уровнях, включая раздел Мохо, они располагаются лишь под Корсунь-Новомиргородским плутоном. Важно подчеркнуть, что в интервале глубин 30-50 км здесь установлены столь же высокие среднеквадратичные отклонения от средних величин обменоспособности, как и на отметках от 0 до 10 км.

Полученные данные могут служить независимым подтверждением связи Новоукраинского гранитоидного массива с внутрикоровыми, а Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива с подкоровыми источниками и процессами.

Таким образом, на основе статистической обработки обменных волн землетрясений установлено, что Новоукраинский и Корсунь-Новомиргородский массивы отличаются не только по составу и генезису, но и по вертикальной протяженности. Одним из доказательств служит обнаружение аномалий обменных волн на разделе кора-мантия под Корсунь-

Новомиргородским рапакиви-анортозитовым массивом при отсутствии таковой под Новоукраинским гранитоидным массивом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.
2. Ильченко Т.В., Крюченко В.А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанки-Пятихатки // Геофиз. журн − 1981. – № 1. − С. 94-104.
3. Дрогицкая Г.М., Шимкив Л.М. Глубинное строение западной части Корсунь-Новомиргородского плутона по данным сейсмических отраженных волн и гравитационного моделирования// Геофиз. журн. − 1986. − №2. − С. 76-82.
4. Крюченко В.А., Исанина Э.В. Особенности глубинного строения южной части Кировоградского блока по данным МОВЗ и гравиметрии // Геол. журн. – 1981. – № 2. – С. 97-104.
5. Крюченко В.А. Сопоставление результатов статистической обработки материалов МОВЗ и ГСЗ по профилю Канев-Николаев // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 3-16.
6. Крюченко В.А., Исанина Э.В. Опыт комплексной интерпретации материалов МОВЗ и гравиметрии в центральной части Украинского щита // Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 16-26.
7. Дрогицкая Г.М., Трипольский А.А., Попов Н.И., Казанский В.И., Тарасов Н.Н., Шаров Н.В. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. Геофизика XXI столетия 2006 год: Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им В.В. Федынского (2-4 марта 2006 г., Москва). – М., 2007. – С. 21-27.
8. Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров Н.В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофиз. журн. − 2007. – № 1. − С. 3-21.
9. Никитин А.А., Петров А.В., Алексашин А.С. Комплекс спектрально корреляционного анализа данных ″КОСКАД 3D″. Московский Государственный геологоразведочный университет. – М., 2004. – 158 с.

УДК 550.834

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ПАВЛОВСК-СТОРОЖЕВОЕ

А.И. Дубянский

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Исследование земной коры и верхов мантии сейсмическими методами наиболее активно проводилось как в нашей стране, так и за рубежом во второй половине прошлого столетия. В этот период регистрировались, как правило, волны в первых вступлениях (рефрагированные в верхней части консолидированной толщи и квазиголовные, связанные с разделом Мохо) и докритические и закритические отражения от границ в земной коре. При этом использовались значительные удаления взрыв-прибор, применялись дискретные в разных модификациях и непрерывные системы наблюдений. Последние позволили установить, что годографы отраженных волн от основных сейсмических границ ($К_2$, Конрада, Мохо и др.)

представлены кусочно-непрерывными осями синфазности, протяженностью в большинстве случаев 1-10 км, локализованными в узких временных интервалах.

Дальнейшее развитие аппаратурной базы и основ методики многократных перекрытий позволило регистрировать практически вертикальные отражения, что существенным образом изменило характер волнового поля, которое представлено короткими осями синфазности с различными углами наклона. Сейсмические границы, аналогичные тем, которые были получены при интерпретации околокритических и закритических отражений, в поле вертикальных отражений не выделяются. Подошва земной коры и различные неоднородности в ее толще проявляются в виде областей с различной насыщенностью отражающими элементами. Полный отказ от использования при изучении глубинного строения околокритических отражений врядли целесообразен, т.к. их регистрация оптимальна с информативной и экономической точки зрения, особенно при использовании в качестве источников упругих волн промышленных взрывов.

Опыт применения при изучении глубинного строения земной коры дискретных систем наблюдений и карьерных взрывов [1] позволил выполнить обработку и интерпретацию сейсмических записей, полученных в 2007 году при проведении сейсмологических наблюдений в точках, расположенных практически на прямой линии к север-северозападу от Павловского карьера (рис. 1). Расстояние между станциями составляло от 20 до 60 км. Минимальное расстояние взрыв-прибор достигало 58 км, максимальное – 308 км.

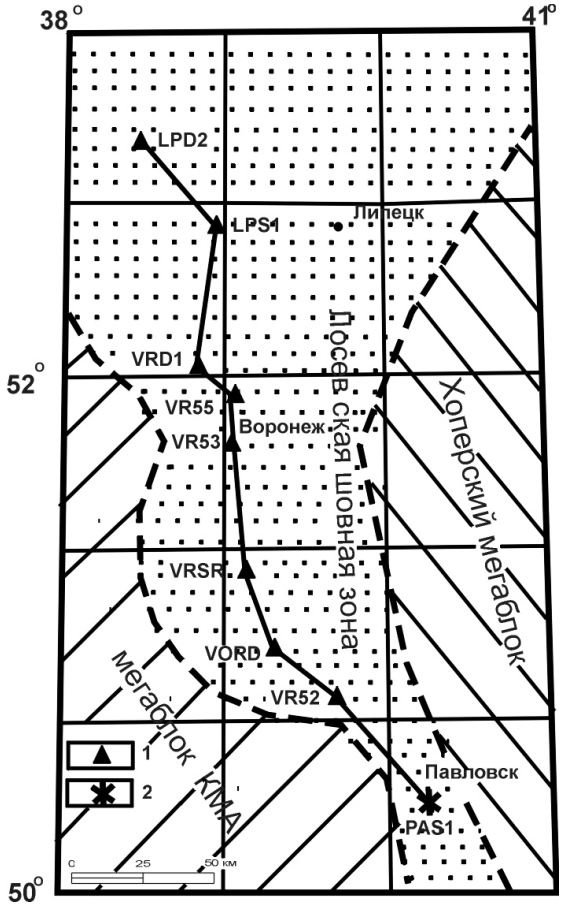


Рис. 1. Схема расположения пунктов сейсмологических наблюдений. *1 – сейсмические станции; 2 – пункт промышленных взрывов (карьер "Павловск")*

Регистрация колебаний осуществлялась цифровыми сейсмологическими станциями PDAS100. оснащенными вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками типа СМ3-КВ и SDAS (стационарные пункты наблюдений с датчиками СМ3-КВ и СМ3-ОС).

В Павловском карьере, где проводится добыча гранита, практически каждую неделю производятся промышленные взрывы. Суммарный вес достаточно компактно расположенно-

го заряда составляет от десятков до сотен тонн взрывчатого вещества типа акванал. Как показали специально проведенные исследования, увеличение веса заряда практически не влияет на амплитудные характеристики регистрируемых волн, что делает сопоставимыми записи, полученные при любом весе суммарного заряда.

При обработке данных выбирались записи, полученные одновременно возможно большим числом станций. Временная привязка записей осуществлялась как с использованием станции, которая стояла на борту карьера и фиксировала отметку момента взрыва, так и путем определения времени в очаге по сейсмологическим стандартам. Анализировалось главным образом поле Р-волн. С использованием региональных годографов оценивался вероятный интервал регистрации отраженных волн от границ в верхней части земной коры, от разделов Конрада (К) и Мохо (М). В этом интервале определялись времена вступлений сейсмических импульсов и анализировалась поляризация колебаний, Те импульсы, которые достаточно хорошо динамически выражены и у которых азимут максимального вектора квазилинейной поляризации сигнала совпадал с направлением на пункт возбуждения, принимались в качестве отражений от соответствующих границ. Выделение волновых импульсов, определение времен прихода и поляризация осуществлялись на открытом канале, а в случае большого фона помех на отфильтрованных записях. Использовались частотные фильтры с полосой пропускания от 0,5 до 15 Гц. Расчет глубин залегания отражающих элементов выполнялся с использованием средних скоростей, полученных при построении региональных годографов.

При построении сейсмического разреза, полученные в 2007 году данные были дополнены результатами прошлых лет (сейсмический эксперимент ″Астра″ [2], профиль ГСЗ Павловск-Новохоперск, отработанный с использованием промвзрывов), которые не противоречат друг другу, что определяет достоверность результативных построений (рис. 2).

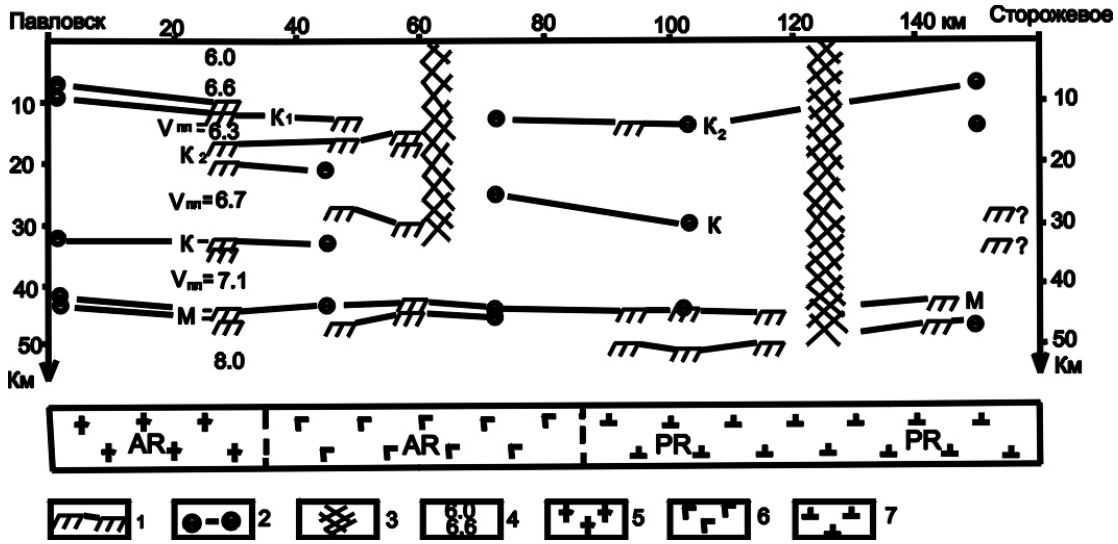


Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю Павловск–Сторожевое. *1 - отражающие элементы по материалам работ в 2007году; 2 – отражающие элементы по материалам прошлых лет (сейсмический эксперимент "Астра", ГСЗ с использованием промышленных взрывов); 3 – тектонические нарушения по сейсмическим данным; 4 – скорости Р-волн в кровле и подошве градиентного слоя (в км/с); гранитные интрузии (5), породы гранито-гнейсового ряда (6) и вулканогенно осадочные породы (7) в докембрийском фундаменте*

Земная кора в пределах профиля имеет мощность от 42 до 46 км. В верхней его части на глубине 7-12 км прослеживается граница $К_1$, отражения от которой представлены четким, динамически ярким импульсом, следящимся практически сразу после первых вступлений. Следующий сильный импульс (иногда короткий, иногда многофазный) принадлежит отраженной волне от границы $К_2$, глубина залегания которой 13-17 км. Граница Конрада (К) отмечается на глубине 25-33 км.

Информативная часть профиля целиком лежит в пределах Лосевской шовной зоны, представленной в южной половине гранито-гнейсовыми образованиями архейского возраста и в северной части вулканогенно осадочными породами протерозоя (Лосевская серия). Недостаточная плотность пунктов сейсмических наблюдений, невозможность оценки скоростных характеристик разреза не позволяют выявить возможные различия в строении земной коры под разновозрастными зонами докембрийского фундамента. В тоже время намечается, что раздел кора-мантия под протерозойскими образованиям представлен переходным слоем мощностью 5-6 км, в отличие от более простой структуры раздела М под архейским блоком. Более полная информация об особенностях строения земной коры может быть получена при дополнительных исследованиях с анализом продольных, поперечных и обменных волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубянский А.И., Груздев В.Н. Некоторые аспекты строения земной коры Воронежского кристаллического массива по данным глубинных сейсмических и электромагнитных исследований // Известия вузов. Геология и разведка. – № 5. – М. 1996.
2. Геотраверс ″Гранит″: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. – Екатеринбург, 2002. – 312 с.

УДК 550.(834.52:348.432:83.044)

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ ИНФОРМАТИВНОГО СОДЕРЖАНИЯ МИКРОСЕЙСМ, НАБЛЮДАЕМЫХ НА СЕЙСМОГРАММАХ МОВ

В.И. Дубянский, К.Ю. Силкин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Задача извлечения информации из микросейсм, записанных на сейсмограмах МОВ ОГТ до первых вступлений (ДПВ) сейсмических волн из пункта возбуждения, привлекает внимание по очевидным причинам: огромное количество существующих данных производственной сейсморазведки в разнообразных сейсмогеологических условиях и отсутствие необходимости затрат на проведение специальных полевых наблюдений микросейсм. Последние, как правило, выполняются в виде точечных дискретных (синхронных или асинхронных) измерений на местности или в ограниченном количестве точек наблюдения (порядка десятка) в диапазоне низких частот от 10^{-3} Гц [1]. В этой связи достоинствами записей микросейсм ДПВ в современном методе 2D или 3D сейсморазведки МОВ ОГТ является синхронность наблюдений в сотнях каналов регистрирующих систем и такого же порядка кратность наблюдений.

Г.В. Ведерников впервые предложил метод обработки микросейсм ДПВ и продемонстрировал возможности его применения для выявления перспективных участков залежей углеводородов [2,3]. Основными информативными параметрами здесь служат спектрально-энергетические характеристики микросейсм и их относительные величины.

Для получения дополнительной информации из микросейсм ДПВ к сейсмическим разрезам, построенным по информативной части (содержащей отраженные волны) этих же сейсмограмм МОВ ОГТ, требуется выяснение принципиально важного вопроса об информативном содержании микросейсмических шумов ДПВ.

На первом этапе решения этой задачи проведены опытно-методические измерения микросейсмических полей над интрузивным телом у с. Русская Журавка на юго-востоке Воронежского кристаллического массива, залегающим в верхней части кристаллического фун-

дамента, перекрытого осадочным чехлом, мощностью порядка 100 метров [4]. Интрузия мафит-ультрамафитового состава детально изучена геофизическими методами, сейсморазведкой КМПВ и семью буровыми скважинами в связи с её никеленосностью и по этим причинам представляет собой идеальную природную модель. Наблюдения микросейсм выполнены на профиле длинной в 2 км с использованием сейсмостанции Эхо-2 и сейсмоприёмников СВ-5. Продолжительность записей составляла 6 с, при 10-кратных повторениях. Спектрально-энергетические характеристики микросейсм $S(f)$, отображались вдоль профиля наблюдений в виде ″спектрального изображения″ (СИ) $S(x,f)$, где x-расстояние по профилю, а f-частота.

Процедуры построения СИ включали: автоматическую оценку уровня энергии микросейсм, сортировку трасс записей сейсмограмм, спектральные преобразования, нормирование спектров к среднему значению в пунктах наблюдения, накопление спектров в общих пунктах приёма (ОПВ), интерполяцию, сглаживание, цветоделение и визуализацию в диапазоне частот 0-50 Гц. Шкала частот $S(f,x)$ составляет вертикальную ось изображения (спектральный аналог оси времен на временном сейсмическом разрезе), где частоты уменьшаются с ″глубиной″ от поверхности среды. В результате применения указанных процедур максимально подавляются временные вариации энергетического уровня микросейсм, вызванные внешними причинами (например, техногенными), неидентичность установки сейсмоприёмников и аппаратурные шумы.

В спектральном изображении профиля на уч. Русская Журавка (рис. 1А, см. вкл.) выявляется четкая локальная аномалия повышенных значений энергии поля микросейсм, которая по местоположению и форме совпадает с интрузивным телом, отображает его неоднородный состав и вертикальную мощность – порядка 300 м.

На участке ПР-4, длиной 50 км (акватория Обской губы) для построения спектральных изображений использовались микросейсмы ДПВ сейсмограмм МОВ ОГТ [5]. Спектральному анализу подвергались ансамбли записей микросейсм (до 100 шт.) в общих пунктах приема длительностью по одной секунде. Одной явно заметной особенностью спектрального изображения ПР-4 является то, что линии раздела энергетических уровней частотных составляющих спектра микросейсм соответствуют рельефу акустического фундамента, а не горизонтально-слоистой покрывающей толщи (рис. 1Б, В, см. вкл.). Кроме этого, детальный анализ СИ и параметрических величин отношения энергий микросейсм на высоких и низких частотах позволяет однозначно картировать локальные структуры выклинивания в кровле фундамента [5]. Глубина залегания фундамента составляет порядка шести километров.

Спектральное изображение, построенное по микросейсмам ДПВ вдоль геотраверса ″Уралсейс″ (500 м), отработанного с применением виброисточников [6], было получено при длительности записей в 0,5 с (рис. 1Г, см. вкл.). Здесь также обнаруживается совпадение конфигурации спектральных составляющих микросейсмического поля (МСП) со структурными формами земной коры на сейсмическом разрезе МОВ ОГТ (рис. 1Д, см. вкл.). Это, прежде всего, симметричное погружение отражающих границ земной коры к средней части профиля, которое отображается на СИ зоной пониженных значений спектральной энергии аналогичной формы. Выявляются также и другие заметные детали совпадения структурных элементов сравниваемых изображений.

Детальность спектральных изображений, при прочих равных условиях, зависит от выбранных уровней и контрастности порогов цветоделения шкалы амплитуд спектров микросейсм на заключительном этапе цветной визуализации. В приведенных примерах в СИ микросейсм использованы не более пяти уровней цветоделения с жёстким тейпером. Это позволило отобразить только интегральные характеристики спектров микросейсм в плоскости сейсмических разрезов и может быть произвольно детализированно по заданию оператора.

Приведенные примеры показывают, что распределение спектральной энергии микросейсмических волн ДПВ вдоль линий профилей МОВ или при специальных наблюдениях имеет свойство отображения основных вещественно-структурных особенностей среды в диапазонах глубин от сотен метров до десятков километров. Выявленная особенность проявляется в виде устойчивой закономерности в спектрах микросейсм, записанных в существенно различных сейсмогеологических условиях, различными техническими средствами. Оказалось, что спектры коротких во времени записей микросейсм, (например, – 0,5 с на геотраверсе ″Уралсейс″) в сейсморазведочном диапазоне частот (10–50Гц) содержат информацию о глубинах более 50 км. По сейсмологическим меркам многочасовых и многосуточных наблюдений, использованные записи представляют собой ″мгновенные фотографии″ микросейсмического процесса, на которых с общепринятых позиций, не должны содержаться низкочастотные сигналы от глубоких недр.

Объяснение причин установленного явления требует специального рассмотрения, выходящего за рамки настоящего короткого сообщения, однако в качестве предварительных можно указать по менъшей мере два фактора.

1. Высокочастотный сейсмический шум, (с частотой более 10 Гц), присутствует во всем объеме земной коры и подвергается амплитудно-частотной модуляции на геологических неоднородностях нелинейной среды [7]. В результате, в спектрах микросейсм появляются локализовнные в пространстве ″аномальные″ зоны, которые и составляют основную информативную составляющую спектральных изображений.

2. Для повышения отношения сигнал/помеха и выделения ″аномальных эффектов″ важную роль играет многократное суммирование и накапливние спектров МС в общих пунктах приема на профиле наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбатиков А.В. Возможность оценки параметров геологических объектов на основе использования фонового микросейсмического поля // Результаты экспериментальных исследований и моделирование. Международная сейсмологическая школа. – Петергоф, 2006. – С. 66-71.
2. Ведерников Г.В. Способ сейсмической разведки: Патент РФ, № 2263932 C1 G01v/00 сприорететом 30.07.2004. – 2005.
3. Ведерников Г.В. Изучение геодинамических шумов от нефтегазоносных залежей по участкам сейсмограмм МОГТ (2D и 3D) без проведения специальных наблюдений // Геофизика. – № 5. – 2006.
4. Дубянский В.И. Отображение гипербазитовой интрузии в спектральном поле микросейсм на примере Русско-Журавского участка, юго-востока ВКМ // Вестник ВГУ. Сер. Геология. – № 1. – Воронеж, 2007. – С. 146-151.
5. Дубянский В.И., Рослов Ю.В., Силкин К.Ю. Предварительные результаты изучения информативного содержания микросейсмических шумов сейсмограмм МОВ ОГТ, полученных в условиях мелководного шельфа (Обская губа) // Вестник ВГУ. Геология. – № 2. – Воронеж, 2009. – С. 134-140.
6. Гильберштейн П.Г., Каплан С.А., Козлов А.С. Развитие методики интерпретации в глубинной сейсморазведке МОГТ // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). – Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. – С. 92-101.
7. Хаврошкин О.Б. Некторые проблемы нелинейной сейсмологии. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – 286 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ ПО ВЫБОРУ ПЛОЩАДКИ АЭС С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТИПОВОГО ПРОЕКТА

А.В. Евсеев, И.Т. Ежова

[1]Проектно-конструкторский филиал ОАО "Концерн Энергоатом", г. Москва, Россия;
[2]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В настоящее время при сооружении новых АЭС используется типовой проект ″АЭС 2006″. Данный проект был разработан для условий двух площадок: Нововоронежской АЭС-2 и Ленинградской АЭС-2. Инженерные изыскания и экологические исследования на площадках АЭС не только должны обеспечивать проектирование исходными данными, но и обосновывать безопасность размещения АЭС, обеспечивать материалы обоснования лицензий, определение схем территориального планирования и проведение комплексного мониторинга на площадке АЭС в течение всего жизненного цикла.

Нормативные сроки, действовавшие в советское время, предусматривали проведение полного цикла инженерных изысканий на площадках АЭС в течение 48 месяцев. В таблице 1 приведено сравнение сроков выполнения изыскательских работ на различных стадиях инвестиционного цикла по нормам СССР и текущим задачам. Данные сроки в современных условиях не приемлемы.

Таблица 1

Организация инженерных изысканий по выбору площадки АЭС с использованием типового проекта

№ этапа	По нормам СССР, мес.	По текущим задачам, мес.	Выполняемые работы
I	18	3	Сбор, систематизация и анализ архивных и фондовых материалов. Обследование района и выделение конкурентных пунктов.
II	12	6	Изыскания на конкурентном пункте и определение конкурентных площадок
III	6	4	Изыскания на приоритетной площадке для получения лицензии на размещение АЭС
IV	12	8	Детальные изыскания на приоритетной площадке на стадии «Проект»
Итого:	48	18	

Примечание: *по нормам, действовавшим в СССР, схема разработки и строительства АЭС до пуска 1-го блока на конкретной площадке выглядела так: "Технико-экономическое обоснование (ТЭО)" – 3 года, "Проект" – 2,5 года, "Рабочая документация" – 1,5 года, "строительство" – 5 лет. Общий инвестиционный цикл – 12 лет*

В целях безусловного выполнения сроков ввода объектов по ″Генеральной схеме размещения объектов электроэнергетики РФ до 2020 года″ был разработан новый график, представленный на рис. 1, проведения полного цикла работ по инженерным изысканиям на площадке АЭС с учётом современных достижений науки и техники.

На первых этапах работ, сборе и систематизации архивных и фондовых данных района размещения АЭС, стоимость работ должна быть минимальной. Увеличение стоимости работ происходит прямо пропорционально детализации работ от района размещения до площадки размещения.

В соответствии с требованиями нормативов, до определения конкретной площадки размещения АЭС необходимо: выделить регион размещения, в нём изучить предполагаемые пункты размещения, определить приоритетный пункт, в приоритетном пункте выделить конкурентные площадки и в конечном итоге получить площадку размещения АЭС. Схематично процесс определения площадки размещения АЭС представлен на рисунке 2. Все изученные

пункты и площадки включаются в "Кадастр площадок АЭС" для того, чтобы в будущем при необходимости использовать их для размещения новых объектов атомной энергетики.

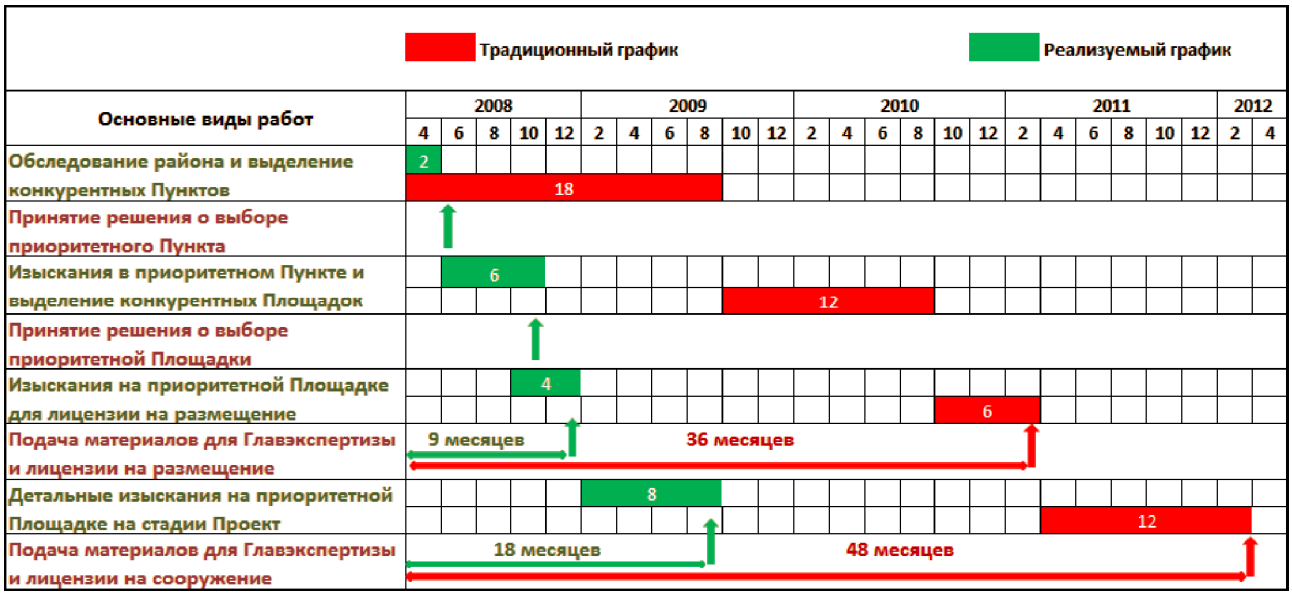


Рис. 1. Организация инженерных изысканий по выбору площадки АЭС с использованием типового проекта

Для проведения анализа пригодности использования типового проекта АЭС-2006 на различных площадках строительства АЭС можно выделить три этапа применения полученных исходных данных по АЭС-2006 к новым площадкам, на которых планируется сооружение АЭС по проекту АЭС-2006.

Первый этап – общие исходные данные. Необходимы для определения концептуальной оценки пригодности предполагаемого района или пункта размещения АЭС.

Второй этап – исходные данные по условиям размещения АЭС. Применимы на стадии ОБИН при выборе площадки сооружения АЭС.

Третий этап – исходные данные, полученные на стадии Проект для АЭС-2006. Необходимы для окончательной оценки применимости проекта АЭС-2006 на конкретной площадке. Критерии, представленные на третьем этапе, нужны для проведения оценки необходимой привязки Проекта АЭС-2006 к конкретной площадке и проведения корректировок проекта, если имеются различия в характеристиках исходных данных по АЭС-2006 и рассматриваемой площадки.

При совпадении полученных исходных данных на конкретной площадке с исходными данными по проекту АЭС-2006, необходимо проводить оценку корректировки проекта АЭС-2006 при увязке его на каждой конкретной площадке. При полном совпадении исходных данных проект АЭС-2006 может быть применён полностью без корректировок на конкретной площадке размещения АЭС. Если значения параметров исходных данных полученных на конкретной площадке имеют расхождение с параметрами исходных данных АЭС-2006, то проект АЭС-2006, при привязке, необходимо корректировать. Объём корректировок будет зависеть от количества и диапазона расхождений исходных данных по площадке.

Проведение инженерных изысканий на площадках размещения АЭС с использованием типового проекта обретает особую важность, т.к. необходимо определять объём корректировок проекта при привязке их к новому месту размещения.

УДК 550.34.094

СТЕПЕНЬ ИЗРЕЗАННОСТИ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВКМ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРОЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

И.Т. Ежова[1], Л.И. Надежка[2], А.И. Трегуб[1]

[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 крупнейшим элементом в структуре фундамента древней Восточно-Европейской платформы. Его развитие на неотектоническом этапе (конец олигоцена – четвертичный период) обусловлено сводово-глыбовыми движениями различных порядков [1]. При этом на уровне нижней части литосферы (надастеносферная мантия и нижнекоровый слой) предполагается преобладание пластических деформаций, связанных с перетоком вещества [2] или формированием литосферной складчатости [3]. На уровне верхнекорового слоя основное значение, по-видимому, имеют хрупкие деформации, а тектонические движения реализуются перемещением блоков кристаллического фундамента. С учетом существенной неоднородности фундамента, наличия в нем большого количества разломов, возникших на различных этапах его формирования [4], можно предположить, что на плитной стадии развития территории блоковые движения осуществлялись за счет активизации ранее образовавшихся разломов.

Характерной особенностью новейшей тектонической структуры, отличающей ее от палеозойской, мезозойской и палеогеновой, является преимущественно субмеридиональная ориентировка чередующихся поднятых и опущенных блоков. При перемещениях этих блоков в осадочном чехле образуются штамповые структуры, представленные поднятиями, депрессиями и структурными террасами. Структура осадочного чехла дополняется областями динамического влияния разломов фундамента – парагенезами пликативных и дизъюнктивных нарушений, образующимися в осадочном чехле в надразломном пространстве. В зависимости от кинематики движений по разломам, стадий развития областей динамического влияния, в неоген – четвертичном СВК зоны крупных разломов территории ВКМ выражены линейными прогибами, валами, пологими флексурами, локальными поднятиями и впадинами или комбинациями названных структур в различных вариантах.

Территория исследований охватывает центральную часть ВКМ и расположена в пределах двух мегаблоков неотектонической структуры: Окско-Донского и Среднерусского. В строении неоген-четвертичного структурно-вещественного комплекса мегаблоки выражены Окско-Донской депрессией и Среднерусским поднятием, которым в современном рельефе соответствуют Окско-Донская низменность и Среднерусская возвышенность. Важнейшей особенностью мегаблоков неотектонической структуры является их тесная связь с древней (докембрийской) блоковой структурой [5,6]. Так, Среднерусский мегаблок сопоставляется с Орловско-Курским блоком, сложенным преимущественно архейскими глубоко метаморфизованными образованиями, пересекающимися в северо-западном направлении линейными синклинорными структурами, образованными раннепротерозойскими сланцами и железистыми кварцитами. Окско-Донской мегаблок в наиболее общих чертах совпадает с областью распространения воронцовской серии нижнего протерозоя в пределах Хоперского блока докембрийской структуры

На протяжении последних 12 лет на территории ВКМ проводятся регулярные сейсмические наблюдения с помощью сети широкополосных цифровых сейсмических станций. Зафиксировано значительное количество землетрясений, начиная со второго энергетического класса. Гипоцентры землетрясений не выходят за пределы верхней коры, а их пространствен-

ное положение тяготеет к крупным зонам разломов фундамента в присводовой части Воронежской антеклизы (рис. 1). Преобладающая часть сейсмически активных зон разломов имеет меридиональную, широтную или близкую к ним ориентировку, что позволяет сделать вывод в целом о повышенной геодинамической активности на современном этапе разрывных структур меридиональной и широтной систем. Это согласуется с общими особенностями неоструктурного плана территории и свидетельствует о значительной степени унаследованности современных тектонических движений от движений всего неотектонического этапа.

Вместе с тем, для современных тектонических движений по результатам анализа стохастических моделей рельефа [7] предполагается смещение их активности в южном направлении.

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть в качестве одного из морфометрических показателей современной геодинамической активности территории степень изрезанности современного рельефа.

Под изрезанностью рельефа (уровнем его горизонтального расчленения [8]) авторы понимают расчленение земной поверхности речной и овражно-балочной сетью. Для оценки степени изрезанности рельефа использовались топографические карты масштаба 1:200 000. Исследуемая территория была разбита на элементарные трапеции со сторонами 10х10 минут, в пределах которых определялась суммарная длина речных и овражно-балочных долин. Суммарная длина долин относилась к площади элементарной трапеции. Вычислялся коэффициент $K = L/S$, характеризующий степень изрезанности земной поверхности, где L – суммарная длина линеаментов, S - площадь трапеции. В результате была составлена карта изрезанности рельефа земной поверхности с сечением изолиний 0,1. На изученной территории значение K колеблется от 0,1 до 0,7. Наиболее четко прослеживается самая крупная центральная Тим – Кантемировская зона максимальной раздробленности земной поверхности (рис. 1).

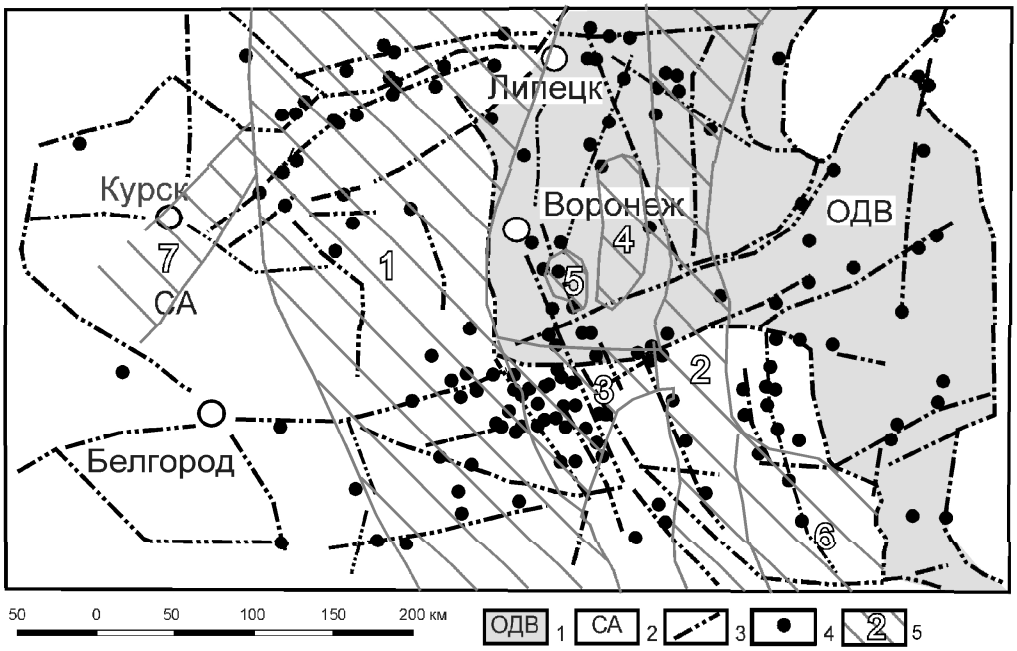


Рис. **1. Схема соотношений элементов новейшей тектонической структуры и сейсмичности центральной части Воронежской антеклизы.** *1 - Окско-Донская депрессия, 2.- Среднерусская антеклиза, 3 - зоны крупных разломов фундамента, активные на неотектоническом этапе, 4 - эпицентры землетрясений, 5 - зоны максимальной изрезанности рельефа и их номера: 1 – Тим-Кантемировская, 2 – Эртиль – Богучарская, 3 – Верхнемамонская, 4 – Панинская, 5 – Каширская, 6 – Калачская, 7 – Курско-Обоянская*

Зона не везде согласуется с границами Среднерусской антеклизы и Окско-Донской впадины, особенно в южной части. Пространственно она тяготеет к восточной части Орловско-Курского блока, выделенного как структура первого порядка в кристаллической коре

ВКМ. Зона неоднородна, наблюдаются локальные области как понижения, так и значительного повышения изрезанности рельефа (коэффициент *К* колеблется от 0,3 до 0,6). Кроме этой, условно Западной зоны, достаточно уверенно прослеживается неширокая Эртиль-Богучарская зона субмеридионального направления в Хоперском мегаблоке. Зона пересекает Окско-Донскую впадину и Калачское поднятие. Помимо этих наиболее крупных областей повышенной изрезанности рельефа можно выделить ряд локальных зон: Верхнемамонская зона, расположенная между первыми двумя зонами в центральной части карты. Панинская и Каширская зоны также ориентированы субмеридионально. В северо-восточной части выделяется Калачская зона, а на северо-западе прослеживается узкая Курско-Обоянская зона северо-восточного направления.

Анализируя соотношение степени изрезанности земной поверхности с неотектонической структурой и сейсмичностью можно отметить следующее.

1. Как и для наиболее крупных элементов новейшей структуры для зон повышенной изрезанности устанавливается отчетливое преобладание субмеридиональных простираний.

2. Выделяющиеся зоны повышенной изрезанности не совпадают полностью с контурами неотектонических структур, а часто пересекают их.

3. Отмечается преимущественная локализация эпицентров землетрясений на тех участках зон динамического влияния разломов фундамента, которые расположены в пределах площадей с повышенной изрезанностью рельефа.

Учитывая эти особенности можно предположить, что степень горизонтального расчленения территории (изрезанность рельефа) связана с параметрами поля новейших и современных тектонических напряжений, для которого многими авторами [9, 10] обосновывается наличие регионального меридионального сжатия, сочетающегося с растяжением в широтном направлении. Зоны повышенной изрезанности в этом случае могут отражать области высокой проницаемости горных пород, обусловленные еще мало изученными глубинными процессами. Это объясняет и специфику распределения эпицентров землетрясений, сосредоточенных на участках разломных зон, которые совмещаются с областями активного растяжения.

Несовпадение контуров неотектонических структур с зонами повышенной изрезанности рельефа (областями повышенной проницаемости) может объясняться латеральной неоднородностью кристаллического фундамента, через которую преломляются (и, таким образом искажаются) контуры глубинных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки. Программа "Развитие научного потенциала высшей школы (2009- 2010 годы)". Проект 2.1.1./4637.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива / А.И. Трегуб // Труды НИИ геологии Воронежского госуниверситета. – Вып. 9. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2002. – 220 с.
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. Лобковский Л. И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
4. Трегуб А.И. Разрывные нарушения в фундаменте и осадочном чехле территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / А.И. Трегуб // Вест. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – № 5 (10). – Воронеж, 2000. – С. 7-15.
5. Ненахов В.М. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива) / В.М. Ненахов, Ю.Н. Стрик, А.И. Трегуб, В.М. Холин, М.И. Шабалин. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007. – 284 с.

6. Раскатов Г.И. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. / Г.И. Раскатов, В.Ф. Лукьянов, А.А. Старухин и др. – Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 1976. – 120 с.
7. Трегуб А.И. Морфометрия современной поверхности и неотектоническая структура территории ВКМ / А.И. Трегуб, О.В. Жаворонкин // Вестн. Воронеж.ун-та. Сер, геологич. – № 9. – Воронеж, 2000. – С. 19-26.
8. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картирование / А.И. Спиридонов. – М.: ″Недра″, 1975. – 179 с.
9. Кооп М.Л. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен - четвертичного прогиба./ М.Л. Копп, А.А. Никонов, Е.Ю. Егоров // Доклады РАН. – М., 2002. – Т. 385. – № 3. – С. 387-392.
10. 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.

УДК 553.462’495.061.6.041:551.734.5 (470.25)

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОЛИБДЕН-УРАНОВЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА НА ЗАПАДЕ ПСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ: СОСТАВ, ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

С.Ю. Енгалычев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П. Карпинского (ФГУП "ВСЕГЕИ"), г. Санкт-Петербург, Россия

Поиски урана в осадочном чехле северо-запада Русской плиты проводились с середины XX века. Был выявлен ряд месторождений, приуроченных к вендским (Ратницкое, Рябиновское, Славянка) и нижнеордовикским отложениям (Котловское, Красносельское и др.) в полосе Балтийско-Ладожского глинта. Южнее, на Главном девонском поле, в области развития средне-верхнедевонских пестроцветных песчано-глинистых отложений был выявлен ряд комплексных U-Mo-V рудопроявлений, генезис которых до сих пор остается дискуссионным.

По мнению ряда авторов, урановорудный потенциал осадочного чехла Русской плиты, и, в частности, её северо-западной части, не раскрыт в полной мере [1], что определяет актуальность проведения системного изучения урановых и комплексных уран-молибден-ванадиевых объектов, локализованных в отложениях осадочного чехла на современном уровне с привлечением современных аналитических методов и методик.

Одним из таких объектов, требующих всестороннего изучения является Печорское молибден-урановое рудопроявление, приуроченное к нижней части комплекса верхнедевонских отложений (гауйская свита, швентойский горизонт). Оно располагается у г. Печоры на западе Псковской области в пределах Печорского месторождения тугоплавких глин, разрабатываемого в настоящее время для производства керамической плитки.

В толще глин гауйской свиты установлены черные стяжения молибден-урановой минерализации. Их генезис трактуется различно: некоторые исследователи относят его к сингенетическим [1], другие к эпигенетическим [2-5] образованиям. Вопрос формирования этих Mo-U обособлений в отложениях осадочного чехла, как и ряда других, близких по строению объектов, расположенных на Главном девонском поле, в настоящее время, в связи со слабой изученностью остается нерешенным.

Наличие высоких содержаний молибдена в черных включениях из толщи гауйских глин установлено не только на Печорском рудопроявлении, но и в соседней Латвии (молиб-

ден-урановые рудопроявления Лоде, Куправа), где оно локализовано в одновозрастных отложениях лодеской свиты. На окружающей территории Псковской области было выявлено Локновское рудное поле площадью около 50 км^2, в пределах которого сосредоточены ресурсы (P_3) молибдена в объеме 16,5 тыс. тонн [4], при его содержании 0,5-5,6 %.

Цель работы состоит в изучении структурно-вещественных особенностей молибден-урановых новообразований Печорского рудопроявления с использованием современных аналитических методов, а также выявлении геолого-структурной позиции данного объекта для определения условий его образования.

В ходе полевых работ было проведено описание разреза верхнедевонских отложений, изучена морфология и характер размещения молибден-урановых обособлений. По отобранным пробам, выполнены полуколичественный спектральный анализ, химические анализы методом ICP-MS, проведено изучение пород с использованием растрового электронного микроскопа. Для уточнения геолого-структурной позиции объекта исследований было выполнено дешифрирование материалов космических съемок.

Отложения швентойского горизонта, вскрытые в карьере, представлены в верхней части песчаными, песчано-алевритовыми отложениями с редкими прослоями глин, слагающими аматскую свиту мощностью 3-5 м. В нижней части располагается гауйская свита, сложеная серыми, голубовато-серыми тугоплавкими глинами, содержащими редкие прослои алевролитов и тонкозернистых песчаников общей мощностью около 10-12 м. В толще глин присутствуют остатки костного детрита рыб, фосфатные конкреции лепешковидной или овальной формы и железисто-фосфатно-глинистые конкреции почковидной формы, содержащие в своем ядре обломки ихтиофауны. Глины последней залегают на мощной (до 180 метров) толще песчаных отложений буртниекского и подстилающего его, арукюлаского горизонтов среднего девона. Девонские отложения плавно погружаются в южном, юго-восточном направлении.

Молибден-урановые концентрации приурочены к прослоям алевролитов и песчаников в глинах гауйской свиты и кровле отложений буртниекского горизонта (D_2 br), на контакте их с глинами. Отложения гауйской свиты сформировались в подводно-дельтовых условиях и залегают на неровной поверхности. В ряде случаев, в частности, в карьере Лоде, они заполняют палеоврезы в подстилающих отложениях. Аналогичное строение, вероятно, имеет подошва гауйских отложений в изученном карьере.

Рассматриваемые отложения имеют специфическую окраску, указывающую на интенсивное проявление эпигенетических изменений восстановительного характера (оглеение), обусловивших активную миграцию ряда химических элементов (Mo, Se, U, As, V, Co и др.). Глины нижней части свиты, окрашены в серый, голубовато-серый цвет (холодных оттенков), а в верхней части выделяются два выдержанных прослоя, окрашенных в малиново-красный цвет. В борту одной из ступеней в северо-восточной части карьера выявлен блок пород без следов оглеения, расположенный между рассматриваемыми красными прослоями. Породы этого блока окрашены в желтоватый, желтовато-серый цвет. Его границы выражены плавным изменением окраски пород с желтой на светло-серую. Песчаные породы нижней части аматской свиты также несут следы оглеения и окрашены в светло-серый цвет.

Наиболее ярким проявлением эпигенентических процессов являются скопления черных сажистых молибден-урановых обособлений. По полевым наблюдениям, они располагаются преимущественно в юго-восточной части карьера и образуют вытянутую полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении. Эпигенетические изменения наиболее активно проявлены в тонкодисперсных алевритистых глинах, что определяется их более высокой водопроницаемостью по сравнению с чистыми глинами. Окраска пород изменяется с желтой на серую, светло-серую. Граница эпигенетических изменений маркирована зонами малиново-красного цвета субпластовой морфологии. Покраснение первичных глин вызвано образованием в них многочисленных мелких (доли мм) стяжений окислов железа, постепенно исчезающих по мере продвижения в строну измененных серых глин. Наиболее интенсивное развитие уран-молибденовой минерализации приурочено к нижней части свиты и прослоям серых глин, расположенных между зонами красного цвета.

Можно выделить несколько типов молибден-урановых обособлений: 1) плотные обособления дисковидной формы около 3-7 см в диаметре, окруженные каймами чернильно-синего цвета во вмещающих глинах мощностью 0,5-2 см. В нижней части свиты такие обособления широко распространены и на некоторых участках рассеяны по массе породы, образуя зоны мощностью 1-1,5 м при их протяженности 8-12 м. Такие зоны часто ассоциируют с фосфатными конкрециями. Именно с этой разновидностью молибден-урановых обособлений связаны наиболее высокие содержания урана (до 0,53 %) и молибдена (до 7,29 %), а также селена, ванадия, иттрия и мышьяка. Их радиоактивность составляет от 130 до 320 мкр/ч.; 2) глинистые алевролиты с редкими прослоями песчаников, окрашеные в черный цвет. Такие участки образуют цепочки и линзы (протяженностью от 2-3 до 40-60 метров при мощности от 5 до 20-30 см), или выделения неправильной, субпластовой, формы. Окраска отчетливо сечет слоистость. Уран-молибденовая минерализация в линзах представлена сажеподобной массой, развивающейся в цементе песчаных и глинистых алевритов. При увеличении мощности алевро-песчаных прослоев рассеянная молибден-урановая минерализация наблюдается только в приконтактовой части пласта. 3) молибден-урановая минерализация в виде заполнения трещин протяженность 10-15 см, установленная вблизи рудных выделений первого.

В сажистых обособлениях уран-молибденовые новообразования образуют налеты, тонкодисперсные примазки и часто располагаются в межзерновом пространстве. Некоторые агрегаты имеют форму чешуек, пластин, почковидных агрегатов. Сами новообразования сложены рентгеноаморфным веществом, в котором молибден, вероятнее всего, представлен в виде иордизита (MoS_2). В составе включений присутствуют урановые черни. Содержание органического вещества в рудных включениях составляет 0,046-0,05 (до 0,15 %), а во вмещающих глинах 0,029-0,064 %. По данным растровой электронной микроскопии в новообразованиях установлен пирит, марказит, халькопирит, пирит, таблички молибденита, барит. В чернильно-синих каемках выявлен молибденит и тонкокристаллический пирит. После вскрытия пласта, содержащего рудные стяжения, последние начинают интенсивно окисляться, покрываются водорастворимыми чернильно-синими, синими, голубовато-синими рентгеноаморфными налетами, характерными для водной окиси молибденита – ильземаннита ($Mo_3O_8*nH_2O$). В них же выявлена примесь гипса.

При обработке полученных результатов химического анализа был использован многомерный статистический анализ (метод главных компонент факторного анализа), позволивший выявить различную подвижность ряда химических элементов в эпигенетическом процессе. Так в группу малоподвижных элементов (окислов) отнесены TiO_2, MgO, Nb, Ta, Ga и др., во вторую активные мигранты Mo, U, Se, Ni, As, Cu, Co, As, Pb, Sb, Zn и др.. Полученные данные свидетельствует о перераспределении не только урана и молибдена, но и целого ряда химических элементов в процессе формирования данного рудопроявления. Особенности химического состава пород находятся в четкой зависимости от их положения в пределах эпигененетической зональности, в связи с чем, полученные данные могут быть использованы для подтверждения выделенных зон и определения условий формирования рудной минерализации на других рудопроявлениях в девонских отложениях региона.

На высокую подвижность ряда химических элементов и ″зараженности″ ими территории прилегающей к рудопроявлению указывают результаты химического анализа подземных вод (методом ICP-MS), отобранных нами из родников и колодцев. В них установлены повышенные содержания Mo (до 1,7 мкг/л), U (до 9,04 мкг/л), As (до 7,1 мкг/л), Cu (до 4,6 мкг/л). Полученные данные могут указывать на современное перераспределение рудных концентраций, находящихся в толще девонских отложений.

В структурном отношении Печорское рудопроявление располагается в области сочленения структур северо-восточной части Латвийской седловины и Московской синеклизы. По результатам бурения фундамент и перекрывающий его осадочный чехол, в данном районе разбиты на блоки, смещенные друг относительно друга (с амплитудой в десятки метров) по субвертикальным зонам нарушений. Дешифрирование материалов космических съемок (масштаб 1:1 000 000) показало наличие многочисленных линеаментов, интерпретируемых нами в качестве тектонических нарушений и зон повышенной проницаемости, а

также кольцевых структур овалообразной морфологии диаметром около 90-110 км. Природа последних имеет различное толкование, мы же связываем их с крупными тектоническими неоднородностями фундамента, находящими свое проявление в структурном рисунке осадочного чехла. На рассматриваемой территории располагаются краевые части двух крупных кольцевых структур – Кудебской на западе и Порховской на востоке (рис. 1). Обращает на себя внимание размещение молибден-урановых проявлений, и Печорского рудопроявления, по их периферии. Установленный факт требует отдельного рассмотрения, но уже на данном этапе исследований можно утверждать о наличии связи между тектоническим нарушениями фундамента, проявленными в осадочном чехле и особенностями размещения молибден-урановых концентраций в последнем. Такая связь, вероятно, определяется приуроченностью проницаемых зон, являющихся проводниками флюидов (вода, сероводород, углеводороды), именно к краевым частям рассматриваемых кольцевых структур.

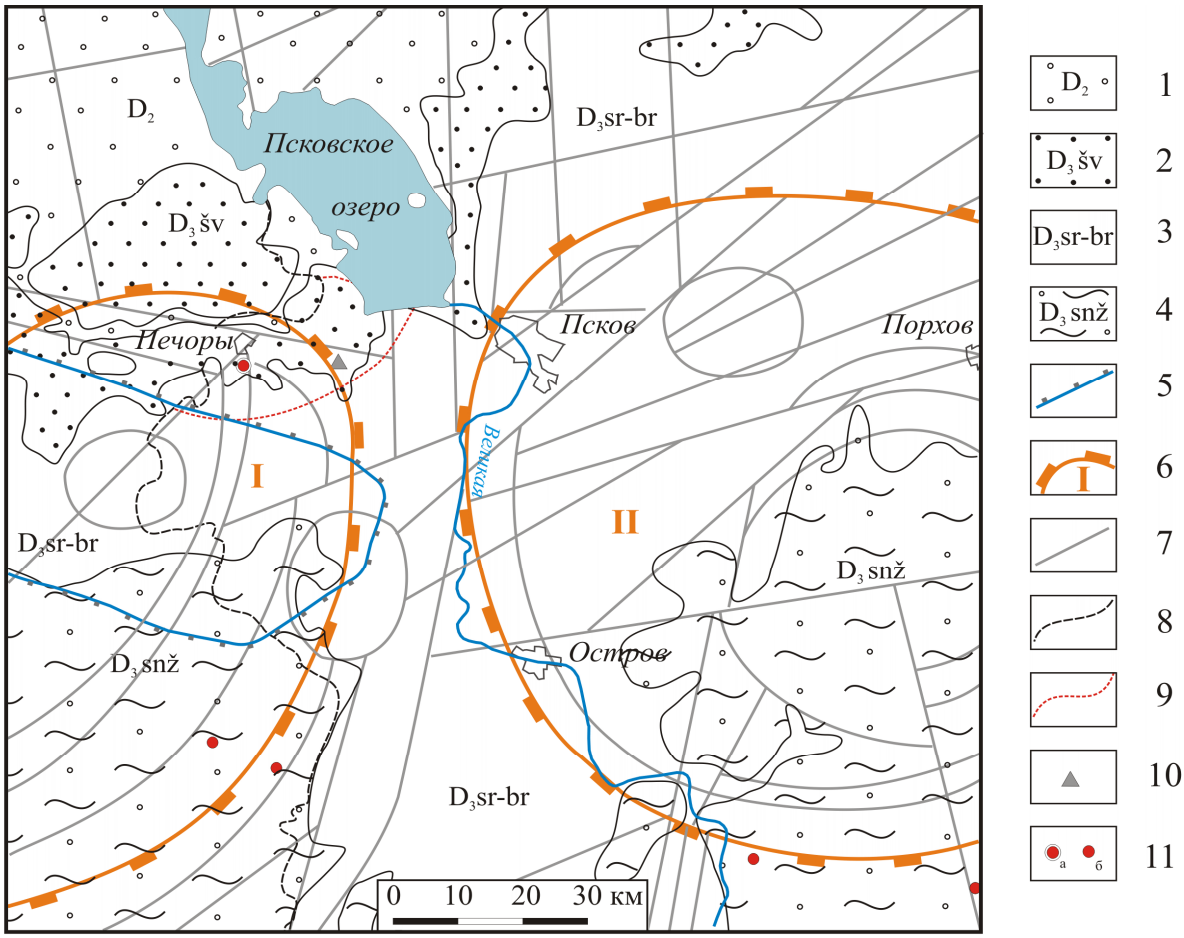


Рис. 1. Геологическая карта-схема западной части Псковской области и сопредельной территории Латвии с нанесенными на нее элементами дешифрирования материалов космического зондирования и рудными объектами. *1 - песчаные отложения среднего девона (арукюлаский (D_2 ar) и буртниекский (D_2 br) горизонты), 2 - песчаные и глинистые отложения швентойского горизонта (D_3 sv), 3 - карбонатные и глинисто-карбонатные отложения саргаевского (D_3 sr), семилукского (D_3 sm), и бурегского (D_3 br) горизонтов, 4 - песчано-глинистые отложения снежского горизонта (D_3 snz), 5 - контур Локновского поднятия, 6 - крупные кольцевые структуры и их номера (I - Кудеб- ская, II - Порховская), 7 - линеаменты и кольцевые структуры, 8 - граница Российской федерации, 9 - границы Локновского рудного поля, по [4], 10 - проявления битумов, 11- Печорское молибден-урановое рудопроявление (а), молибден-урановые проявления (б)*

Ранее на территории Главного девонского поля, от Карбонового уступа на востоке до Балтийского побережья Латвии на западе, были выявлены линейные зоны распространения подземных вод с повышенным содержанием хлора и сульфат иона и повышенной

минерализации, выделяющиеся на фоне развития пресных гидрокарбонатно-магниево-кальциевых вод. Они имеют широтное, меридиональное и северо-восточное простирание и интерпретируются нами как области межпластового перетока (подтока) глубинных вод, проходящего по разрывным нарушениям из нижележащих отложений водоносных комплексов в проницаемые отложения девона. В пределах таких зон в водах повышена доля растворенного органического вещества и углеводородов, а на участках развития сульфатных вод и сероводорода. К краевым частям таких зон приурочены некоторые радиогидрогеологические аномалии, с содержанием урана в водах 2,8-20,6 $\cdot 10^{-5}$ г/л и находки твердых битумов в разрезе девонских отложений (рис. 1). Эти области разгрузки глубинных вод могут являться локальными зонами вторичного восстановления, а при наличии уран-содержащих кислородных вод могут создавать условия, благоприятные для формирования повышенных концентраций урана на окислительно-восстановительных барьерах.

В пользу эпигенетической природы молибден-урановых концентраций Печорского рудопроявления свидетельствуют данные изотопного определения их возраста, выполненного по изотопам свинца. Он составил 70-110 млн. лет. В соответствии с палеогидрогеологическими исследованиями, данный временной интервал (поздний мел) отвечает эпохе интенсификации движения окислительных растворов и развитию гипергенных процессов, в этой части Русской плиты [6].

Для решения вопроса формирования рассматриваемых молибден-урановых концентраций, в качестве их возможного аналога, можно привлечь данные по формированию ряда молибден-урановых рудопроявлений из девонских отложений Курземского полуострова (западная Латвия), образование которых связывают с совмещением гипергенных окислительных процессов площадного типа, и участков вторичного восстановления пород, образованных в результате воздействия глубинных вод, содержащих растворенных углеводороды нефтяного ряда, поступающих по линейным зонам повышенной проницаемости, их нижележащих отложений содержащих локальные нефтегазовые ловушки.

Вопрос об источнике вещества, молибден-урановых обособлений, остается открытым. Учитывая приуроченность рассматриваемого проявления к региональным тектоническим нарушениям можно предположить, что первичный источник молибдена связан с кристаллическим фундаментом, из которого рудное вещество по тектоническим зонам восходящими трещинно-жильными водами было вынесено и переотложено в девонской толще. Однако, кроме того можно допускать также мобилизацию вещества из вмещающих пород. Такое предположение находит подтверждение в повышенном содержании молибдена в глинах гауйской свиты и ее возрастного аналога – лодеской свиты [3].

Рассмотренные материалы по эпигенетическим молибден-урановым новообразованиям указывают на положительные перспективы западной части Псковской области на выявление новых рудопроявлений данного типа в песчано-глинистых отложениях девона. Особая привлекательность такого рода объектов определяется их неглубоким залеганием (30-50 м). В настоящее время можно считать целесообразным проведение прогнозно-поисковых работ в этом районе, направленных на выявление комплексных (Mo-U) месторождений не только в швентойских, но и в подстилающих легко проницаемых песчаных отложениях девона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грушевой Г.В., Оношко Н.С., Наумов С.С. Прогнозная оценка урановосности чехла Русской платформы // Разведка и охрана недр. – 1996. – № 3. – С. 11-20.
2. Куршс В.М. Девонское терригенное осадконакопление на Главном девонском поле. – Рига: Зинатне, 1992. – 208 с.
3. Куршс В.М., Саммет Э.Ю. Молибденовая минерализация в верхнедевонских отложениях Прибалтики и условия ее образования // Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. – Рига: Зинатне, 1981. – С. 157-167.

4. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра северо-запада Российской федерации. – СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 520 с.
5. Шор Г.М., Афанасьев А.М., Алексеенко В.Д. и др. Сравнительный анализ урановоносности платформ России // Региональная геология и металлогения. – № 8. – 1999. – С. 23-34.
6. Региональный палеогидрогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития Русской платформы (в рифее-фанерозое) / Е.А. Басков, В.В. Петров, С.Н. Сурков и др. / Под ред. Е.А.Баскова. – С-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2001. – 166 с.

УДК 624.131.1:550.34

ПСИХОТРОПНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ – НОВЫЙ ВИД НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ?!

А.Д. Жигалин[1], Г.Л. Кофф[2]

[1]Учреждение Российской академии наук
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия;
[2]Институт геоэкологии РАН, Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия

В течение многовековой истории люди предпочитали считать, что земля под ногами тверда и неколебима. Однако одновременно существовало знание о том, что на планете происходят землетрясения и бывают катастрофические извержения вулканов. В связи с этим со временем наша планета была поделена на сейсмоактивные зоны, для которых характерны периодически повторяющиеся извержения вулканов и землетрясения, часто сильные и катастрофические, влекущие за собой разрушения и гибель людей, и области со слабыми проявлениями сейсмической активности. К ″спокойным″ участкам были отнесены все платформенные области, в пределах которых, как предполагалось, тектонические подвижки маловероятны, а уровень сейсмического риска исчезающее мал.

Однако тектонические исследования последних десятилетий заставили изменить привычный взгляд на платформы как на сейсмически устойчивые участки земной поверхности. Более того, все чаще приходится вспоминать о так называемой техногенной наведенной сейсмичности, обусловленной вмешательством Homo Faber (человека деятельного) в естественные процессы эволюции верхних этажей земной коры. Особое внимание в этой связи привлекают те участки платформенных областей, в частности, Русской платформы, в пределах которых располагаются индустриальные центры, крупные города и сосредоточена основная часть населения страны.

Сейсмичность территории определяется, и это давно и хорошо известно, силой и повторяемостью происходящих в ее пределах землетрясений. Существуют регионы, для которых землетрясения разной интенсивности – события ординарные, и регионы, где землетрясения редки и сила их не очень велика. Слабые землетрясения серьезной опасности не представляют, если при проектировании правильно учитывается сейсмичность региона и при строительстве проводится достаточная инженерная подготовка. Не создают такие землетрясения и беспокойства среди населения городов и поселков.

С ростом городов, увеличением глубины освоения литосферного пространства, с одной стороны, и этажности жилой застройки, с другой стороны, возрастает нагрузка на геологический субстрат. Это приводит к увеличению риска природно-техногенных катастроф вследствие снижения устойчивости массивов горных пород, повышения коррозионной активности грунтов, усталостным деформациям зданий и сооружений, ускоренному разрушению подземных коммуникаций. Поэтому разнообразные техногенные аварии в пределах тер-

риторий больших городов – явление достаточно обычное и должно вызывать сильную озабоченность разве только у работников городских технических служб.

Однако в последние 20-25 лет, в дополнение к уже известным естественной и техногенной, появился новый вид сейсмичности, а именно, землетрясения, прогнозируемые там, где их по всем тектоническим и другим эндогенным признакам быть не может. Как правило, ″землетрясения″ такого рода предсказываются на территории больших городов и промышленных центров (в Москве, Санкт-Петербурге и др.). Предсказатели таких землетрясений настойчивы и стараются использовать все средства, и в первую очередь, средства массовой информации, что позволяет поднятой ими волне распространяться с большой скоростью, на значительные расстояния от источника и откладываться в умах и без того растревоженных городских жителей.

Периодически в газетах и журналах нарастает поток статей, которые нельзя назвать иначе, как ″страшилками″, и в которых причинами аварий непременно объявляются природные процессы, в первую очередь, сейсмического и тектонического характера. Особый упор делается на существование активных глубинных тектонических разломов в геологическом субстрате городов, которые могут оказаться причиной катастрофических землетрясений. Квалифицированные статьи, реально освещающие ситуацию в форме, доступной широкому читателю, практически отсутствуют. Поэтому просто необходимо, опираясь на достоверные научные данные, восполнить существующий пробел и тем самым снять излишнее напряжение среди городского населения. Надо заметить, что в первую очередь это касается жителей Московского мегаполиса, к которым в последнее время оракулы ″подключили″ и жителей Санкт-Петербурга.

Аврааму Линкольну принадлежат слова – ″Мы живем среди тревог и страхов, мы ждем от каждого газетного листа катастроф!″. Этими словами можно передать ощущение жителя Москвы, прочитавшего в своей газете очередную ″страшилку″. Чем же пугают, например, московского обывателя? Вот далеко не полный перечень статей, появившихся за последние пятнадцать лет в газетах и журналах, читаемых в Москве и не только в ней:

- ″Города-утопленники (через 20 лет Москву ожидают землетрясения)″ – МК, 22.11.95 г.
- ″Московское землетрясение можно ожидать на Войковской и на Ленинском″ – ″Столица″, февраль 1995 г.
- ″Кербер наносит удар″ – Труд, 22.03.95 г.
- ″Катастрофа начинается при полном штиле″ – МК, 04.09.96 г.
- ″Возможно, в центре Москвы было землетрясение″ – Новая газета, 18-24.05.98 г.
- ″Москва не сразу рухнула″ – МК, 23.05.98 г.
- ″Земля нам ничего не прощает″ – Новые Известия, 31.08.01 г.
- ″На Москве поставили крест″ – Метро, 13.11.01 г.
- ″Грозит ли Москве землетрясение″ – АИФ, 2002 г.
- ″Весенняя встряска″ – Известия, 13.05.02 г.
- ″Провальный грунт″ – Известия. RU, 16.06.03 г.
- ″Московское потрясение″ – МК, 03.10.03 г.
- ″Столица повышенной трещиноватости″ – АИФ, 2004 г.
- ″В каких районах лучше не жить″ – Известия, 05.11.2004 г.
- ″Москва стоит на разбитой тарелке″ – Мир зазеркалья, 2005 г.
- ″Небоскребы в разломах″ – Известия, 18.03.2005 г.
- ″Москва рушится″ – Газета, 30.06.05 г.

Если оставить в стороне вопрос об ангажированности некоторых средств массовой информации и закрыть глаза на недобросовестность отдельных корреспондентов, стремящихся найти что-либо погорячее, то можно сформулировать ряд мифов, которыми время от времени пугают столичных жителей.

Миф первый, тектонический. Москва стоит на сети многочисленных разломов, края которых движутся относительно друг друга. Поэтому в местах пересечения разломов чаще

рвутся трубопроводы и телефонные кабели. Подобные зоны следует считать опасными для строительства, особенно высотного.

Миф второй, сейсмический. Многие случившиеся в Москве чрезвычайные происшествия объясняются локальными (?) сейсмическими толчками. К таким происшествиям, например, отнесены взрывы, разрушившие 25.12.1967 г. пятиэтажное здание на ул. Осипенко, разрушение 25.07.1988 г. школы № 583 на Большой Полянке, взрыв 16.05. 1991 г. дома № 36 в Старомонетном переулке, разрыв в 1997 г. газопровода на шоссе Энтузиастов и др.

Миф третий, энергетический. Энергия тектонических напряжений высвобождается не только через землетрясения, но и в виде электромагнитного излучения, линейных и шаровых молний, а также плазмоидов – сгустков концентрированной энергии. Эти ″огненные пузыри″, поднимающиеся по разломам, способны вызывать аварии на коммуникациях и локальные взрывы.

Миф четвертый, ″целевой″. Под Кремлем (!) проходит стык двух тектонических разломов. В этом районе в земной коре скапливается гелий – газ, который при большой концентрации и определенных геофизических процессах (!) может привести к землетрясению. Этот пресловутый крест разломов в различных вариантах преподносится как самый страшный фактор, по крайней мере, уже около двух десятков лет.

Миф пятый, геопатогенный. Утверждается, что по зонам тектонических разломов могут распространяться вредные эманации (!?), в силу чего эти зоны являются геопатогенными. С такими зонами связываются участки повышенного риска возникновения онкологических заболеваний.

Миф шестой, самый ″крутой″. Согласно этому мифу, в результате одного из сейсмических толчков на ул. Осипенко в 1967 г. ″… летала мебель, люди, выброшенные из квартир, висели на деревьях. Погибло около двух сотен человек″. К последствиям ″локальных сейсмических толчков″ отнесены и разрыв трубопровода в Очакове 1986 году, и жуткая тряска в Матвеевском, и взрыв в Старомонетном переулке, в результате которого пострадала штаб-квартира партии ″Демократическая Россия″.

Мифы, с завидным постоянством появляющиеся в прессе и на телевидении, способны посеять тревогу среди городского населения. У наиболее впечатлительной его части развивается так называемый синдром ″ожидания беды″, характерный для жителей сейсмически активных областей.

Подобного рода мифотворчество не выдерживает серьезной критики с позиций современной геологической науки. Однако вызывает серьезную озабоченность факт участия в той или иной форме в создании этих мифов ряда специалистов, в том числе и геофизиков. Так, широко используется представление о двух перекрещивающихся под городом континентальных разломах, которые состоят из десятков более мелких трещин и которые, якобы, являются причиной всех московских бед. Известный по многим публикациям в качестве собеседника корреспондентов московский диггер В. Медведев, рассуждая о том, что в Москве строят не там, где надо и не так, как надо, ссылается на мнение эксперта НИИ геофизики и сейсмологии (такого научного учреждения в Москве, кстати сказать, нет), которым будто бы составлен график возрастания интенсивности местных землетрясений, зарегистрированных на юго-востоке Русской платформы, дающий основания прогнозировать 6-балльные техногенные местные землетрясения в Москве через 8-10 лет. Идею разрушения блоков земной поверхности вследствие выхода на поверхность глубинных структур поддерживают ученые Московского государственного горного университета, сотрудники Центра геофизики недр при МГГУ и др.

Возникает вопрос, существует ли вообще реальная сейсмическая опасность для Московского мегаполиса, раз уж речь идет именно об этом, самом крупном, городе нашей страны?

Сейсмическая обстановка и уровень сейсмического риска в пределах территории больших городов, в том числе и территории Москвы, определяются двумя основными группами факторов.

К первой группе относятся факторы, связанные с сейсмическими воздействиями местных и удаленных землетрясений, а также сейсмических микроколебаний естественного происхождения.

Вторая группа факторов объединяет рельеф поверхности, плотность застройки, долю в ней высоких и высотных зданий, глубину заложения фундаментов, наличие развитой сети подземных сооружений.

Московский регион расположен в той части древней Восточно-Европейской платформы, в пределах которой кристаллический фундамент находится на глубине 1,5-2,5 км и перекрыт платформенным чехлом осадочных пород. Фундамент действительно разбит крупными тектоническими разломами, по которым установлены значительные древние смещения. Современная активность древних разломов не доказана, как не доказано и проникновение этих разломов вверх по разрезу близко к поверхности. Более того, в 80-х годах прошлого века в ходе проведения в районе г. Истры в Московской области (где 25.01.1985 г. произошло обрушение металлоконструкций купола диаметром 232 м и высотой 119 м) ряда геодинамических экспериментов было установлено отсутствие активных разломов. Также установлено, что карбонатные породы каменноугольного возраста, располагающиеся на глубинах в первые десятки, реже первые сотни метров, нарушены самостоятельной системой трещинных и разрывных зон, не связанной с разломами в фундаменте. Таким образом, серьезных оснований говорить о возможности проникновения снизу к земной поверхности глубоко погребенных разломов фундамента не существует. С неоднородностью осадочного чехла и некоторыми тектоническими структурами действительно могут быть связаны проявления опасных для строительства экзогенных (поверхностных) геологических процессов, в том числе карста, оползней и др., но с ними не могут быть связаны землетрясения. Это обстоятельство практически опровергает миф о возможности катастрофических землетрясений в Московском регионе.

Летописная история сохранила до наших дней сведения о наблюдавшихся ранее ″трясениях земли″ в Московском регионе (табл. 1).

Ведущие сейсмологи страны единодушны в том, что в Москве не было собственных (местных) землетрясений, опасных для инженерных сооружений, как и в том, что наиболее сильные сейсмические колебания здесь связаны с удаленными Карпатскими землетрясениями, например, с землетрясениями 1445, 1802, 1977, 1986, 1990 годов. Приходят в Москву землетрясения и из Скандинавии, Крыма и Средней Азии. Очень слабые сейсмические толчки, связанные с процессами, происходящими в кристаллическом фундаментом, возможны, но опасности не представляют. Техногенные землетрясения, о которых много говорят и пишут в последнее время, в расчет в данном случае принимать не следует, поскольку в пределах Московского региона нет условий, могущих служить предпосылками для возникновения такого рода сейсмопроявлений.

На основании приводимых в табл. 1 данных и данных, проводившихся ранее и проводимых в настоящее время в Москве сейсмических исследований, можно сделать вывод о том, что обещаемые предсказателями местные землетрясения интенсивностью в 5 или даже 6 баллов не случаются (и, скорее всего, не произойдут!), как не случались за все время существования города. Однако оракулы не сдаются – будут, говорят. И этим добавляют беспокойства и так растревоженным горожанам.

Таблица 1

Сведения о землетрясениях в Московском регионе

Годы	Места	Краткое описание событий
1446	Москва	″Потрясеся град Москва. Кремль и посад, и храмы поколебашися″
1460	Москва	Грозовое землетрясение
1471	Москва	″Потрясеся земля″
1474	Москва	Был ″трус в граде Москве″. Рухнула почти достроенная церковь Св. Богородицы. Потряслись все храмы и колебалась земля
1728	Южнее Москвы на Оке	Провальное землетрясение. На месте домов внезапно устремилась вверх вода, образовалась яма, заполненная водой
1802	Россия	Землетрясение, распространившееся от Константинополя до Петербурга и Москвы. Весьма сильное землетрясение ощущалось на правобережье Оки. В Москве развалилось несколько домов
1838	Москва	Интенсивность сотрясения на верхних этажах оценивается в 5 баллов, на поверхности земли – до 3 баллов
1841	Южнее Москвы, Рязанская губерния	Провальное землетрясение. Ощущалось землетрясение, сопровождавшееся подземными ударами, из земли вырывалось багровое пламя
1887	К юго-востоку от Москвы	Провально-карстовое землетрясение. Был слышен подземный гул, во многих домах разбились стекла
1888	Москва	Морозобойное-провально-карстовое землетрясение. Сильные сотрясения по ночам, сопровождаемые глухими звуками, дребезжанием посуды. Образование трещин по снегу на улицах и тротуарах
1940	Москва	Сотрясения достигали 3-4 баллов и были замечены практически на всей территории города. На верхних этажах интенсивность достигала 5-6 баллов
1977	Москва	Землетрясение ощущалось во многих районах города, в первую очередь на высоких этажах, где колебания достигали 5 баллов при 3-4 баллах на уровне земли
1986	Москва	Интенсивность сотрясения оценивается в 3-4 балла

Анализ и оценка исторических и современных сведений о тектонических и других особенностях Московского региона и непосредственно территории мегаполиса позволили сделать ряд основополагающих выводов относительно уровня сейсмической опасности:

- **низкая собственная сейсмичность Восточно-Европейской плиты, в пределах которой располагаются Московский регион и мегаполис, не предполагает в обозримом геологическом и историческом будущем сейсмопроявлений, могущих иметь серьезные негативные последствия.**
- **землетрясения интенсивностью до 4 баллов могут наблюдаться, но только как отголоски удаленных, например, карпатских, землетрясений, как это было в 1802, 1940, 1986 и 1990 гг.**

При анализе сейсмической опасности (сейсмического риска) следует учитывать природные и техногенные микросейсмические колебания, которые создают сейсмический фон мегаполиса, равно как и других больших городов. В институте геоэкологии РАН была составлена схема сейсмических микроколебаний (микросейсм) на территории Московского мегаполиса. Для построения схемы использованы результаты анализа сейсмической записи вертикальной составляющей сейсмических колебаний в фоновом режиме 27 февраля 1997 г. На схеме заметна дифференциация территории города по уровню (амплитуде) колебаний от 1 до 5 нм. Наибольшие амплитуды микросейсмических колебаний зафиксированы в восточной, северо-восточной и северной частях Москвы. Центр города и южная его часть представляют собой относительно ″спокойные″ участки. Микросейсмические колебания с такой амплитудой не представляют реальной сиюминутной опасности, но их следует принимать в расчет при прогнозных оценках геоэкологической ситуации использовать при принятии градостроительных решений.

Микросейсмические колебания естественного и техногенного происхождения при определенных условиях, действительно, могут ощущаться как сотрясения Земли, вызывая определенное беспокойство среди населения. Однако чаще всего такие колебания имеют техногенную природу и вызываются либо движением наземного, подземного и железнодорожного транспорта, либо близостью промышленных предприятий, либо техническими средствами, составляющими инженерное оборудование зданий.

Таким образом, сейсмическая опасность, проблема сейсмического риска перестала быть проблемой только научной и инженерной, но и приобрела социальное значение. И задача ученых и специалистов в области инженерной сейсмологии, строительства и др. посредством разъяснительной работы защитить городских жителей, привить им определенную ″сейсмостойкость″ по отношению к навязываемым им мнениям ″ведущих и известных специалистов″, не позволять небескорыстным оракулам поднимать ″сейсмическую″ волну и делать политический капитал на страхе горожан перед мифическими грядущими землетрясениями.

УДК 551.242.5

НЕОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ТАТАРСТАНА

В.А. Зайцев, Л.В. Панина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Западный Татарстан принадлежит к Татарскому своду Волго-Уральской антеклизы Русской плиты Восточно-Европейской платформы. В структуре региона отчетливо выделяется фундамент, сложенный архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими толщами и расположенный выше платформенный чехол рифей – четвертичного возраста.

В изогипсах фундамента очерчиваются основные крупные структуры района: Токмовский свод, Казанско-Кажимский прогиб, Северо-Татарский свод, Мелекесская впадина, отражающиеся и в палеозойских комплексах платформенного чехла. Эти крупные структуры осложняются большим количеством валообразных поднятий, обладающих меридиональным простиранием в Казанско-Кажимском прогибе; северо-восточным – на Северо-Татарском своде и северо-западным в Мелекесской впадине.

По магнитным и гравитационным аномалиям в фундаменте выделяются наиболее протяженные зоны разломов, среди которых: Прикамский, Кокарско-Мешинский, Белгородско-Дигитлинско-Можгинский северо-восточного простирания и Алькеево-Пичкасский северо-северо-западного. Менее крупные разломы имеют почти меридиональные простирания, например, Сюкеевский (наиболее западный), Ветровский, Тюлячинский, Ямашевский и ряд других [1]. Эти разломы создают блоковую структуру фундамента. Некоторые из них, например, Прикамский разлом восток-северо-восточного простирания, прекрасно выраженный в фундаменте и в платформенном чехле, находит отражение и в рельефе. С ним совпадает современная долина р. Камы.

Проведенный анализ тектонического развития Западного Татарстана показал значительную дифференцированость не только структуры кристаллического фундамента, но и его рельефа, как предсреднедевонского, так и современного. Несмотря на то, что к рубежу 1,75-1,70 млрд. лет фундамент уже окончательно спаялся из отдельных разновозрастных зон в единое целое, тектонические нарушения, тектонические контакты, разделявшие их, оказывались в разной степени подвижными еще очень длительное время, включая новейший этап развития. История геологического развития этой территории тесно связана с геологической эволюцией пассивной окраины платформы, начавшей раскалываться еще в рифейское время, с началом рифтогенеза на месте будущего Палеоуральского океана, с открытием и закрытием которого в палеозое была тесно связана пассивная окраина. Восточно-Русская, сложно построенная часть этой окраины, заполнявшаяся продуктами размыва древних Уральских

гор в пермский период, в мезозое и в кайнозое превратилась в не менее сложное поднятие – Волго-Уральскую антеклизу, на структуру которой сильно влияла плиоцен-четвертичная активизация западной части горно-складчатого сооружения Урала. Отсюда с очевидностью следует весьма длительная история формирования современного структурного плана западной части Волго-Уральской антеклизы в целом и западного Татарстана в частности. Поэтому важной задачей является выявление геодинамических обстановок становления современного структурного плана и распределения в нем нефтегазовых месторождений. Особенно важен еще плохо изученный, но чрезвычайно активный в тектоническом отношении последний, неоген-четвертичный этап, во время которого происходило изменение структуры региона. Необходимо понять, как и когда формировался структурный план, в какие моменты он мог подвергаться наиболее сильным перестройкам.

В настоящее время наиболее вероятным считается формирование новейшей структуры Урала и Западного Приуралья в условиях поперечного субширотного сжатия, о котором свидетельствует образование сдвиговых нарушений, коробление фундамента и деформации чехла впадин на Урале и платформенных отложений в пределах Волго-Уральской антеклизы. Субширотное сжатие сопровождалось субмеридиональным растяжением и в пределах новейшей структуры Урала, что в свою очередь реализовалось в образовании достаточно четко выраженных сдвиговых нарушений. Подобная геодинамическая ситуация несомненно была связана с активизацией и собственно восточной части Русской плиты. Еще не до конца ясна роль огромного Прикаспийского блока, который также должен был оказывать влияние на формирование новейшей структуры Волго-Уральской антеклизы в целом и Татарского свода в частности.

Новейшая тектоника в западной части Татарского свода выражена хуже по сравнению с центральной или восточной, но, тем не менее, проявлена достаточно ярко. Это обстоятельство дает основание говорить о том, что месторождения нефти и газа в платформенном чехле подвергались влиянию новейших тектонических напряжений, следы которых проявляются, например, в современной сейсмичности региона. По-видимому, вертикальные движения блоков фундамента были инициированы медленными перемещениями глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. Важно подчеркнуть, что если новейшие движения Урала были инспирированы извне, то молодые деформации Татарского свода, хотя и подвергались отдаленному воздействию, все же обладали автономным характером.

С целью изучения новейшей тектоники Западного Татарстана было проведено комплексное дешифрирование космических снимков и сопоставление результатов дешифрирования с гелиеметрической съемкой. Линеаменты, дешифрируемые на космических снимках и топокартах, в определенной степени, отражают степень раздробленности платформенного чехла и структурные особенности фундамента. Зоны динамического влияния этих разломов прослеживаются в чехле, что позволяет предполагать участки повышенной деструкции в горизонтально залегающих терригенных и карбонатных отложениях. Довольно сильно расчлененный рельеф с абсолютными высотами на водоразделах до 200-250 м и минимальными в 50 м около уреза Волги позволяют достаточно уверенно произвести дешифрирование фотоизображений. Для максимально объективного выявления тектонических нарушений было выполнено разномасштабное дешифрирование космических снимков (Landsat-7, Ресурс-Ф, ASTER) в ручном и автоматизированном режимах (программой LESSA).

В результате проведенных исследований выявлены линеаменты различной длины и ориентировки. Преобладающими направлениями оказались северо-восточные, северо-западные, субширотные и субмеридиональные. Сопоставление рисунка линеаментов со структурными планами чехла и фундамента показало достаточно хорошую корреляцию с крупными разломами. Так, наиболее протяженный Прикамский разлом, имеющий правосдвиговую кинематическую составляющую, отчетливо дешифрируется на снимках благодаря тому, что разрабатывается долиной реки Кама. Нашли своё отражение в линеаментной сети Белогорско-Дигитлинско-Можгинский, Кокарско-Мешинский, Алькеево-Пичкасский, Сюкеевский, Тюлячинский региональные разломы.

В результате, был создан ГИС-проект (на базе геоинформационной системы ″ArcMap″), включающий в себя данные о разрывных нарушениях, глубинном строении фундамента, палеозойской тектонике, линеаментах и современном рельефе территории Западного Татарстана. Последующая компьютерная обработка результатов дешифрирования, реализованная с помощью программного модуля ″Lineament″, позволила провести исследования пространственного размещения линеаментов, относящихся к разным порядкам, которые показали, что максимумы плотностей линеаментов регионального уровня, как правило, не совпадают с максимумами локальных линеаментов. Если первые разделяют территорию на ряд крупных блоков, образуя своеобразный структурный ″каркас″, то вторые располагаются, как правило, внутри этих блоков, создавая как бы их ″инфраструктуру″. Подсчитанные плотности линеаментов для разных простираний отражают степень проницаемости осадочного чехла, что подтверждается хорошей корреляцией карт плотностей с эманациями гелия и водорода [4].

- *границы Республики Татарстан;*
- *линеаменты;*
- *острова;*
- *береговая линия;*
- *реки;*
- *зоны максимальной проницаемости, полученные по результатам гелиевой съемки (В.Н. Башерин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов 2000 г.);*
- *зоны высокой проницаемости, полученные по результатам гелиевой съемки (В.Н. Башерин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов 2000 г.);*
- *зоны повышенной проницаемости, полученные по результатам гелиевой съемки (В.Н. Башерин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов 2000 г.);*
- *зоны средней проницаемости, полученные по результатам гелиевой съемки (В.Н. Башерин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов 2000 г.).*

Рис. 1. Результаты дешифрования космических снимков территории Западного Татарстана

С целью выявления зон повышенной проницаемости земной коры территории Западного Татарстана, которые связываются с активными глубинными разломами и характеризуются в поле гелия ореолами аномальных значений его концентраций, возникших за счет восходящего гелиеносного потока глубинных флюидов, были привлечены материалы площадной гелиеметрической съемки [2, 4]. Гелиеметрическими исследованиями выявлены ″эманирующие″ в настоящее время проницаемые глубинные разломы в земной коре, по которым происходит миграция гелия, других глубинных газов и летучих компонентов к поверхности. Выделяются разломы древнего (докембрийского) заложения, продолжающие функционировать на неотектоническом этапе, разломы, связанные с палеозойской (преимущественно герцинской) и мезозой-кайнозойской тектоно-магматической активизацией. Характерен ″струйный″ характер распределения гелия, обусловленный его поступлением вдоль ″труб дегазации″ – узлов сочленения активных глубинных разломов. Вследствие этого, а также резкой изменчивости гидродинамических условий вблизи поверхности, концентрация гелия в подземных водах часто варьирует в широких пределах даже на коротких расстояниях. По степени глубинной проницаемости, отождествляемой в первом приближении с тектонической раздробленностью, активные глубинные разломы изученной территории могут быть классифицированы согласно [3] на слабопроницаемые, проницаемые и наиболее проницаемые. Отметим, что сопоставление результатов дешифрирования космических снимков с гелиеметрической съёмкой выявило совпадение основных зон эманаций с линеаментной сетью (рис. 1). Так, например, Прикамский разлом проявился в виде аномалии, полученой с помощью гелиеметрической съемки.

Выводы. Густая регматическая сеть линеаментов (термин разломы вряд ли при этом стоит употреблять) обладает, как и везде на древних платформах, ортогональной и диагональной системами. Линеаменты, дешифрируемые на космических снимках и топокартах в определенной степени отражают степень раздробленности платформенного чехла и структурные особенности фундамента. Зоны динамического влияния этих разломов прослеживаются в чехле, что позволяет предполагать участки повышенной деструкции в горизонтально залегающих терригенных и карбонатных отложениях. Сильно раздробленные зоны должны существовать вдоль участков динамического влияния крупных разломов кристаллического фундамента, например, Прикамского, Алькеево-Пичкасского, где по геофизическим данным наблюдается интенсивное дробление пород.

Часть линеаментов, безусловно, можно отождествлять с разломами в фундаменте. Именно они подтверждаются газовой съемкой (гелиевой, радоновой, водородной), а также результатами высокоточной повторной нивелирной съемкой, как это видно на примере Ромашкинского месторождения. Но в разные геологические эпохи активизировались разломы разных направлений в зависимости от действующего поля напряжений. Поэтому кристаллический фундамент должен быть значительно раздроблен, с образованием зон тектонических брекчий, по которым могут циркулировать углеводороды. Изучение неотектонического развития Западного Татарстана является актуальной задачей, решение которой необходимо для понимания современного размещения месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003. – 402 с.
2. Зайцев В.А., Панина Л.В. Использование дистанционных космических методов в комплексе с изучением эманаций водорода для выявления степени тектонической нарушенности Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения // Материалы Международной научно-технической конференции ″Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе″. – Москва: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2009. – С. 97-99.
3. Кашубин С.Н., Соколов В.Б., Кашубина Т.В. и др. Отчет о результатах глубинных геолого-геофизических и геохимических исследований земной коры и верхней мантии по геотраверсу Уренгой – В. Тура – Кривой Рог (″ГРАНИТ″). Отчет партии ГСЗ за 1988-2000 гг. в 4 книгах. – 2000.

4. Хисамов Р.С., Файзуллин И.Н., Шарафутдинов В.Ф., Сулейманов А.Я., Галишин Р.Р. Короновский Н.В., Зайцев В.А., Сывороткин В.Л. Геологическое строение Абдрахмановской площади по данным дистанционных космических методов и полевой эманационной съемки // Нефтяное хозяйство. – 2004. – № 7. – С. 40-43.

УДК 528.389;551.24;550.34

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА

И.М. Залялов[1], Р.Н. Гатиятуллин[2], П.И. Кашуркин[2], М.Х. Рахматуллин[2], Ю.К. Кузьмин[3], А.И. Никонов[4]

[1]ОАО "Татнефть", г. Альметьевск, Россия;
[2]Татарское геологоразведочное управление ОАО "Татнефть", г. Казань, Россия;
[3]ИФЗ РАН, г. Москва, Россия;
[4]ИПНГ РАН,г. Москва, Россия

Существуют два принципиальных различия в механизмах формирования деформационных и сейсмических процессов, обусловленных разработкой месторождений УВ. При этом следует различать два типа сейсмичности (землетрясений), обусловленных разработкой месторождений: *техногенные* и *техногенно-индуцированные*. Техногенные землетрясения не могут происходить без разработки месторождений, а техногенно-индуцированные – происходят только в тех случаях, когда разработка месторождений проводится в потенциально сейсмоактивном районе [5,6].

Для изучения современных геодинамических процессов на юго-востоке Татарстана, усилиями ОАО ″Татнефть″ в 80-е годы прошлого столетия создан, функционирует и развивается геодинамический полигон (ГДП) с комплексом наблюдений, состоящим из высокоточного нивелирования 2 класса и сейсмического мониторинга.

Основные профильные линии региональной нивелирной сети пересекают в меридиональном и в широтном направлении сводовые части месторождений и выходят за контуры месторождений, пересекая основные зоны разломов. Созданная региональная нивелирная сеть позволяет решать задачи, поставленные перед сетью регионального уровня, а также позволяет разнести единую систему высот по всей исследуемой территории и координировать исследования происходящих вертикальных смещений земной поверхности локального уровня, в том числе при разработке нефтяных месторождений. Готовность полигона позволила в 2006 году заложить начальную эпоху региональных наблюдений методом геометрического нивелирования II класса по нивелирным профилям, проложенным по месторождениям ОАО ″Татнефть″ и ННК с последующим проведением ежегодных повторных наблюдений. Общая протяженность региональной нивелирной сети составляет около 1600 км. Плотность заложения нивелирных знаков варьируется от 2 до 5 км [1,2].

Сейсмический мониторинг проводится локальной сетью сейсмических станций, состоящей из 7 периферийных пунктов наблюдений с апертурой 60 км, оснащенных высокочувствительными скважинными и трехкомпонентными наземными сейсмоприемниками с передачей цифровых данных в режиме реального времени по каналам корпоративной сети ОАО ″Татнефть″ и центра сбора и обработки данных. Служба точного времени обеспечивается GPS-приемниками. Чувствительность системы наблюдений позволяет регистрировать слабо ощутимые в эпицентре землетрясения в радиусе до 100 км от г. Альметьевск, обеспечивая таким образом сейсмический мониторинг всего юго-востока Татарстана. Системой наблюдений обнаруживается также большое количество удаленных землетрясений со всех направлений земного шара. Регистрация сейсмических сигналов ведется по скоростной харак-

теристике в полосе частот $0.5 \div 25$ Гц на уровне 0.7 амплитудно-частотной характеристики трехкомпонентными короткопериодными каналами регистрации и в полосе частот 0.01-50 Гц – широкополосными. Отметим, что конфигурация локальной сети в большинстве случаев обеспечивает регистрацию на нескольких станциях сети местных событий с малыми временами $T_{s\text{-}p}$ (до 1-3 секунд), так как станции установлены в местах наиболее часто происходящих землетрясений. Это обеспечивает высокую точность определения местоположения очагов местных землетрясений. Глубины очагов землетрясений варьируются от 1 до 15 км, класс от 1,8 до 8,4. По данным зарегистрированных близких сейсмических событий составлены каталоги землетрясений по годам, графики последовательности высвобождения сейсмической энергии и карты эпицентров местных землетрясений для юго-востока Татарстана. За время наблюдений зарегистрировано более 200 местных землетрясений различной интенсивности.

За весь период сейсмического мониторинга с 1982 года, на юго-востоке Татарстана произошли 5-6 балльные землетрясения в районах г. Альметьевск (1986, 1990, 2008 гг.), г. Заинск (1988 г.) и в районе г. Елабуга (1988 г.). Всего здесь с 1982 по 2005 гг. произошло более 700 землетрясений (с учетом пропусков по графику повторяемости) с энергетическими классами $K \geq 4$ (магнитуда $M \geq 0$), из которых примерно 60 имели интенсивность от 4 до 7 баллов [3].

Пространственно-временные закономерности геодинамических процессов в зонах разломов определяются, с одной стороны, длительностью действия источника движений, с другой – физико-геологическими свойствами и геометрическими размерами самой разломной зоны. В связи с этим были рассмотрены различные механизмы, формирующие длительность и характер действия источника движений и модели, описывающие непосредственно деформационное состояние в окрестности разломных зон [4]. С учетом строения геологической среды в районе исследований, были проведены расчеты горизонтальных и вертикальных напряжений для 3 участков с аномальным изменением превышений вертикальных отметок реперов по профилям повторного высокоточного геометрического нивелирования (рис. 1).

Из рисунка видно, что в целом уровень локальных горизонтальных напряжений выше по абсолютным величинам (без учета знака), чем вертикальных. Это и понятно, поскольку формирование γ-аномалий происходит в обстановке субгоризонтального, квазистатического растяжения.

Диапазоны изменений горизонтальных напряжений достигают величин от 0,06 до 2,008 МПа, а вертикальных: от 0,120 до – 0,828. При этом характерно, что достаточно высокий уровень напряжений (порядка 1 МПа и более) возникает не только в самом включении, но и на расстояниях, отстоящих (выше, ниже и сбоку) от него на расстояниях равных 0.5-1.0 размера (длины) самого включения пульсационный, периодический характер возникновения и, как правило, приурочены к одному и тому же активизированному участку земной поверхности, становится очевидным эффект накопления аномальных деформаций до уровня критических (опасных).

Как известно, пороговое (опасное) значение относительных деформаций для объектов I и II уровня ответственности, к которым относятся объекты обустройства месторождений УВ, составляет величину порядка 10^{-3}.

В этом случае, пробуренная (или строящаяся) вертикальная скважина, проходящая слева или справа от включения, попадает в поле накапливающихся сжимающих деформаций, что может привести к смятию или искривлению ее ствола.

В случае же с наклонно-направленными и/или горизонтальными скважинами, которые будут расположены выше или ниже включения, опасными становятся вертикальные сжимающие напряжения (деформации).

Этот результат является принципиально важным при обеспечении промышленной безопасности объектов инфраструктуры и, в первую очередь, скважин различного предназначения процессов. Оказывается, что накопленная потенциальная энергия среды $E_{\text{о.п.}}$ может

расходоваться в двух формах: объемной $E_{об}$ за счет деформаций земной поверхности и сдвиговой $E_с$ за счет проявления сейсмических процессов.

Анализ расположения участков с аномальной сейсмодеформационной активностью показал, что они расположены в основном в северо-восточной части Ромашкинского месторождения, в зоне, которая граничит с Новоелховским месторождением. При этом примечательно, что зоны аномальных деформаций приурочены к зонам ″сейсмических брешей″ (рис. 2). То есть, очевидно, что возникает противофазное проявление пространственно-временной взаимосвязи современных деформационных и сейсмических процессов.

Иными словами существует следующее энергетическое соотношение:

$$E_{о.п.} = E_с + E_{об}.$$

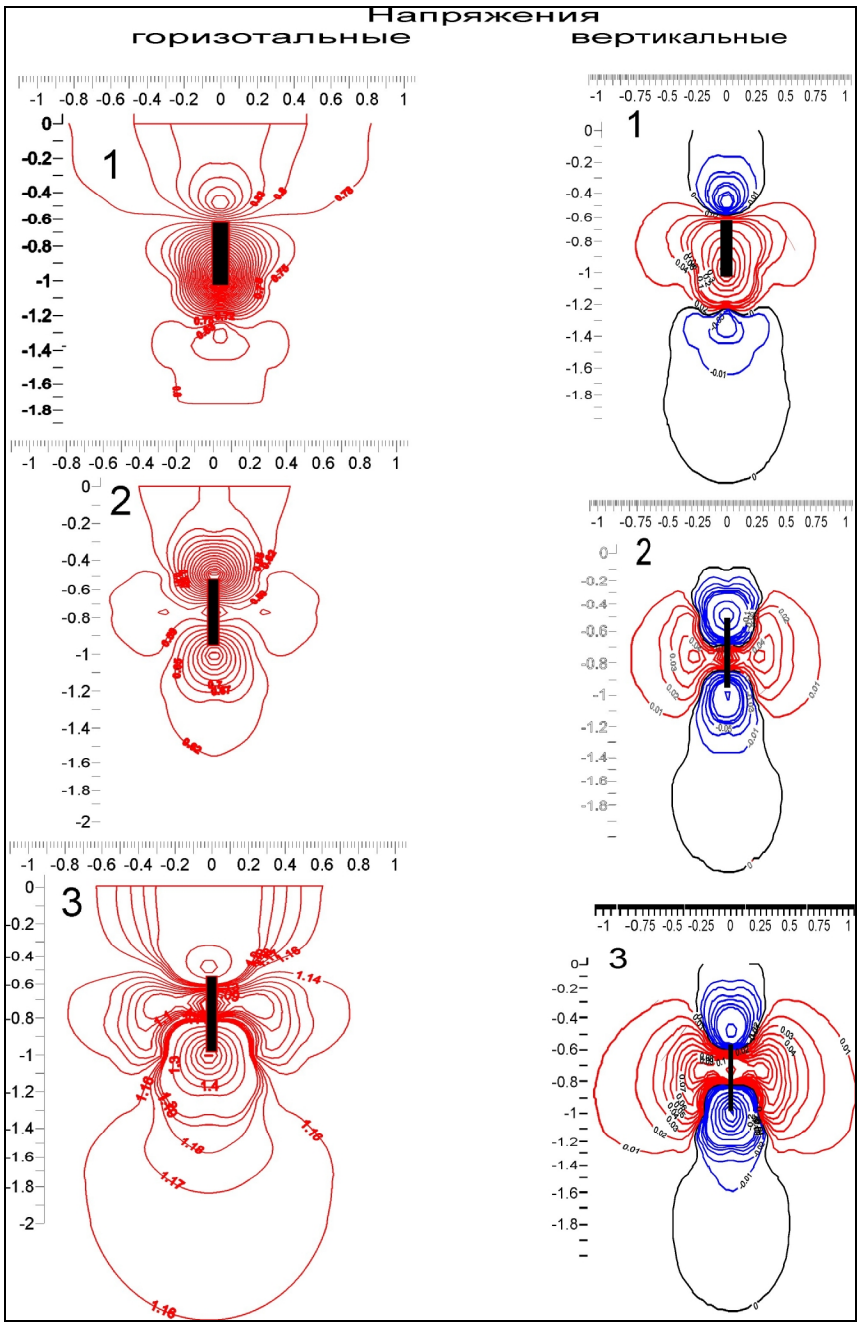


Рис. 1. Результаты расчета распределения вертикальных и горизонтальных напряжений в окрестности активизированного фрагмента разломной зоны (показано черным прямоугольником) в первую очередь, скважин различного предназначения

При этом важно отметить, что данный энергетический баланс выполняется как во времени, так и в пространстве. Как правило, в период усиления сейсмической активности

снижается активность деформационная. В то же время, в периоды относительного сейсмического затишья начинают резко усиливаться суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах разломов. Аналогичным образом происходит "несовпадение" зон аномального проявления деформационных и сейсмических процессов. Следует отметить, что аналогичные факты были обнаружены в Камчатском и других сейсмоактивных и нефтегазоносных районах.

Таким образом, в ТГРУ ОАО "Татнефть" собран многолетний материал, позволяющий анализировать изменение напряженного состояния геологической среды и динамику развития местной сейсмичности в границах ГДП и на прилегающих территориях. Наличие такого материала позволяет провести модельные исследования применительно к полученным экспериментальным данным.

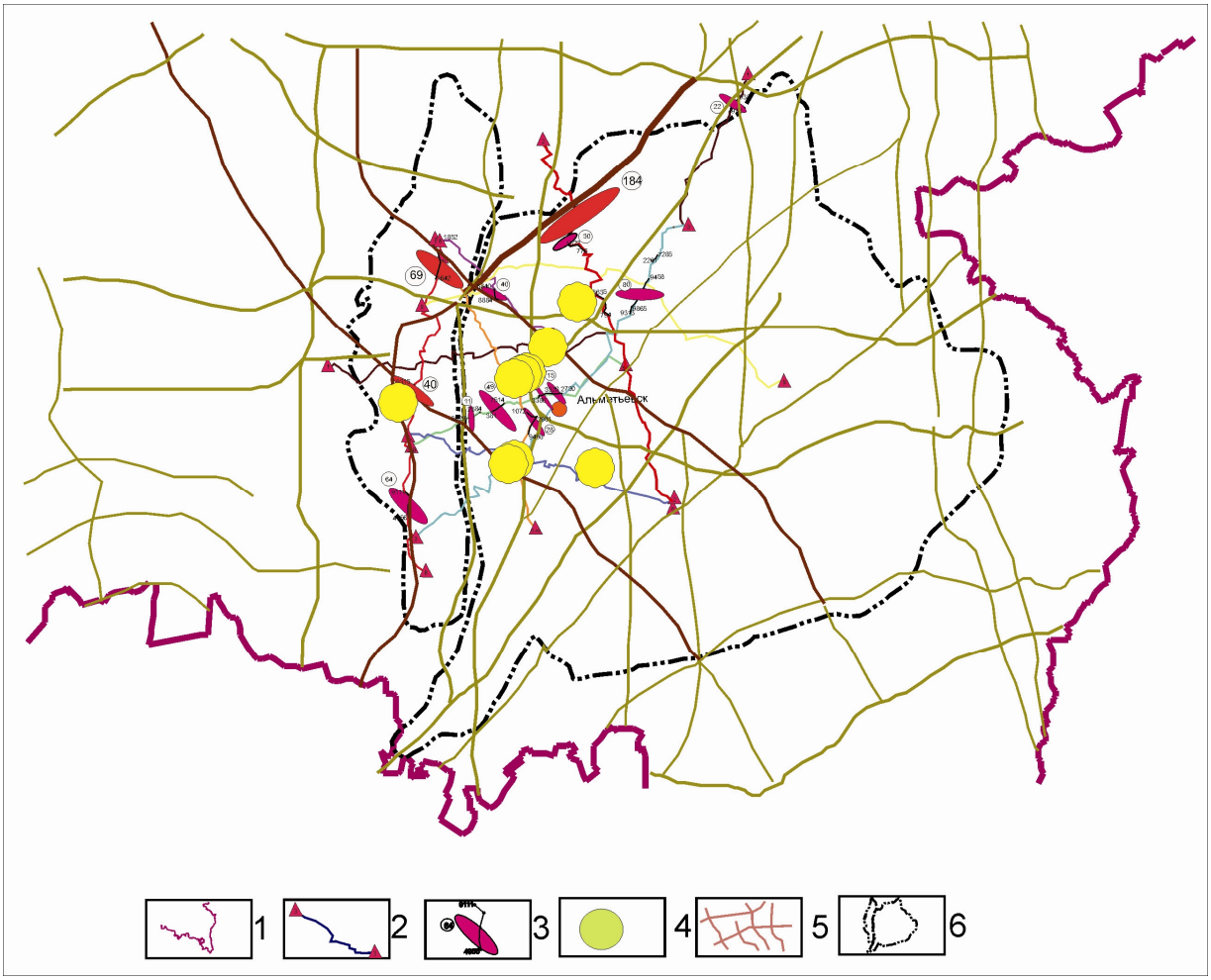


Рис. 2. Карта аномальной деформационной и сейсмической активности в нефтяных районах юго-востока Татарстана

ЛИТЕРАТУРА

1. Гатиятуллин Р.Н., Залялов И.М., Кашуркин П.И., Кузьмин Ю.О., Рахматуллин М.Х. Изучение современных деформационных и сейсмических процессов на Ромашкинском геодинамическом полигоне // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взамиодействия экзогенных и эндогенных процессов: Материалы Международной конференции, г. Казань, 13-16 ноября 2007 г. – Казань: Изд-во КГУ, 2007. – С. 222-226.
2. Залялов И.М., Гатиятуллин Р.Н., Кашуркин П.И., Рахматуллин М.Х. Геодинамические полигоны в Татарстане // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безо-

пасность объектов нефтегазового комплекса: Мат. Междунар. конф., Москва, 7-9 декабря 2009 г. – М.: Институт Африки РАН, 2009. – С. 46-49.
3. Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Мирзоев К.М., Гатиятуллин Р.Н. Современные движения и сейсмичность территории Ромашкинского месторождения нефти в Татарстане // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса. / Мат. Междунар. конф., Москва, 7-9 декабря 2005 г. – М.: 2005. – С. 155-163.
4. Залялов И.М., Гатиятуллин Р.Н., Кашуркин П.И., Рахматуллин М.Х., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Анализ и интерпретация материалов повторных нивелирных наблюдений на геодинамическом полигоне юго-востока Татарстана // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса: Мат. Междунар. конф., Москва, 7-9 декабря 2009 г. – М.: Институт Африки РАН, 2009. – С. 50-54.
5. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. – М.: Агентство Экономических Новостей, 1999. – 220 с.
6. Кузьмин Ю.О. Геодинамические аспекты эколого-промышленной безопасности объектов нефтегазового комплекса // ВЕСТНИК "Россия. Третье тысячелетие" (Орган Администрации Президента РФ и Правительства РФ). "Безопасность России в глобальной перспективе". – Вып. 14. – 2007. – С. 110-111.

УДК 550.114

К ПОСТРОЕНИЮ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ: ПОИСК МНОЖЕСТВ ДОПУСТИМЫХ РЕШЕНИЙ

М.С. Зейгельман, Н.В. Панченко

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина

Известно, что наблюденным магнитным (гравитационным) аномалиям можно сопоставить более или менее широкие множества (семейства) допустимых решений, которые практически равнозначны – приближенно эквивалентны друг другу.

Разрабатывалась технология поиска многовариантных решений, ориентированная на применение элементов гарантирующего подхода, который реализуется благодаря построению и анализу достаточно широких сообществ приближенно эквивалентных решений. Объектом исследования служили модели намагниченных тел различной формы и порождаемые ими – на поверхности наблюдений – аномалии. Основной метод исследований: вычислительные эксперименты – имитация процесса поиска допустимых решений обратной задачи на теоретических моделях. Для этой цели были задействованы соответствующие алгоритмы автоматизированного подбора [1].

Первоочередное внимание в ходе исследований уделялось модельным классам, которые удовлетворяют условию теоретической однозначности решения обратных задач [2, 3, 5]. Для таких задач основные осложнения – практическая многозначность решений связаны с действием приближенной эквивалентности. В случае локализованных намагниченных тел проявление приближенной эквивалентности обусловлено компенсационным взаимодействием параметров (их способностью сходным образом воздействовать на аномальное поле). Помимо идеализированной постановки задачи рассматривался ряд более приближенных к практике интерпретационных ситуаций: исходная аномалия осложнена случайными и систематическими помехами, неизвестно точное положение уровня отсчета аномалии, имеет место неадекватность выбора аппроксимирующей модели и т.д.

В алгоритмах автоматизированного подбора [1], задействованных для поиска решений обратной задачи, особая роль принадлежит целевому функционалу (ЦФ) – математической структуре, посредством которой устанавливается связь между тем или иным распределением источников и порождаемым ими аномальным полем. Ввиду ключевой роли целевого функционала, существенное внимание уделялось анализу особенностей его поведения в различных интерпретационных ситуациях. Для этой цели были отработаны соответствующие подходы к графическому отображению пространственной структуры ЦФ [2]. Выяснилось, что опираясь, на графические образы ЦФ, можно составить представление по ряду основополагающих моментов решения обратных задач; возникла идея использования карт структуры ЦФ для реализации целенаправленного поиска допустимых решений.

В процессе исследования теоретических моделей и интерпретации наблюденных аномалий сформировался следующий подход к многовариантному поиску. Такой поиск предлагается проводить в процессе многократного повторения процедуры автоматизированного подбора от соответствующим образом заданных пакетов нулевых приближений. Целенаправленный характер поиска достигается благодаря сопоставлению двух следующих видов информации: о множестве найденных приближенных решений (П-решений); о пространственной структуре целевого функционала. Для удобства использования такая информация представляется в наглядной геометрической форме.

Достаточно удобным для практических целей оказалось отображение пространственной структуры ЦФ в виде проекций ее изоповерхностей на плоскости пространства параметров (плоскости отображения), координатами которых служат возможные парные сочетания параметров намагниченного тела. Такие проекции будем называть картами проекции структуры ЦФ. На них также выносится информация о найденных П-решениях (в виде соответствующих точек пространства параметров) [2].

Карты проекции следует отличать от карт сечений ЦФ, которые получили широкую известность в теории интерпретации [4]. Последние представляют собой сечения пространства параметров модели по различным парам ее переменных при фиксированных остальных. Карты сечений не могут играть самостоятельной роли при многовариантном поиске из-за локальности отображения структуры ЦФ (в виде отдельных срезов). Более предпочтительными в этом плане являются карты проекции, которые отображают особенности поведения ЦФ как целостной структуры. Принципиальное отличие карт проекций состоит в том, что для графических построений используются – также как и в картах сечений – плоскости различных пар переменных, но уже при условии варьирования всеми остальными параметрами, что и определяет пространственный характер отображения. Методика построения карт проекции вкратце рассматривалась в [2].

Для каждого из детально исследованных типов моделей – сформированных на их основе интерпретационных ситуаций – были построены соответствующие наборы (серии) карт проекции ЦФ. Благодаря таким построениям удалось представить в упорядоченном и систематизированном виде обширную информацию, с которой приходится оперировать при многовариантном поиске. В процессе анализа и обобщения информации, представленной на таких картах, и их сопоставления друг с другом были выделены четыре возможных типа приближенной эквивалентности и соответствующие им типы семейств допустимых решений, которые могут иметь место на практике. Были сформированы представления по ряду аспектов решения обратных задач, актуальных для многовариантного поиска.

Отметим некоторые из таких аспектов.

1. Сравнительная характеристика стереотипов поведения (рельефа) проекций структуры ЦФ на различные плоскости отображения; степень информативности таких проекций.

2. Особенности поведения параметров намагниченного тела: направленность их изменения и взаимосвязь друг с другом, способность компенсировать влияние друг друга в исходной аномалии.

3. Возможные искажения структуры ЦФ и семейств допустимых решений из-за воздействия осложняющих факторов.

4. Особенности функционирования и разрешающая способность алгоритмов минимизации и т.д.

Как выяснилось при построении карт проекции, в случае теоретически однозначых обратных задач, структуру ЦФ в пространстве параметров можно представить в виде системы вложенных друг в друга изоповерхностей. В центре такой структуры обычно располагается глобальный (I ранга) овраг, который составляет ядро всей структуры. Положение допустимых (наилучших возможных) решений ассоциируется с наиболее выположенной частью дна глобальности оврага – его осевой зоной, которой свойственны минимальные значения ЦФ. Это дает основание рассматривать ядро ЦФ как носитель информации о множестве потенциально возможных допустимых решений. Отсюда следует, что при решении практических задач нет необходимости исследовать все параметрическое пространство, а можно ограничиться поисками в пределах ядра ЦФ. В таком контексте построение графического образа ЦФ на картах проекции можно рассматривать как своеобразную форму решения обратной задачи (в ее многовариантной постановке).

Поскольку "априори" – до решения обратной задачи – графический образ структуры ЦФ на картах проекции остается неизвестным (он индивидуален для каждой конкретной постановки задачи), в процессе многовариантного поиска приходиться решать две связанные друг с другом задачи – поиск допустимых вариантов и построение карт проекции. Графический образ ЦФ формируется постепенно, в режиме последовательных приближений – по мере наращивания информации о возможных П-решениях. Особенности практического применения карт проекции ЦФ рассмотрены в [2].

Разработанный подход к поиску многовариантных решений апробировался при решении практических задач – интерпретации наблюденных аномалий. В этом плане можно сослаться на интерпретацию магнитных аномалий над железорудными объектами (телами железистых кварцитов Фрунзовского участка), построение моделей магнитоактивных источников в фундаменте осадочных бассейнов и глубинных горизонтах земной коры (Одесская аномалия и др.).

В частности, были построены многовариантные модели источников для двух четко выраженных магнитных аномалий, выявленных в пределах акватории Черного моря. Одна из них (М-2) расположена над подошвой континентального склона северо-западной глубоководной котловины, другая (М-3) – на северном фланге протяженной Алуштинско-Батумской полосы магнитных аномалий. В результате интерпретации установлен глубинный характер источников этих аномалий – положение нижних кромок моделей варьирует в пределах 20-40 км. Можно предполагать связь таких аномалий с палеовулканическими центрами.

При истолковании результатов многовариантного поиска использовались две различных формы их графического отображения. В одной из них, более обобщенной, основное внимание акцентировалось на картах проекций; в пространстве параметров возмущающего тела выделялась область расположения допустимых решений – множества точек таких решений, положение которых ассоциируется с ядром ЦФ. Такой способ представления данных целесообразно использовать при анализе характера разброса допустимых вариантов, их взаимоотношения друг с другом и элементами структуры ЦФ, выборе оптимальных для геологического истолкования вариантов.

Вторая, возможная форма отображения результатов носит более конкретный характер – результаты интерпретации представляются в виде последовательности (упорядочного множества) наложенных друг на друга эквивалентных контуров (вертикальных сечений возмущающего тела) – их представительной выборки. Она обеспечивает возможность наглядного сопоставления найденных вариантов решений в процессе их геологического истолкования.

Подводя итог проведенным исследованиям, отметим несколько основных положений.

1. Определилась особая роль целевого функционала (ЦФ) при поиске многовариантных решений – с ядром структуры ЦФ ассоциируется положение множества потенциально возможных решений.

2. Предложен графический способ отображения структуры ЦФ – в виде карт ее проекции на плоскости отображения в пространстве параметров аппроксимирующей модели; разработана методика построения карт проекции. Одно из основных назначений таких карт – использование для организации целенаправленного поиска упорядоченных семейств допустимых вариантов.

3. В ходе экспериментов с теоретическими моделями и анализа построенных для них карт проекции ЦФ сформировался достаточный (в первом приближении) объем экспертной информации, которая позволила незамедлительно переходить к построению многовариантных моделей для истолкования наблюденных аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булах Е.Г., Зейгельман М.С., Корчагин И.Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. – Киев, 1986. – 236 с.
2. Зейгельман М.С. Технология поиска представительной выборки эквивалентных решений для истолкования магнитных аномалий // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформАтики: Збірник наукових праць. – Київ: вид-во тов.″Карбон-лтд″, 2005. – С. 166-172.
3. Зейгельман М.С., Панченко Н.В. Обратная задача магниторазведки:применение карт проекции целевого функционала при автоматизированном подборе многовариантных решений // Вопросы теории и практика геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы XXXVI сессии Международного семинара. – Казань: изд-во Казан.гос.ун-та, 2009. – С. 370-372.
4. Ланда Е.И. К оценке параметров малоамплитудного сброса методом оптимизации // Геол. и геофиз. – 1978. – № 7. – С. 80-89.

УДК 553.411 (470.61)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЧЕРНОРЕЧЕНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ВОСТОЧНОМ ДОНБАССЕ (РОСТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Г.В. Зеленщиков, К.Х. Зеленщикова, С.В. Макарюха, Т.П. Радаева

Открытое акционерное общество "Южгеология", г. Ростов-на-Дону, Россия

Практически все известные проявления золота в Восточном Донбассе приурочены к поперечным структурам, ориентированным в крест простирания системы крупных линейных складок, образующих Донецкое складчатое сооружение. Эти структуры принято называть поперечными поднятиями, хотя, в виде пликативных антиклинальных структур проявлены только наиболее крупные из них. Основными характерными для них признаками являются поперечные разрывные нарушения, появление магматических пород и широкое развитие гидротермально-метасоматических образований [1-5, 7].

Чернореченское рудопроявление является одним из наиболее перспективных золото-

рудных объектов, приуроченных к Кондаковскому поперечному поднятию, где установлены многочисленные пункты золотой минерализации, а также проявления Центральное и Северное, перспективы которых в настоящее время окончательно не определены из-за относительно слабой изученности. В структурном плане поднятие проявлено в виде валообразной пликативной структуры, разделяющей Новозолотовскую и Висловскую синклинали, с осью погружающейся в северо-восточном направлении. Среднекаменноугольные породы каменской, алмазной и горловской свит (аргиллиты, алевролиты, песчаники с редкими прослоями известняков и углей), слагающие золотоносную структуру, разбиты тектоническими нарушениями и пронизаны малыми интрузиями юрского возраста.

Региональной разрывной структурой, контролирующей поперечное поднятие, является Кондаковский разлом, который имеет глубинное заложение и сопровождается серией субпараллельных разрывов меньшего масштаба. Систему разрывов общедонбасского направления образуют Сулино-Константиновсий и Северный разломы.

Магматические породы представлены двумя комплексами: несветаевским трахиандезит-андезитовым ($\chi J_{1\text{-}2}ns$) и миусско-керчикским лампрофировым ($\alpha J_{2\text{-}3}mk$). Магматические образования несветаевского комплекса представлены штокообразными интрузиями, дайками и силлами, сложенными преимущественно андезитами, реже дацитами, трахиандезитами, андезибазальтами. Лампрофиры миусско-керчикского комплекса образуют маломощные (1-1,5 м) дайки (в основном – это спессартиты), трассирующие Кондаковский разлом и прорывающие магматиты несветаевского комплекса.

Распределение золоторудных проявлений в пределах Кондаковского поднятия контролируется скоплениями магматических тел несветаевского комплекса на участках с напряженной разрывной тектоникой. Чернореченское рудопроявление расположено в пределах тектонического блока, ограниченного с севера и с юга соответственно Северным и Сулино-Константиновским разломами, с падающими навстречу друг другу сместителями, с запада – Коротким взбросом (рис. 1). Восточный фланг рудопроявления изучен слабо, поэтому с востока площадь рудопроявления ограничивается зоной влияния Центральной интрузии, играющей ключевую роль в его строении.

Тело интрузии имеет сложную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, и круто (около 75°) погружается на юго-восток. От интрузии ответвляется система субсогласных с вмещающей толщей силлоподобных тел, падающих на юго-запад под углами 45-50° и прослеживающихся по простиранию на несколько сотен метров. Вблизи экзоконтакта вдоль трещин северо-восточного и юго-восточного простираний развиваются две ортогональных системы маломощных даек, образующих техмерный каркас, пронизывающий вмещающие породы и способствующий их глубоким приконтактовым преобразованиям. Состав магматических пород варьирует от андезидацитов до андезибазальтов, нередко отмечаются полнокристаллические диоритовые разности. Как правило, дайки, отходящие от главного тела, имеют более основной состав.

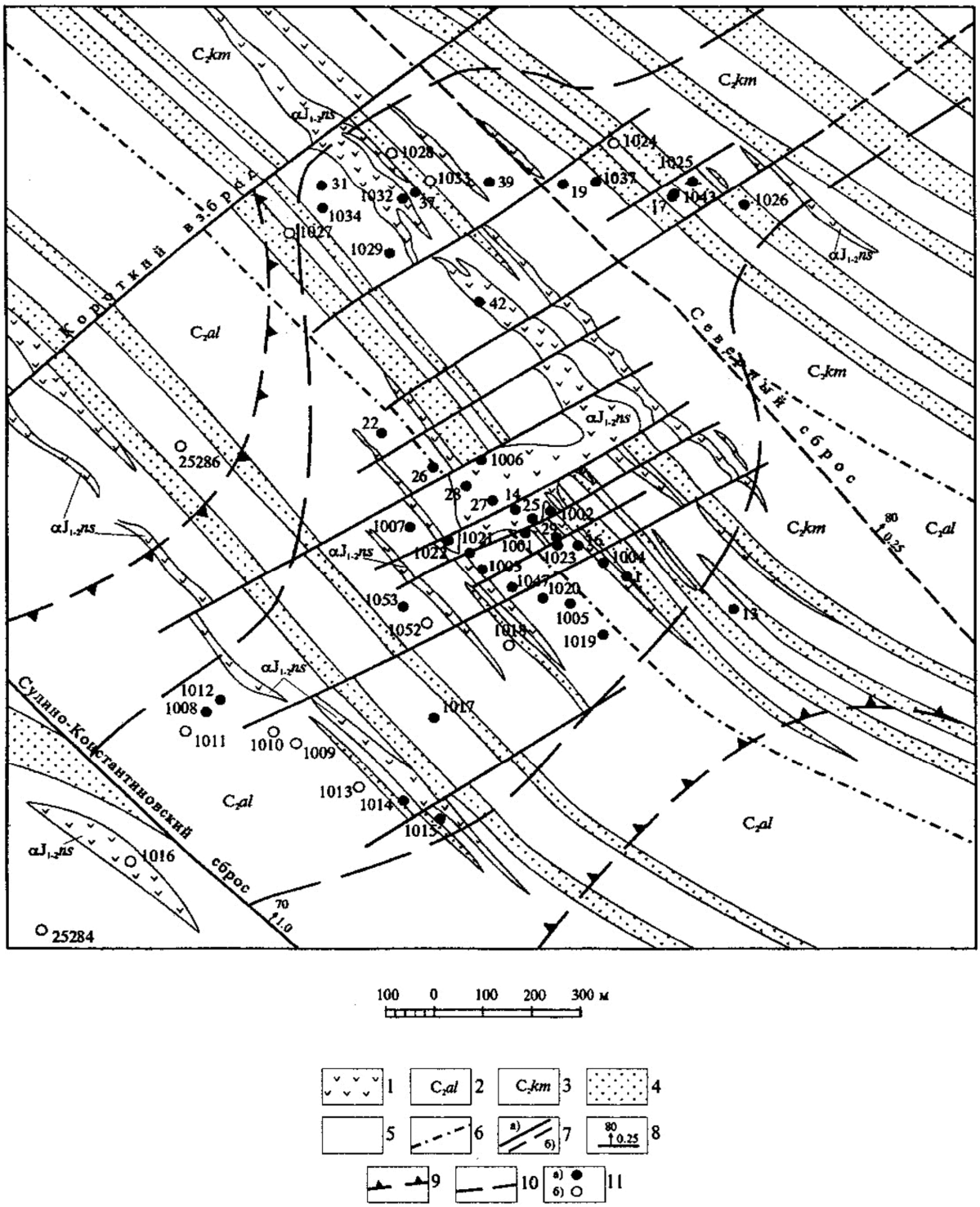


Рис. 1. Схематическая геологическая карта чернореченского рудопроявления золота. *1 - несветаевский трахиандезит-андезитовый комплекс ($aJ_{1-2}ns$): силлы, штоки, субсогласные тела и дайки андезитов; 2 - алмазная свита: алевролиты, песчаники, аргиллиты, с пластами известняков и каменных углей. 3 - каменская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами известняков и углей; 4 - песчаники; 5 - аргиллиты; 6 - граница стратиграфических свит; 7 - разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 8 - угол падения сместителя, амплитуда смещения (в км); 9 - предполагаемое поле развития метасоматитов с жильно-прожилковой кварц-сульфидной минерализацией в породах осадочного и магматического комплексов; 10 - зона гадротермально-измененных пород с золото-кварц-сульфидной минерализацией; 11 - скважины, пробуренные на объекте в разные годы: а) вскрывшие золоторудную минерализацию (от 0,1 до 8,0 г/т), б) не вскрывшие золоторудную минерализацию*

Магматические и вмещающие их породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники) вблизи Центральной интрузии сильно трещинноваты и рассечены несколькими тектоническими нарушениями, которые фиксируются в виде зон дробления мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Породы в зонах интенсивно брекчированы, иногда перетерты до тектонической глинки. Тектоническая нарушенность пород способствует широкому развитию гидротермально-метасоматических преобразований.

Золоторудная минерализация связана с обширным ореолом объемного метасоматоза, который сопровождает тектонические зоны северо-восточного простирания и особенно интенсивен в районе Центральной интрузии. Метасоматоз развивается как во вмещающих, так и в магматических породах и проявляется в их окварцевании, сульфидизации, хлоритизации, карбонатизации, серицитизации и каолинизации.

В верхней части тектонических зон преобладают хлорит-каолиновые метасоматиты с сульфидной минерализацией в виде равномерно рассеянной вкрапленности и тонких разнонаправленных прожилков пирита. Сеть тонких разнонаправленных трещин и прожилков продолжает развиваться и на глубину, составляя от 3-5 на метровый столбик керна, до сплошных зон брекчирования, сцементированных кварцево-сульфидным материалом, в которых встречаются участки (0,3-1,5 м), сложенные практически сплошным сульфидным агрегатом, в котором резко преобладает пирит. Минералогические исследования керна скважин 1004 и 1005, вскрывших минерализованные зоны на различных глубинных отметках, позволили выявить некоторые особенности золото-кварц-сульфидной минерализации Чернореченского рудопроявления.

В строении минерализованных зон прослеживается общая закономерность: периферические части представлены пожилково-вкрапленными рудами, которые постепенно переходят в гнездово-вкрапленные, а затем – в сплошные брекчированные сульфидные руды.

В разрезе скважины 1005 брекчированные сульфидные руды состоят в основной массе из пирита с примесью мельниковита, халькопирита, продуктов их изменения, а также небольшого количества карбонатов и оксидов железа, меди и молибдена (гл. 362-364 м).

Пирит слагает аллотриаморфнозернистые агрегаты тонкополосчатого и волокнисто-шестоватого строения. Цвет серовато-желтый, тусклый с зеленоватым оттенком. Для кристаллов, выделяемых в зернистом агрегате, характерна незавершенность форм, искажение их в процессе совместного роста, наличие сложного двойникования. Среди морфологических разновидностей отмечаются грани куба со штриховкой, куб-октаэдры и ромбоэдры, нередко осложненные групповым ростом (гл. 362 м). На глубине 137-138 м преобладает мелкозернистый агрегат ксеноморфных зерен пирита. Присутствие колломорфных разновидностей (мельниковит-пирит) может свидетельствовать о низкотемпературных условиях образования, на что так же указывает участие марказита в пиритовых обособлениях.

Кроме пирита, в составе сульфидной ассоциации постоянно в небольших количествах присутствует халькопирит в тесном срастании с пиритом. Его ксеноморфные выделения размером 0,02-0,2 мм приурочены к периферической части пиритовых зерен, выполняют интерстиции и мелкие трещинки. Цвет желтый, часто двойниковое строение.

Сфалерит встречается эпизодически в виде ксеноморфных зерен размером 0,02-0,06 мм, содержащих иногда эмульсионную вкрапленность халькопирита.

В разрезе скважины 1004 сульфидное оруденение в метасоматитах сначала образует околотрещинные вкрапленные концентрации, затем основная масса укрупняется до гнездовых форм размером 0,5-1 см, которые переходят в сливные участки массивной руды с кварц-хлорит-карбонатными прожилками (гл. 237-240 м). Сульфидная руда, вскрытая на глубине 241 м грязно-желтой либо пестрой зеленовато-желтой, серо-черной окраски, обусловленной различным цветом вторичных минералов, развитых как по породообразующим, так и по сульфидам. Текстура руды пятнистая, брекчиевидная с острым занозистым характером излома.

Состав сульфидов – халькопирит-мельниковит-марказит-пиритовый с переменной примесью халькопирита, галенита (до 2 %) и вторичных минералов, среди которых выделяется халькозин и минеральные агрегаты, представленные бурыми, кирпично-красными, серыми, серо-желтыми оксидами меди, железа, свинца и молибдена. Изредка в этой массе но-

вообразований обнаруживаются сажистые сгустки графита.

Пирит представлен ярко-желтыми хорошо образованными кристаллами (кубоктаэдрами, тетрагексаэдрами и петагондодекаэдрами) размером 0,1-1 мм. Часты двойники и тройники, усложненные гранями куба. Совместно с кристаллической фазой значительное количество составляет и тонкозернистый, микрозернистый ярко-желтый пирит, образование которого связывается обычно с резким охлаждением минералообразующих растворов.

По данным экспериментальных исследований, этот мелкозернистый материал является самым эффективным концентратором золота, обладающим коллекторскими свойствами вследствие большой удельной поверхности множества образующих его частиц. Этим объясняется повышение содержания золота в тонкозернистом пирите, образование которого связывается с высокими скоростями кристаллизации при резком спаде температуры и давления. Такие условия (термодинамический барьер), по-видимому, нередко возникали при неоднократном приоткрывании тектонических трещин в ходе формирования брекчированных сульфидных руд Чернореченского проявления.

По данным спекрозолотометрического анализа, высокие концентрации золота в пиритах скважин 1004 и 1005, связаны именно с этой фазой (табл. 1).

Кроме пирита, в рудных интервалах постоянно присутствует халькопирит, содержание которого изменяется в пределах 2-3 %, редкие выделения сфалерита. Отмечается также присутствие пирротина в виде микрозернистых выделений в породе и реликтов в пирите.

Обращает на себя внимание тот факт, что значительная часть пирита обладает электромагнитными свойствами, объяснить которые только частичным окислением, весьма проблематично. Более вероятной представляется связь электромагнитности пирита с присутствием в нем реликтов пирротина, обладающего магнитными свойствами. В ранних исследованиях (6) было установлено, что пирит, обладающий электромагнитными свойствами, образуется при дисульфидизации пирротина. Таким образом, сульфидные минералы часто обладают повышенной магнитной восприимчивостью, что может быть использовано при поисках и прослеживании существенно сульфидных рудных тел.

Золото в визуально однотипных сульфидных рудах распределено крайне неравномерно. Его содержание в отдельных керновых пробах изменяется от сотых и десятых, до десяти и более грамм на тонну. Наблюдение в полированных шлифах позволило обнаружить золото в пирите, кварце, основной массе околорудных метасоматитов, а также на границе пиритовых и халькопиритовых зерен. Формы выделения золота очень разнообразны.

В скважине 1004 (гл. 241 м) размер зерен золота, как правило, не превышает 0,008 мм, изредка достигая 0,01-0,04 мм, форма изометричная с извилисто-рваными краями. На глубине 242,6 м в пирите отмечаются изометричные зерна 0,01-0,03 мм, а также мелкие кристаллы гексагональных очертаний (0,008-0,016 мм). На границе пиритовых и халькопиртовых зерен наблюдаются удлиненные, изогнутые до серповидных выделения.

В скважине 1005 (гл. 138 м) обнаружены частицы золота угловатой формы размером 0,004-0,008 мм в виде включений в пирите, а также в основной массе околосульфидных метасоматитов. Здесь форма выделения золота удлиненно-чешуйчатая (0,01 мм), петлевидная (0,004 мм) и неправильно-изометричная с неровными зазубренными ограничениями (0,008 мм).

Таким образом, изучение золотосодержащих сульфидных руд показало, что состоят они, в основном, из пирита, в меньших количествах присутствуют марказит, мельниковит, халькопирит, сфалерит, галенит и сульфасоли висмута. Степень их золотоносности определяется составом и типоморфными особенностями слагающих минералов. Положительное влияние на золтоносность оказывает разнообразие состава рудной ассоциации (присутствие халькопирита, галенита и других минералов). Золотосодержащим минералом является пирит, особенно золотоносна его тонкоструктурная разновидность. Видимые под микроскопом выделения золота распределены в виде включений в пирите, в межзерновом пространстве на границе сульфидных минералов, в кварце и существенно кварцевых околорудных метасоматитах.

Таблица 1

Результаты спектрального анализа монофракций пирита

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№№ проб	1	2	2[a]	3	3[a]	4	4[a]	5	5[a]	6	6[a]	7	8	8[a]	9
№ скв.	1004	-"-	-"-	-"-	-"-	-"-	-"-	1005	-"-	-"-	-"-	-"-	-"-	-"-	1013
Гл. отбора, м	237.5	240.0	240.0	241.0	241.0	243.0	243.0	137.4	137.4	138.0	138.0	362.0	364.0	364.0	88.0
Фракция	н/фр	н/фр	эл/фр	н/фр	эл/фр	н/фр	эл/фр	н/фр	эл/фр	н/фр	эл/фр	н/фр	н/фр	эл/фр	н/фр
10^{-3} Mn	20	30	50	30	20	30	80	10	40	15	60	4	8	15	7
10^{-3} Ni	15	6	2	4	5	4	3	4	3	1	8	1	4	1	5
10^{-3} Co	4	1	4	6	8	6	3	8	5	1	1	1	20	4	2
10^{-2} Ti	40	50	50	6	4	2	4	4	6	1,5	1	1	3	2	6
10^{-3} V	3	2	2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-3} Cr	н/о	2	4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-4} Mo	н/о	30	300	2	2	2	1	н/о	н/о	н/о	н/о	1	1	н/о	2
10^{-2} W	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-3} Zr	20	40	20	2	1	4	1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	20
10^{-3} Cu	1	100	6	200	100	150	100	300	1000	100	150	6	300	200	40
10^{-3} Pb	1	4	3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	3	10	3	20
10^{-4} Ag	2	4	2	2	2	2	2	3	1,5	4	6	2	5	4	8
10^{-2} Sb	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-3} Bi	6	1,5	6	20	20	20	20	4	10	10	10	2	10	4	6
10^{-2} As	>100	20	30	<1	<1	<1	<1	<1	н/о	н/о	н/о	50	>100	>100	20
10^{-3} Zn	80	6	8	<3	<3	20	<3	<3	15	н/о	3	20	30	10	10
10^{-3} Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-3} Sn	3	2	1	5	5	5	4	2	4	2	5	3	3	2	4
10^{-3} Ge	<01	<01	<01	<01	<01	<01	<01	<01	н/о	н/о	н/о	н/о	2	н/о	2
10^{-3} Ga	4	2	8	<01	1	1	1	<01	н/о	н/о	н/о	2	1	н/о	2
10^{-4} Be	н/о	1,5	2	3	3	3	1	3	1,5	1	6	3	3	3	2
10^{-3} Sc	3	3	3	3	3	3	3	3	8	н/о	н/о	н/о	1	н/о	4
10^{-3} Y	2	2	1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	5	3	1,5
10^{-4} Yb	4	2-	3	2	2	2	1	3	3	1	1	3	3	1	2
10^{-3} Zi	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-2} Sr	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	<03	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-2} Ba	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
10^{-1} P	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ат -аб. Анализ Аи, г/т				6.85	7.26	2.38		1.69		5.33		0.19	0.85		

В заключении следует отметить, что изученная золоторудная минерализация Чернореченского проявления относится, по мнению авторов, к золото-сульфидно-кварцевому типу и связано с крупнообъемным линейным штокверком, вытянутом в субмеридиональном направлении. Внутреннее строение изученной части штокверка представляется серией сближенных минерализованных зон, где участки с богатой золотоносной сульфидной минерализацией чередуются с безрудными и слабооруденелыми метасоматитами. Сплошные брекчированные сульфидные руды, как правило, приурочены к приконтактовым зонам интрузивных образований и распространены как в последних, так и в метасоматически преобразованных вмещающих породах терригенного комплекса. По мере удаления от контактов с интрузией, интенсивность золотоносной минерализации падает, и встречаются, в основном, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды.

В настоящее время, выявленный фрагмент штокверковой структуры изучен неравномерно. Наиболее полно изучен его юго-восточный фланг, где поисковыми скважинами оруденение прослежено по падению до 300 м. Большая часть изучена редкой сетью картировочных скважин до глубины 100-150 м. Золоторудная минерализация в изученной части штокверка прослежена по простиранию на 3000 м, по падению на 300 м, однако, в плане и разрезе достоверно не оконтурена. Ширина структуры в наиболее изученной части, пространственно тяготеющей к Центральной интрузии, составляет 700-1100 м, в северной части – 350 м.

В выделенном блоке объемом 0,21 км^3, прогнозные ресурсы золота оценены по категории P_2, и при среднем содержании золота 2,4 г/т, коэффициенте рудоносности 0,13 и понижающем коэффициенте (0,3), учитывающем степень изученности объекта, составляют 40 т. В наиболее изученной части штокверка, в блоке с параметрами 350х300х300 м, прогнозные ресурсы золота по категории P_1 составляют 10 т.

Следует обратить внимание, что ресурсный потенциал, выявленный на Чернореченском участке, не исчерпывается приведенными выше оценками. Поисковый интерес представляет юго-западная часть штокверка и его продолжение от Центральной интрузии на северо-восток, что подтверждается геохимическими ореолами элементов-спутников золота (в первую очередь висмута и меди), установленными здесь в результате геохимических исследований. Более детальное изучение выявленной рудоносной структуры может существенно расширить локализованные прогнозные ресурсы золота с довольно большой вероятностью обнаружения промышленно значимого золоторудного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Г.М., Богомазов В.М., Ермаков Ю.Н., Зеленщиков Г.В., Коровкин В.А. и др. Карта рудоносных формаций и рудных зон чехла Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2500000. Объяснительная записка. – СПб., 2000. – С. 81.
2. Зеленщиков Г.В., Курбатов Н.К., Кучеревский П.Г., Радаева Т.П. Перспектива золотоносности Припятско-Днепрово-Донецкого авлакогена. Руды и металлы. – 2001. – № 2. – С. 26-35.
3. Зеленщиков Г.В., Макарюха С.В., Радаева Т.П. Основные факторы, определяющие золотоносность юго-восточной части Днепрово-Донецкого авлакогена. Актуальні питання вивчения та платформенного чохла Украині. Картування Прикордонных территорий. – Київ, 2003. – С. 104-106.
4. Зеленщиков Г.В., Радаева Т.П., Макарюха С.В. Условия локализации золотого орудения в пределах Керченского рудопроявления. Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа: Мат. IV Междунар. научн. конф. Минерагения и минеральные ресурсы. – Т. 2. – Новочеркасск, 2004. – С. 252-256.
5. Зеленщиков Г.В., Макарюха С.В., Рдаева Т.П. Особенности геологического строения и злотоносность Барило-Крепинского рудопроявления в Восточном Донбассе. Стратегия

развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2006 г. и последующие годы. – Саратов, 2005. – 143-144.
6. Неваленный Ю.В., Зеленщиков Г.В., Ресурсы металлических полезных ископаемых Восточного Донбасса. Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. – Ростов-на-Дону, 2005. – С. 71-85.
7. Летник Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. – М.: Недра. 1981. – С. 223.

УДК 551.24.03+551.248.2+553.98

ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЛИТОСФЕРЫ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН НА ОСНОВЕ НЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Х.Г. Зинатов

ЗАО НПО "Репер", г. Казань, Россия

За последние 10 лет прогноз и поиск месторождений нефти на территории Республики Татарстан (РТ) сопряжен с решением двух, еще далеко не решенных проблем: 1) нефтеносности фундамента и 2) современной подпитки известных месторождений нефти углеводородами (УВ) [1, 2].Необходимость решения этих проблем выдвинула на повестку дня практическую задачу: разработку методов прогнозирования и картирования очагов скрытой разгрузки в осадочный чехол и кристаллический фундамент земной коры глубинных геофлюидов, включая УВ, то есть флюидодинамических структур глубинной эксплозии и нефтяного диапиризма, как формы проявления ″холодной″ ветви гидротермальной деятельности [3]. С учетом представлений об исключительно молодом возрасте современных месторождений УВ и о новейшем времени последней, возможно, продолжающейся и сейчас, фазы формирования залежей УВ [3, 4, 5 и др.], равно как, генетической связи месторождений УВ с неотектонически активными дислокациями названные проблемы и задача неразрешимы, если не решена проблема выявления, картирования и тектонофизической интерпретации неотектонической структуры исследуемого региона и разнопорядковых систем дизъюнктивных и пликативных дислокаций, которые не только активны на неотектоническом этапе и в настоящее время, но в ходе своего совместного развития ″синхронно″ обеспечивают как приток УВ и формирование нефтяных ловушек, так и сохранность месторождений УВ.

На основе дешифрирования КС и интерпретации данных дешифрирования, с использованием геолого-геофизических данных, основными структурными элементами формирующейся в новейшее время структуры верхней части литосферы РТ, как части юго-востока Волжско-Камской антеклизы (ВКА), являются: 1) неотектонические блоки первого порядка, представленные своими краевыми частями (Ветлужско-Вятский, Ижевско-Пермский, Приволжский и Южно-Татарско-Приоренбургский), а также входящие в их состав блоки земной коры более высоких порядков; 2) пограничные – межблоковые зоны разломов глубокого заложения и внутриблоковые разломы более низких порядков; 3) приразломные пликативные дислокации – антиклинальные и синклинальные складки. Антиклинальные складки – локальные поднятия образуют в своих сочленениях вдоль разнопорядковых разломов кулисные ряды – валы, которые развиты на границах и во внутренних частях блоков; 4) четвертичные эрозионно-тектонические приразломные впадины; 5) кольцевые структуры (рис. 1, см. вкл.). Формирование современной структуры земной коры РТ происходит под давлением с востока, со стороны Уральского неотектонического орогена и с юга, со стороны Оренбургско-

Пугачевской блока, в результате развития Прикаспийской впадины. Не исключено влияние на этот процесс неотектонической активности Камско-Бельского и Серноводско-Абдуллинского авлакогенов [6].

Тектонофизический анализ структурных рисунков, образованных разнопорядковыми разломами, приразломными эрозионно-тектоническими впадинами, локальными поднятиями и валами, позволяет диагностировать их как парагенетичные дислокации сопряженные с Прикамским, Серноводско-Туймазинским, Высокогорско-Салмышским и другими сдвигами, имеющими надвиговую составляющую, или, как зоны сдвиговых деформаций глубокого заложения, которые формируются на границах блоков первого и второго порядков и отображают вовлеченность в сдвиговые деформации краевых и внутренних частей этих блоков.

Большинство месторождений нефти и битумов РТ размещаются в пределах неотектонического Южно-Татарско-Приоренбургского блока и в северо-восточной части Буинско-Елабужско-Бондюжской зоны правосторонних сдвиговых дислокаций, обрамляющей Южно-Татарско-Приоренбургский блок с северо-запада. Месторождения нефти связаны преимущественно с *активными взбросово-надвиговыми* локальными поднятиями и валами и, в меньшей мере, со *сбросовыми*, по механизму формирования, их аналогами, с которыми связаны месторождения битумов. Например, нефтеносный Дигитлинский взбросово-надвиговый вал, и его антипод – не вмещающий залежей нефти Улеминский вал. И те, и другие валы парагенетически связаны с глубинными сдвигами и их аналогами более низких порядков. По-видимому, на территории РТ, как и на сопредельных территориях Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, при современном глубинном подтоке углеводородов, разнопорядковые парагенетичные зоны сдвиговых дислокаций выполняют важные *углеводородопоставляющую* и *углеводородолокализующую* функции в современных процессах формирования и сохранности месторождений нефти в осадочном чехле. При этом, сдвигам и парагенетичным им присдвиговым структурам растяжения – эрозионно-тектоническим впадинам и валам сбросового механизма формирования принадлежит роль, в основном, углеводородопоставляющих дислокаций, а парагенетичным им структурам сжатия – присдвиговым взбросово-надвиговым локальным поднятиям и валам – предпочтительная углеводородолокализующая роль. Сбросовые по механизму формирования локальные поднятия и валы, при прочих благоприятных факторах нефтеобразования (коллектора, покрышки и т.д.), вследствие присущих им условий растяжения, менее предпочтительны для формирования и сохранности месторождений нефти, но к ним приурочены месторождения битумов. Само же Ромашкинское месторождение приурочено к блоку земной коры, обрамленному с севера, запада, юга и юго-востока Челнинским, Ново-Елховским и Туймазинским присдвиговыми кулисными рядами валов взбросово-надвиговой кинематики, или к крупному блоку, который заключен между Челнинским и Туймазинским кулисными рядами валов и по отношению к этим, так же нефтеносным, но относительно подвижным зонам, представляет собой более стабильный блок земной коры. Это обстоятельство в период неотектонического формирования Южно-Татарско-Приоренбургской блока и поднятия Южно-Татарского свода в составе названного блока, по-видимому, не только предопределило переформирование и подпитку углеводородами Ромашкинского месторождения, но и сохранность его покрышки, и, собственно, самого месторождения.

Рассмотренные неогеодинамические предпосылки поисков месторождений углеводородов в земной коре РТ, с учетом литолого-петрографических, геохимических и других исследований, позволяют рассматривать в качестве наиболее перспективных для поисков нефти на западе РТ Казакларский, Бугровско-Пичкаский валы взбросово-надвигового механизма формирования, Верхнеуслонскую и Чукурско-Кищакинскую группы валов аналогичного механизма формирования. Менее перспективными представляются Сабинский, Шеморданский, Улеминский валы, имеющие сбросовый механизм формирования. Определенный интерес представляет Ковали-Чуинская группа валов, однако их перспективы, как и перспективы на-

званных выше валов, по примеру известных месторождений нефти, во многом определяются наличием коллекторов и ненарушенных покрышек.

На площади Ромашкинского месторождения выявлено не менее 50 узлов пересечения парагенетичных право- и левосторонних сдвигов глубокого заложения, без существенных амплитуд смещения (рис. 1, см. вкл.). Узлам пересечения сдвигов тектонофизически присуща возможность формирования разуплотненных участков земной коры с формированием аномальной трещиноватости в виде линзовидных в плане и столбообразных – штокверковых по вертикали зон [7], которые формируются на глубинах от 0,5 до 5-6 км, а площади их поперечного сечения изменяются от 0,1 до 4-5 км^2. Применительно к территории РТ и, в частности, к площади Ромашкинского месторождения нефти, этот механизм представлен на рисунке 2 (см. вкл.) с учетом неотектонической кинематики крупных блоков земной коры и усредненной ориентацией парагенетичных северо-восточных правосторонних и северо-западных левосторонних, второстепенных по отношению к Прикамскому разлому сдвигов. В соответствие с тектонофизикой, при субширотном давлении на Южно-Татарско-Приоренбургский блок со стороны Южного Урала в его внутренних частях будет доминировать региональное поле напряжений, главная ось напряжения сжатия которого (σ_3) ориентируется в субширотном, а главная ось напряжения растяжения (σ_1) – в субмеридиональном направлениях. При таком напряженно-деформационном состоянии в узлах пересечения парагенетичных право- и левосторонних сдвигов может происходить наложение трещин отрыва двух генетических типов: первого, связанного с самими сдвиговыми деформациями и второго, порожденного региональным полем напряжений. Первый генетический тип, присущ, собственно, каждому из разнонаправленных сдвигов и, представляя собой, в зависимости от порядка сдвига, кулисные ряды структур растяжения – от трещин или серий трещин отрыва, до присдвиговых ромбовидных грабенов растяжения (межгорные впадины в орогенных областях) [8], которые формируются под воздействием поля напряжения, созданного самими сдвигами. Второй генетический тип трещин отрыва ориентируется параллельно главной оси напряжения сжатия (σ_3) и перпендикулярно главной оси напряжения растяжения (σ_1) регионального поля напряжений, которое к тому же, совместно с полем напряжения Прикамского разлома, определяет кинематику второстепенных сдвигов. При пересечении право- и левосторонних сдвигов под прямым углом или близкими к нему углами, в узле пересечения сдвигов формируется участок ″тройного разуплотнения″ земной коры, имеющий в плане линзовидную форму, а в разрезе – штокверковое строение. В плане, длинная ось штокверковой зоны ориентируется параллельно оси главного напряжения сжатия (σ_3) регионального поля напряжений, а глубина её в земной коре и поперечные размеры, по-видимому, определяются, соответственно, глубиной заложения и шириной зон развития или влияния парагенетичных сдвигов. Рассматриваемый механизм формирования аномальных штокверковых зон трещиноватости в узле пересечения парагенетичных разнонаправленных сдвигов геодинамически благоприятен для формирования не только каналов подпитки существующих месторождений УВ, но и трещинных коллекторов для УВ в фундаменте и в осадочном чехле и, возможно, битумных озер.. Узлы пересечения парагенетичных сдвигов на площади Ромашкинского месторождения располагаются вдоль сдвигов на расстоянии 3, 5, 10 и более километров (рис. 2, см. вкл.). Это предполагает соединение в фундаменте близко расположенных штокверковых зон трещиноватости и формирование прерывистых линейных субвертикальных аномальных зон разуплотнения или потенциальных резервуаров нефти и газа.

В северо-восточной части Южно-Татарско-Приоренбургского блока площади развития битумов, размещающихся в уфимских и казанских отложениях, четко разграничены. Граница между ними проходит по Высогорско-Салмышскому правостороннему взбросо-сдвигу глубокого заложения (рис. 1, см. вкл.). К северо-востоку от разлома скопления битумов приурочены, в основном, к уфимским, а к юго-западу – к казанским отложениям. Очевидно, Высогорско-Салмышский разлом в уфимском и казанском веках, проявил и проявляет

себя до сих пор как разлом, вдоль которого происходило формирование палеорельефа, определявшего накопление литофаций. Вдоль него, на площади его северо-восточного крыла, в уфимском веке происходило формирование долины Палео-Шешмы уфимского века, дельтовые и авандельтовые осадки которой наиболее ″продуктивно″ накапливались в широкой зоне разломов, парагенетичных Высокогорско-Салмышскому разлому. В целом, зона этих отложений заключена между тыловыми – синклинальными частями крупного Акташско-Ново-елховского вала и осложняющих его ″бескорневых″ локальных поднятий взбросово-надвигового механизма формирования, составляющих крайнюю западную ветвь Сокско-Шешминского сложнопостроенного вала – на юго-востоке, и кулисного ряда взбросово-надвиговых валов на юго-восточном крыле Прикамском правостороннего сдвига – на северо-западе. Эти породы позже, возможно, преимущественно на неотектоническом этапе, при активизации дегазации УВ, были реализованы как битумоносные породы. Устойчивая приуроченность палеорусел и современного русла Шешмы с позднего палеозоя к Высогорско-Салмышкому разлому определяется тем, что данный разлом имеет, кроме сдвиговой, взбросово-надвиговую составляющую. Он, подобно своим более низким по порядку аналогам, развивается с позднего палеозоя до сегодняшнего дня вдоль осевой части гигантской асимметричной антиформы – Южно-Татарско-Приоренбурского блока первого порядка – ″мегавала″, который в современном рельефе геоморфологически выражен Бугульминско-Белебеевской возвышенностью. Поскольку юго-западные, западные, северные, и северо-восточные пределы рассматриваемого ″мегавала″ обрамлены Камско-Кинельской системой прогибов, то можно полагать, что он начал формироваться как конседиментационная структура в позднефранкое время, и с тех пор перманетно развивается до сегоднешнего дня. Характерно, что к северо-восточному крылу ″мегавала″, приподнятому относительно юго-восточного крыла, как и у более меньших его аналогов (валов и локалных поднятий взбросово-надвигового механизма формирования), приурочены все крупнейшие месторождения нефти: Шкаповское, Туймазинское, Ново-Елховское и само Ромашкинское.

По-видимому, в верхних слоях земной коры на территории ВКА и РТ, как и в других нефтегазоносных провинциях на Земле, основными не только флюидодинамическими структурами глубинной эксплозии и нефтяного диапиризма, но и углеродолокализующими дислокациями являются неотектонически активные разнопорядковые парагенетичные дислокации растяжения, сдвига и сжатия, имманетные зонам разнопорядковых сдвиговых дислокаций на границах и внутри движущихся и деформационно взаимодействующих блоков земной коры. Всей парагенетичной триаде разломов зон сдвиговых деформаций: а) растяжения (трещинам отрыва, сбросам, грабенам); б) скола (сдвигам); и в) сжатия (взбросо-надвигам), а также узлам пересечения сдвигов тектонодинамически (тектонофизически) присуща вулкано- и гидроэксплозивная функция [7, 8]. Поэтому для прогнозирования и картирования очагов скрытой разгрузки в осадочный чехол и кристаллический фундамент земной коры глубинных геофлюидов, включая УВ, при решении проблем нефтеносности фундамента и современной подпитки известных месторождений нефти, оптимальным, на первых этапах работ, является дешифрирование на космических снимках структурных рисунков неотектонически активных парагенетичных дислокаций, с последующей их неогеодинамической интерпретацией на основах тектонофизического анализа геолого-геофизической информации. Выявленные при этом структурно-кинематические законномерности размещения и динамические (в свете тектонических полей напряжений) условия образования и сохранности месторождений УВ могут быть положены в основу тектонических предпосылок их прогноза и поисков как в осадочном чехле, так и фундаменте земной коры Республики Татарстан, а также других нефтегазоносных провинций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Муслимов Р.Х. Нетрадиционные источники углеводородного сырья – резерв дальнейшего развития старых нефтедобывающих регионов // Георесурсы. – 1999. – № 1. – С. 21-23.
2. Муслимов Р.Х. Стратегия и тактика освоения нефтяных ресурсов на поздней стадии разведки и разработки // Георесурсы. – 2000. – № 3. – С. 2-10.
3. Тимурзиев А.И. Механизм и структуры скрытой эксплозивной разгрузки глубинных флюидов в фундаменте и верхней части земной коры // Улеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и переформировании нефтяных и газовых месторождений: Мат. Междунар. науч. конф.. – Казань: Изд-во Казанского университета, 2006. – С. 262-268.
4. Бескровный Н.С. Рациональные пути освоения традиционных и нетрадиционных ресурсов углеводородного сырья (на основе зарубежного опыта). – СПб. 1993. – 223 с.
5. Розанов Л.Н. Новейшая раздробленность земной коры и размещение нефтегазоносности // Дегазация Земли и геотектоника. – М.: Наука, 1980. – С. 200-204.
6. Лобов В.А. Обоснование дислокаций типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазонакопления на востоке Русской платформы // Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. – Вып. 30. – Казань, 1971. – С. 26-40.
7. Муслимов Р.Х. Зинатов Х.Г., Тарасов Е.А., Хайретдинов Ф.М. Структурно-кинематическая модель формирования верхней части литосферы Республики Татарстан в новейшее время: Тез. докладов на междунар. науч.-практ. конф. ″Прогноз нефтегазоносности фундамента молодых и древних платформ″. – Казань, 2001. – С. 207-210.
8. Зинатов Х.Г., Вафин Р.Ф. Использование космических снимков для анализа структурно-динамических условий образования древних месторождений флогопита и апатита // Исследования Земли из космоса. – М., 1984. – № 2. – С. 48-54.
9. Зинатов Х.Г. Тектонические предпосылки поисков месторождений неметаллов в Среднеараксинской впадине: Афтореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – М.: МГГА, 1995. – 24 с.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРО- ТАТАРСКОМ СВОДЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

И.П. Зинатуллина

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

В Татарстане систематическое поисково-разведочное бурение на живетские отложения началось в 50-х годах. Результаты работ показали сложное строение продуктивных горизонтов среднего девона, низкие фильтрационные свойства пластов-коллекторов по сравнению с пашийскими отложениями.

Глубокими скважинами на Северо-Татарском своде вскрыты терригенные отложения вплоть до кристаллического фундамента.

Весь имеющийся информативный материал позволяет представить целостную картину геологического строения Северо-Татарского свода в пределах границ лицензионных участков и определить закономерности седиментогенеза этих пород.

Пересмотр имеющего материала и новый по скважине 667 Привятской площади позволили внести некоторые уточнения геологического строения терригенных отложений на северном куполе Татарского свода.

На Кукморском участке № 2, в районе Кабык-Куперского поднятия была пробурена скважина 667, вскрывшая породы кристаллического фундамента 12,0 м, керн поднят из интервала 1675,0-1695,0 м. продуктивной части разреза стратиграфически из саргаевского, кыновского и ардатовского горизонтов.

Нефтепроявления по керну выявлены в ардатовском горизонте живетского яруса.

Нижняя часть терригенного девона характеризуется сокращенным по мощности разрезом, но при этом модель литолого-стратиграфического строения, как показывают проведенные нами исследования по пересмотру ГИС, коррелированию разрезов с привлечением макро- и микрофаунистического, литофациального и палеотектонического анализов, претерпела принципиальные изменения: а именно в разрезе многих скважин четко прослеживаются ранее не выделяемые в этой части Северо-Татарского свода отложения эйфельского яруса, а породы живетского комплекса по каким-то причинам были отнесены к кыновским отложениям.

Проведенные палеонтологические методы макрофаунистического и спорово-пыльцевого анализов образцов из кыновского горизонта и его реперной пачки, разделяющей ардатовские и воробьевские горизонты, подтвердили принадлежность их к стратиграфическому горизонту.

Ранее Антроповым И.А., Батановой Г.П. отмечалось, что ″в связи с нарушением непрерывности процесса осадконакопления″ на площадях северной части Северо-Татарского свода происходит уменьшение толщины саргаевского горизонта до 9,0-4,0 м за счет размыва нижних и верхних частей свиты на северном куполе Татарского свода. О проявлениях размывов в районе исследования свидетельствует выпадение из разреза верхних слоев саргаевской свиты и наличие ″брекчированных″ известняков в основании.

1. В большинстве скважин граница между саргаевским и кыновским горизонтами на каротажных диаграммах относительно четко отбивается по подошве пачки известняков, залегающих несколько выше подошвы репера «аяксы». В некоторых скважинах, где эти прослои карбонатных пород, на каротажных диаграммах сливаются с репером «аяксы», нижнюю границу саргаевского горизонта, соответственно, верхнюю – кыновского горизонта мы отбивали по смене фаунистических комплексов.

2. На крайнем северо-западе Татарстана достаточно широко отмечаются признаки несогласного, трансгрессивного налегания кыновских слоев на нижележащие, верхнеживеетские и докембрийские образования.

Нижняя граница кыновского горизонта проводится по подошве ″верхнего известняка″. Верхняя граница отбивается по подошве пачки известняков, залегающих несколько выше подошвы электрического репера ″аяксы″.

3. Кыновские отложения в районе исследования развиты повсеместно, однако строение и толщина их претерпевают значительные изменения. Отмечается относительно резкое колебание толщин на коротком расстоянии от 3 до 15-25 м.

В скважине 667 кыновские отложения вскрыты в интервале 1678,0-1684,5 м толщиной 6,5 м, что подтверждается макрофаунистическим анализом. Известняки и аргиллиты зеленовато-серого цвета относятся к верхней части кыновского горизонта. Нижняя часть пород кыновского возраста отсутствует, а верхняя с размывом залегает на породах ардатовского горизонта. А в скважинах 40, 98, расположенных в том же районе, кыновские отложения с размывом залегают на породах кристаллического фундамента. Толщина кыновского горизонта составляет 10,0 м.

Таким образом, скважины, расположенные на территории Кукморского участка № 2, Шадкинского участка № 2 вскрыли кыновские породы по литологическим особенностям, стратиграфической полноте и толщинам, характерным для Кукморского типа [1].

Как уже отмечалось выше, отложения кыновского горизонта в скважине 667 с размывом залегают на породах ардатовского горизонта. Глубина залегания последних

1684,5-1694,0 м. При проходке 9,5 м, полный вынос керна 9,5 м. Отложения горизонта представлены в верхней части пачкой (толщиной 1,6 м) алевролитов светло-буроватых, с ржавым оттенком, плотных, неясно слоистых, с многочисленными включениями обугленных органических остатков и неразложившейся органики. Прослоями алевролит более светлый, за счет присутствия каолинита. Они сложены глинистым материалом, в котором неравномерно распределены зерна кварца самой различной размерности, форма их угловатая, реже угловато-окатанная, встречаются зерна, имеющие блоковое строение (волнистое погасание), что вероятно, объясняет происхождение их из метаморфических пород. Кроме кварцевых, встречаются отдельные зерна полевых шпатов. Отмечаются многочисленные охристые образования причудливой формы, возникшие, по-видимому, в результате вторичных изменений. Цемент карбонатный, частично глинистый.

Подстилает данную пачку прослой нефтенасыщенного песчаника толщиной 1,7 м тонкозернистого, плотного за счет окварцевания, редких выделений кальцитовых бляшек, желваков пирита и многочисленных включений ОРО.

В мелкозернистых песчаниках живетского яруса довольно часто (до 20 %) встречаются включения пирита в виде мелких рассеянных наростов на зернах кварца, агрегатных выделений в единичных породах и послойно с локальными выделениями кальцита и сидерита. Породы живетского яруса по литолого-петрографическим особенностям отличаются от кыновских отложений. Так, высокое содержание пирита в живетском ярусе снижает показания сопротивления. Низкоомные нефтенасыщенные пласты ардатовского горизонта, по данным ГИС, интерпретируются как водонасыщенные либо остаточно нефтенасыщенные. В скважине 667 нефтенасыщенный пласт толщиной 1,7 м, по данным ГИС, определен как остаточно нефтенасыщенный с показаниями сопротивления – 1,5 Омм.

По данным ГИС, в интервале 1691,0-1693,0 м выделяется продуктивный пласт – коллектор терригенный с остаточным нефтенасыщением, пористость 19,0 %, сопротивление пласта 1,5 Омм.

Макроописание керна позволяет с уверенностью утверждать, что пласт нефтенасыщен, а низкое сопротивление пласта связано с высоким содержанием пирита, характерным для ардатовского горизонта.

В скважине 667 в интервале 1694,0-1695,0 м вскрыта пачка глинистых пород ярко-зеленого цвета, с прослоями алевролитов, известковистых и оолитовых сидерито-шамозитовых руд, каолинита. Керн разбит тектонической трещиной под углом 60°, на сколе породы выделяются процессы хлоритизации и вкрапления калиево-полевых шпатов.

Как известно, [2] к прослоям шамозито-сидеритовых руд приурочены выделения вторичного каолинита (по оолитам и по трещинкам) и сульфидов цветных металлов. К выдержанным прослоям оолитовых шамозито-сидеритовых образований приурочена активная пиритизация, скопления обугленных растительных остатков и гелеевидное органическое вещество. Подавляющее большинство морских железистых руд приурочено либо к началу крупных и длительных волн погружений, к эпохам трансгрессий, либо к концу этих волн, отчетливо избегая их срединных моментов. Следовательно, можно уверенно относить данную пачку пород к кровельной части воробьевских отложений, являющейся разделом между воробьевским и ардатовским горизонтами.

Толщина данной пачки в скважине 667 составляет 3,0 м, в скважине 66-4,0 м, в целом не превышает 6,0 м. Зачастую некоторые исследователи принимают эту пачку пород за кору выветривания. Изучение алеврито-глинистой пачки пород под микроскопом подтвердило, что это породы литологически неизмененные и не могут быть корой выветривания.

С глубины 1695,0 м породы керном не охарактеризованы. На каротажном материале в интервале 1697,0-1670,0 м выделяются водоносные песчаники воробьевского возраста.

Эта пачка пород охарактеризована в скважине 165 Привятской площади.

В подошве горизонта залегают галечно-гравийные породы, сложенные обломками, размеры которых превышают 1 мм, с отдельными гальками размером 8-12 мм. По составу они кварцевые, реже обломки представлены кварцитом. Цемент представлен неотсортировочным псаммитовым материалом, состоящим из неправильных угловатых и полуугловатых зерен кварца, реже полевых шпатов размером от 0,08 до 2 мм. Галечно-гравийные обломки, неокатанные, с изрезанными очертаниями, некоторые из них сильно трещинноватые, рассеченные различно ориентированными трещинами. Иногда трещины достигают значительной ширины, 0,2-0,4 мм, и они как бы разрывают обломки на неправильные остроугловатые части.

Цементом служит буроватое чешуйчато-волокнистое глинистое вещество, тип цемента контактовый и поровый. Кроме сингенетичного глинистого цемента, участками развит эпигенетичный кварцевый цемент, прослоями кальцитовый по типу – пойкилитовый, участками базальный.

Галечно-гравийные породы вверх по разрезу сменяются неравномерно зернистыми песчаниками очень светлыми, участками почти белыми, неслоистыми, содержащими отдельные угловатые обломки кварца размером 3-8 мм и крупные (3-5 мм) чешуйки слюды.

Обломочный материал, слагающий породу, не отсортирован, форма зерен угловатая, полуугловатая, и угловато-окатанная. Зерна алевритовой размерности (менее 0,1 мм) составляют не более 10 %. В составе обломков в основном кварц, встречаются зерна турмалина, кварцита, циркона, много чешуек мусковита, реже биотита, полевые шпаты. Кварц часто мозаично и волнисто угасает. Упаковка зерен средняя, участками слабая. Размер зерен колеблется от 0,1-0,6 мм. Довольно часто встречаются зерна полевых шпатов, обломки кварцитов, акцессорные минералы: черные рудные, пирит, турмалин, циркон и другие.

На песчаниках залегают алевролиты желтовато-светло-серые и зеленовато-серые, крупнозернистые, песчаные, неравномерно глинистые, плотные, неясно слоистые.

Минеральный состав и отсортированность песчаников заметно изменяется вниз по разрезу.

В интервале 1700,0-1704,0 м залегает пачка алевролитов, аналог нижней воробьевской песчаной пачки $Д_{IV6}$. Воробьевские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Таким образом, микро и макрофаунистический анализ кернового материала, исследование литолого-петрографических особенностей пород позволил более детально и несколько по иному, чем ранее, стратифицировать осадки терригенного девона в районе Кукморского и Шадкинского участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов В.И. Стратиграфия терригенной формации девона Волго-Камского края // Вопросы геологии и нефтеносности Среднего Поволжья. Выпуск II-III. 1970 г. – 1970. – С. 14.
2. Зинатуллина И.П.. "Литолого-минералогическая характеристика живетских отложений на юго-востоке Татарстана в связи с перспективой их нефтеносности", диссертационная работа на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

УДК 550.34.01+551.24.065

3-D ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Э.И. Золототрубова[1], Л.И. Надежка[1], О.М. Ипполитов[1],В.И. Старостенко[2], П.Я. Куприенко[2], И.Б. Макаренко[2], О.В. Легостаева[2], А.С. Савченко[2]

[1]Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия;
[2]Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина

Построение трехмерных моделей, в том числе и плотностной, позволяет получить взаимосвязанную информацию об особенностях строения различных сегментов Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Исходными материалами для построения трехмерной модели были:

- данные ГСЗ о мощности земной коры и отдельных ее слоев;
- скоростные характеристики различных глубинных уровней;
- корреляционная зависимость скорость (V_p) и плотность (s);
- информация о плотности осадочного чехла;
- плотностная характеристика эрозионного среза фундамента и верхней части кристаллической коры;
- аномальное гравитационное поле в редукции Буге.

Построение трехмерной плотностной модели выполнялось по методике, разработанной в институте геофизики НАН Украины (программа PIRAM). С этой методикой вычисления проводились относительно единого (для УШ, ДДВ и ВКМ) значения плотности в верней мантии 3.40 г/см^3. Величина «нормы» расчетного поля для ВКМ принята как и для Украинского щита – 980 мгл. Исходная модель представлялась плоскопараллельными слоями, в основном, мощностью 5 км. Верхняя часть земной коры до абсолютной отметки – 2.5 км, аппроксимировалась слоями мощностью от 0.2 до 0.5 км, в зависимости от наклона поверхности фундамента. Это было необходимо для более точного учета рельефа границы осадочный чехол – кристаллический фундамент. Вычисление гравитационного эффекта проводились по сети 25 х 25 км. Подбор гравитационного поля осуществлялся в масштабе 1:2500000.

Для учета боковых эффектов использовались генерализированные данные о структуре коры и значениях плотности во всех направлениях на расстоянии до 400 км.

Плотностные характеристики осадочного чехла использовались те, которые определены фактически по данным лабораторных измерений. Они изменялись в основном от 2.2 г/см^3 до 2.50 г/см^3. Для Днепрово-Данецкой впадины и Рязано-Саратовского прогиба плотность изменялась от 2.2 г/см^3 у поверхности до 2.68 г/см^3 у подошвы осадочных образований. В процессе подбора гравитационного поля плотность осадочного чехла не корректировалась.

Верхняя часть кристаллической коры хорошо изучена прямыми геологическими исследованиями. Плотностная характеристика эрозионного среза известна достаточно подробно [1]. Выделенные в эрозионном срезе докембрия блоки считались имеющими вертикальную мощность 5 км. Всего в эрозионном срезе выделено 170 микроблоков [2]. При параметризации среды использовалось значение плотности определенное как среднее для блока. В процессе моделирования гравитационного поля значение σ и конфигурация микроблоков не изменялась.

Параметризация кристаллической коры глубже 5 км и верхов мантии осуществлялась с использованием сейсмических данных и зависимости по $V_r - s$ [3]. Путем моделирования гравитационного поля уточнялись значения плотности в элементарном теле 25 х 25 х 5 км на разных глубинных уровнях.

В результате выполненных исследований построена трехмерная плотностная модель литосферы Воронежского кристаллического массива, позволяющая выявить, что структур-

ный план плотностных неоднородностей на разных глубинных уровнях существенно различный и далеко не всегда наследует друг друга.

Следует отметить, что на каждом глубинном уровне начиная с эрозионного среза докембрия и до глубины 100 км наблюдается значительные латеральные вариации плотности. Так, на уровне эрозионного среза плотность изменяется от 2.62 г/см^3 до 2.78 г/см^3, на глубине 10 км – от 2.70 г/см^3 до 2.77 г/см^3. В низах гранито-гнейсового слоя отмечается значительная дифференциация плотности. Она изменяется от 2.80 г/см^3 до 2.90 г/см^3. В низах диоритового слоя значение плотности варьирует от 2.86 г/см^3 до 3.05 г/см^3. В метабазитовом слое ВКМ плотность варьирует от 2.95 г/см^3 до 3.15 г/см^3. В верхах мантии региона выделяются области дефицита плотности (3.27 г/см^3) и области повышенных значений (3.33 г/см^3).

Таким образом, в результате трехмерного моделирования гравитационного поля получена взаимоувязанная плотностная модель земной коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива. Путем обобщения полученной информации построены осредненные плотностные модели основных структур Воронежского кристаллического массива (рис. 1).

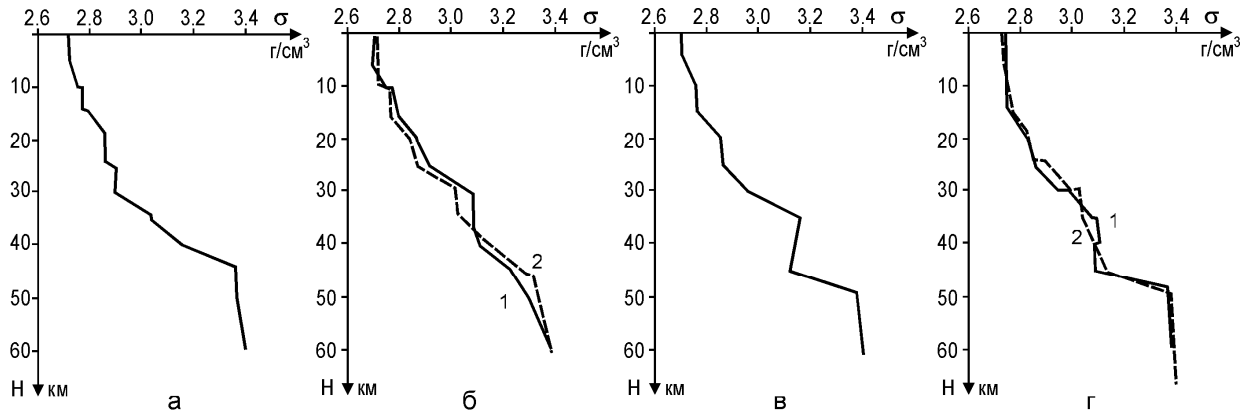


Рис. 1. Обобщенные плотностные модели земной коры верхов мантии основных структур ВКМ. *а – Брянский мегаблок; б – Курский мегаблок (1 - Ливенско-Ефремовский; 2 – Орловско-Белгородский); в – Лосевская шовная зона; г – Хоперский мегаблок (1 – северная часть; 2 – южная часть)*

Как видно из рис. 1, обобщенные плотностные модели крупных мегаблоков и Лосевской шовной зоны значительно отличаются. Наиболее высокоплотностная модель характерна для Лосевской шовной зоны. Низкими значениями плотности характеризуется земная кора Брянского мегаблока. Значительное нарастание плотности происходит здесь на глубинах от 35 до 45 км, т.е. в базальтовом слое и самых верхах мантии. Земная кора Курского и Хоперского мегаблоков описывается несколько разными внутриблоковыми моделями. В целом, земная кора и верхи мантии крупных структур региона отличаются по плотностным характеристикам, что является следствием их геологического развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант №10-05-90427 и Минобрнауки проект 2.1.1/4037.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Н.С. Петроплотностная характеристика горных пород и соподчиненных геоструктур докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского ун-та, Сер. геолог. – № 7. – Воронеж, 1999. – С. 201-208.
2. Афанасьев Н.С. Петрофизические особенности гранит-мигматит-гнейсовой ассоциации Воронежского кристаллического массива // Вести. Воронеж, ун-та. Сер. геол. – Вып. 2. – Воронеж, 1996. – С. 164-177.
3. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. – Киев: Наук. думка, 1981. – 261 с.

УДК 551.24

ПРИЧИНЫ ЧАНДЛЕРОВСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЛЮСА ЗЕМЛИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ДАННОГО ФИЗИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Н.Ю. Иванов

г. Воронеж, Россия

В данной работе используется следующая модель физических процессов. В любом материальном твердом теле, помимо сил гравитации между атомами этого тела существуют силы сцепления, которые создают объем и форму, и эти силы связаны с действием электромагнитного поля, генерируемого атомами данного вещества. Соотношение сил гравитации и сил сцепления, для тел различной массы, различно. Очевидно, что силы сцепления не зависят от массы вещества, потому что энергия связи отдельного атома расходуется на установление связи с соседними атомами и с другими (не соседними) атомами вещества отдельный атом никак не связан. Силы гравитации по определению зависят от массы вещества. В [1] утверждается, что все планеты Солнечной системы находятся в состоянии близком к гидростатическому равновесию. Планеты с массой больше 10^{17} т имеют шарообразную форму. Из этого следует, что для твердых тел с массой более 10^{17} т действие гравитационных сил приводит к деформации вещества. Деформация в виде сжатия приводит к уменьшению межатомных расстояний. Уменьшение межатомных расстояний приведет к увеличению сил гравитационного взаимодействия. Следовательно, для физических тел существует зависимость силы гравитационного взаимодействия от плотности вещества. Но в самом законе всемирного тяготения эта зависимость будет выражена через зависимость гравитационной постоянной от плотности вещества, так как изменение плотности вещества в данном случае приводит к изменению напряженности гравитационного поля. Поэтому, орбитальное движение солнечного ядра и газовой оболочки Солнца будет происходить по разным траекториям, так как плотности солнечного ядра и газовой оболочки Солнца различны. В результате это будет приводить к колебанию солнечного ядра. В свою очередь, при орбитальном движении Земли, геосферы Земли будут испытывать разные по величине удельные силы притяжения к Солнцу из-за разных значений плотности геосфер. Возникнет колебание геосфер Земли друг относительно друга при неравномерном движении Земли по орбите. Так же будет иметь место взаимодействие колебания солнечного ядра и геосфер Земли.

Под действием приливообразующих сил происходит торможение геосфер Земли - литосферы и твердого ядра относительно мантии со средней скоростью не менее 1 град/год. Если рассматривать торможение литосферы, то сейсмическая активность Земли наблюдается в основном на небольшой глубине от 30 до 100 км и преимущественно в низких широтах. В данной модели этот участок рассматривается как участок, где происходит торможение литосферных плит с большей линейной скоростью, по сравнению с полюсом. То есть, основным фактором сейсмической активности Земли является большая линейная скорость торможения литосферных плит в низких широтах. Спусковым механизмом для сейсмической активности в данном случае являются поперечные деформации, относительно направления торможения литосферы. Источником этих поперечных деформаций служит колебание ядра Солнца, наложенное на орбитальное движение Земли. В высоких же широтах поперечные деформации будут влиять на скорость перемещения литосферы относительно мантии, потому что момент силы, меняющий скорость вращения волчка на определенную величину, действующий у оси, будет меньше, чем на экваторе. Так как, по современным представлениям, мантия и литосфера движутся в общем случае как одно целое, то мы будем говорить о влиянии колебания солнечного ядра на изменение скорости вращения Земли, подразумевая при этом движение литосферы относительно мантии. Таким образом, поперечные деформации при торможении литосферы относительно мантии будут являться спус-

ковым механизмом для землетрясений в низких широтах, а в высоких широтах они будут определять скорость изменения вращения Земли.

Автором был сделан анализ спектра изменения скорости вращения Земли. Данные по среднегодовым величинам отклонений угловой скорости вращения Земли взяты из [2]. Были получены частоты с периодами 22, 33, 51, 70 и 400 лет. Это длиннопериодные колебания солнечного ядра, которые определяют амплитуду колебаний скорости вращения Земли на временных промежутках в десятки и сотни лет.

В данной работе были исследованы нутационные колебания оси вращения Земли. В авторской интерпретации нутационные колебания оси вращения Земли представляют собой влияние колебания солнечного ядра наложенного на орбитальное движение Земли и Луны, на вращение двух волчков – одним из которых является мантия с жидким и твердым ядром, а другим волчком является литосфера, тормозящаяся приливообразующей силой Луны. Поэтому изменение скорости торможения литосферы относительно мантии будет приводить к нутационным колебаниям оси вращения Земли.

Влияние колебания солнечного ядра на движение Луны огромно. По мнению автора частоты орбитального движения Луны и солнечного ядра совпадают. Но для Земли эти частоты будут различаться. Солнечному ядру придется совершить доворот по своей орбите, так как Земля не будет стоять на месте, а совершать орбитальное движение. Поэтому периоды колебания солнечного ядра будут больше. Для Луны это будут частоты с периодами 13,66 и 27,32 суток, а для солнечного ядра – 14,765 и 29,53 суток. Наличие кратных частот в данном случае объясняется тем, что колебания орбиты Луны и солнечного ядра с периодами 13,66 и 14,765 суток происходят в плоскости перпендикулярной плоскости эклиптики, а колебания с периодами 27,32 и 29,53 суток происходят в плоскости эклиптики. Неравномерность орбитального движения Земли описывается так называемым уравнением времени, график которого слагается из двух почти синусоидальных кривых, одна из которых имеет годичный период, а другая полугодовой период. Уравнение времени обращается в нуль четыре раза в году: 14 апреля, 14 июня, 2 сентября и 24 декабря; достигает максимальных положительных значений 14 февраля, 27 июля, максимальных отрицательных значений 15 мая и 3 ноября.

Данные по долгопериодической нутации представлены в таблице 1.

Величины коэффициентов в графах 4 и 5 таблицы 1 представляют собой амплитуды соответствующих колебаний оси вращения Земли по широте и долготе.

Таблица 1

№	Период (в сутках)	Период (год)	Нутация по долготе Δj . Коэффициенты при синусах аргумента · 10^4	Нутация наклона Δe . Коэффициенты при косинусах аргумента · 10^4
1	6798,4	18,61	-171996″	92025″
2	3399,2	9,31	2062	-895
3	1305,5	3,57	46	-24
4	1095,2	3,0	11	0
5	1615,7	4,42	-3	1
6	3232,9	8,85	-3	0
7	6786,3	18,58	-2	1
8	943,2	2,58	1	0
9	182,6	0,5	-13187	5736
10	365,3	1,0	1426	54
11	121,7	0,33	-517	224
12	365,2	1,0	217	-95
13	177,8	0,49	129	-70
14	205,9	0,56	48	1
15	173,3	0,47	-22	0
16	182,6	0,5	17	0

№	Период (в сутках)	Период (год)	Нутация по долготе Δj . Коэффициенты при синусах аргумента · 10^4	Нутация наклона Δe . Коэффициенты при косинусах аргумента · 10^4
17	386,0	1,06	-15	9
18	91,3	0,25	-16	7
19	346,6	0,95	-12	6
20	199,8	0,55	-6	3
21	346,6	0,95	-5	3
22	212,3	0,58	4	-2
23	119,6	0,33	4	-2
24	411,8	1,13	-4	0
25	131,7	0,36	1	0
26	169,0	0,46	1	0
27	329,8	0,9	-1	0
28	409,2	1,12	1	0
29	388,3	1,06	1	0
30	117,5	0,32	-1	0

Из таблицы 1 выберем следующие периоды с соответствующими амплитудами:

1. 119,6 суток, амплитудой (4,-2)
2. 131,7 суток, амплитудой (1,0)
1. 3,169 суток, амплитудой (1,0)
3. 177,8 суток, амплитудой (129,-70)
4. 329,8 суток, амплитудой (-1,0)
5. 346,6 суток, амплитудой (-12,6)
6. 386,0 суток, амплитудой (-5,3)
7. 409,2 суток, амплитудой (1,0)

Данные периоды можно представить как близкие по значениям резонансам колебаний солнечного ядра и орбиты Луны, когда разница между этими колебаниями составит $360°$, то есть один оборот:

1. 119,6 – $14{,}765 * 8 = 118{,}12$
   $13{,}66 * 9 = 122{,}94$
2. 131,7 – $14{,}765 * 9 = 132{,}89$
   $13{,}66 * 10 = 136{,}6$
3. 169 – $14{,}765 * 11 = 162{,}48$
   $13{,}66 * 12 = 163{,}92$
4. 177,8 – $14{,}765 * 12 = 177{,}18$
   $13{,}66 * 13 = 177{,}58$
5. 329,8 – $29{,}53 * 11 = 324{,}83$
   $27{,}32 * 12 = 327{,}84$
6. 346,6 – $29{,}53 * 12 = 354{,}36$
   $27{,}32 * 13 = 355{,}16$
7. 386,0 – $29{,}53 * 13 = 383{,}89$
   $27{,}32 * 14 = 382{,}48$
8. 409,2 – $29{,}53 * 14 = 413{,}42$
   $27{,}32 * 15 = 409{,}8$

Причем надо заметить, что колебания солнечного ядра и орбиты Луны, происходящие в плоскости эклиптики с периодами 29,53 и 27,32 суток, имеют изменение амплитуд характерное для годичной составляющей уравнения времени, а соответствующие колебания

14,765 и 13,66 суток, происходящие в плоскости, перпендикулярной плоскости эклиптики, имеют изменение амплитуд характерное для полугодовой составляющей уравнения времени. Здесь наблюдается следующая закономерность – чем меньшее ускорение приобретает тело Земли, двигаясь согласно полугодовой составляющей уравнения времени, тем меньше соответствующая амплитуда нутации. Поэтому резонансного колебания с периодом около 150 суток не существует.

Из анализа спектра скорости вращения Земли мы знаем, что существуют долгопериодические колебания солнечного ядра, которые существенно влияют на скорость вращения Земли. В случае нутационных колебаний оси вращения Земли самый длинный период составляет 409,2 суток. Долгопериодической нутации земной оси с периодами колебания солнечного ядра 22, 33, 51, 70 и 400 лет и кратных им не существует. Вполне понятно, что величина энергии торможения литосферы относительно мантии, которая зависит от колебания солнечного ядра, орбитального движения Луны и Земли, также зависит от величины периода колебаний. Чем больше период колебаний, тем амплитуда торможения литосферы относительно мантии выше. Поэтому автор считает, когда период резонансных колебаний менее величины 409,2 суток, то вследствие изменения величины торможения литосферы относительно мантии будут происходить нутационные колебания земной оси. Когда период резонансных колебаний составит 409,2 суток, то можно говорить о собственной прецессии литосферы как волчка (соответствующая частота называется чандлеровской частотой). Дальнейшее увеличение энергии резонансных колебаний приведет к так называемому вековому движению полюса. В [3] по этому поводу делается ссылка. Сообщается, что интересное исследование проведено академиком А. А. Михайловым в 1970 г. Допуская, что вековое движение полюса происходит не из-за изменения направления земной оси, а вследствие сдвига земной коры по подстилающей ее вязкой массе относительно оси, он приходит к заключению, что полюс движется в направлении 83 град. западной долготы. Это хорошо согласуется с результатами наблюдений. В данном случае надо говорить не о вековом движении полюса, а о вековом движении литосферы относительно мантии. В данном случае геодинамические следствия очевидны. Если бы не существовало данного движения, то тогда массивные континенты типа Антарктиды вечно находились на полюсе и сборки и разборки континентов на экваторе и в средних широтах происходили без их участия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пантелеев В. П. Физика Земли и планет. – 2001.
   tt.h://www.astronet.ru/ db/msg/1169697/node6.html
2. Сидоренков Н. С. Физика нестабильностей вращения Земли. – 2002. – С. 352-356, 35.
3. Куликов К. А. Вращение Земли. – 1985. – 159 с.

УДК 551.11

К ВОПРОСУ О ВЕЛИЧИНЕ ЦЕНТРОБЕЖНОЙ СИЛЫ ИНЕРЦИИ В ТЕЛЕ ЗЕМЛИ

Н.Ю. Иванов

г. Воронеж, Россия

Механическое напряжение в теле Земли, вызванное действием силы гравитации и действием центробежной силы инерции, определяют форму ее поверхности. Современник Ньютона, Клеро, в своей работе ″Теория фигуры Земли, основанная на началах гидростатики″, опубликованной в 1743 г., показал, что ускорение силы тяжести на поверхности земного сфероида как функция широты изменяется по простому закону

$$g = g_e\left(1 + b\sin^2 j\right), \qquad (1)$$

где j – широта места, g_e – ускорение силы тяжести на экваторе, $b = \frac{5}{2}q - a$ (a – сжатие, $q = \frac{w^2 a}{g_e}$ – отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе, w – угловая скорость вращения Земли, a – ее большая полуось). Теорема Клеро, заключенная в формуле (1), приводит к совершенно новой постановке вопроса о фигуре Земли. Согласно Клеро, чтобы определить сжатие планеты a, достаточно определить гравитационное поле на её поверхности. Это послужило поводом для создания такой науки как гравиметрия, которая изучает силу тяжести и её распределение по поверхности Земли и определяет фигуру Земли по известному распределению силы тяжести.

Известно [1], что истинная фигура Земли близка к сфероиду. Экваториальный радиус этого сфероида a = 6378,16 км, а полярный b = 6359,774 км, их разность $a - b$ = 21,383 км. Сжатие земного сфероида $a = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{298.25}$, что составляет примерно 0,3 %, в то время как сжатие Юпитера около 6 %. Если построить модель Земли с экваториальным диаметром 1 м, то полярный диаметр будет равен 997 мм, то есть их различие на глаз не ощутимо. Считается, что земной сфероид находится в состоянии гидростатического равновесия. Это вытекает из следующих рассуждений. Найдем приращение ΔR экваториального радиуса из условия, что результирующее уменьшение гравитационного ускорения на экваторе равно центробежному ускорению на экваторе, то есть

$$a_ц = w^2\left(R + \Delta R\right),\ \Delta g_e = \frac{gM}{R^2} - \frac{lM}{\left(R + \Delta R\right)^2},\ a_ц = \Delta g_e, \qquad (2)$$

где $a_ц$ – центробежное ускорение, R – средний радиус Земли, Δg_e – результирующее уменьшение гравитационного ускорения на экваторе, g – гравитационная постоянная, M – масса Земли. После несложных вычислений получим $\Delta R \approx 11$ км. Это примерно в два раза меньше реального приращения. Если земной сфероид находится в гидростатическом равновесии, то приращение экваториального радиуса за счет вращения на 11 км вызовет соответствующее уменьшение полярного радиуса на те же 11 км, что в результате нам даст разницу ≈ 21 км. Расчеты сжатия Земли, основанные на предположении о её гидростатическом равновесии до определенного момента хорошо согласовывались с геофизическими измерениями. Однако отклонение Земли от состояния гидростатического равновесия было зафиксировано измерениями со спутников. Из спутниковых данных вытекало, что отклонение Земли от гидростатического равновесия при разложении в ряды по сферическим функциям внешнего гравитационного потенциала Земли имеет расхождение порядка квадрата сжатия (в линейной мере это порядка десятка метров). То есть величина расхождения не очень значительная. Это позволяет на сегодняшний день говорить о том, что хотя Земля не находится в состоянии гидростатического равновесия, её состояние достаточно близко к состоянию гидростатического равновесия.

Авторская позиция по данному вопросу заключается в том, что действие центробежной силы инерции в теле Земли как раз и приводит к нарушению гидростатического равновесия, обусловленного действием гравитационных сил. Таким образом, земной сфероид изначально не обладает гидростатическим равновесием. Близость Земли к гидростатическому равновесию в данном случае объясняется как близость к гидростатическому равновесию сферы (сжатие всего лишь 0,3 %).

Ошибка Клеро и его последователей заключается в неверной оценке величины центробежной силы инерции, действующей в теле Земли. Покажем, что это действительно так. Рассмотрим рис. 1 и рис. 2.

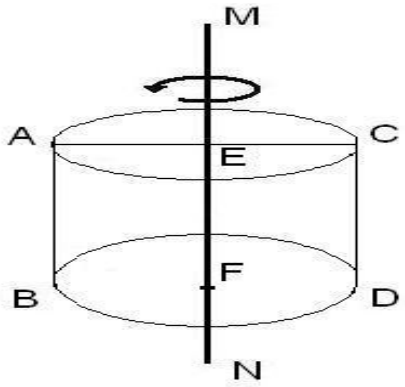


Рис. 1.

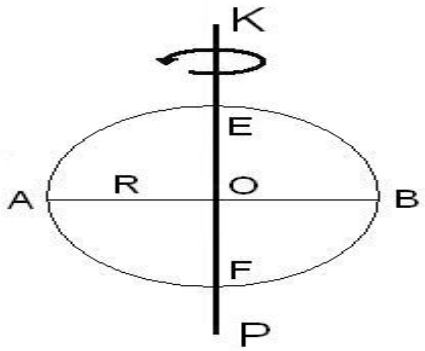


Рис. 2.

На рис. 1 вокруг оси MN вращается с постоянной угловой скоростью w цилиндр AECDFB. На рис. 2 вокруг оси KP вращается шар AEBF с той же постоянной угловой скоростью w, что и цилиндр AECDFB. Цилиндр и шар являются абсолютно упругими твердыми телами, состоящими из одинакового вещества. Радиусы шара и цилиндра равны. Центробежная сила, действующая на материальную точку, находящейся на поверхности цилиндра будет равна mw^2R, где R – радиус цилиндра, m – масса материальной точки. Центробежная сила, действующая на материальную точку, находящуюся на поверхности шара будет меняться от 0 в точках полюсов E и F, до w^2R в точках, принадлежащих окружности, с максимальным радиусом вращения R (на рис. 2. это точки A и B). В шаре, где радиус вращения является переменной величиной, на рассматриваемую материальную точку, находящуюся на поверхности будет действовать сила, обусловленная разницей в величинах центробежных сил материальных точек, находящихся в окрестности рассматриваемой материальной точки. Для этого рассмотрим рис. 3, на котором изображена окрестность полюса E рис. 2.

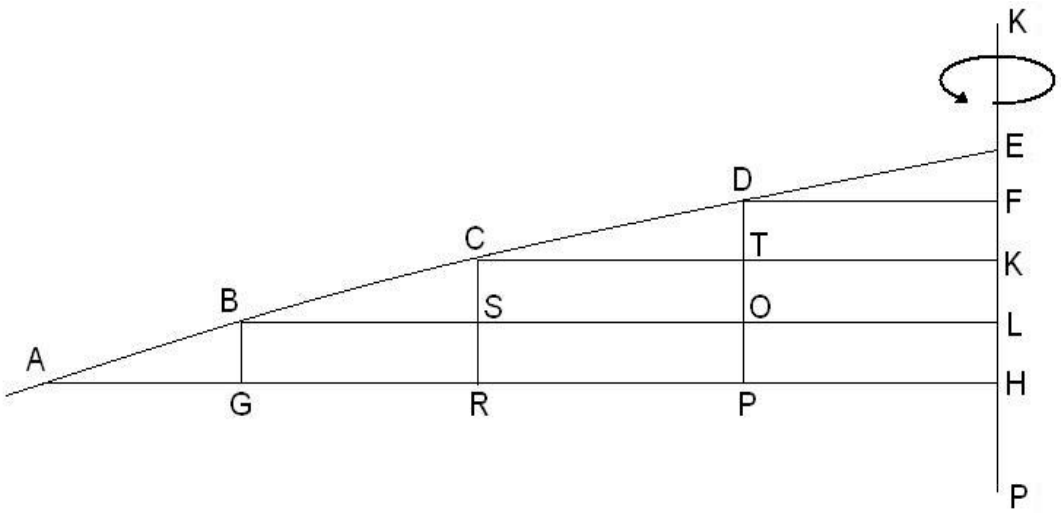


Рис. 3.

Эта окрестность разделена на шаровые слои – EFD, FDCK, KCBL, LBAH одинаковой толщины и соответствующие длины дуг – L_{AB}, L_{BC}, L_{CD}, L_{DE} равны между собой. Из равенства длин дуг следует равенство отрезков, отсекаемых прямыми BG, CR, DP, EH. Длины этих отрезков примем равными ΔR. Будем считать, что ширина шаровых слоев имеет размерность материальной точки. Граница слоя длиной ΔR будет иметь массу m. Также будем считать, что шар вращается с угловой скоростью $w = 1$. Тогда величины центробежных сил в соответствующих материальных точках B, C и D, по абсолютной величине будут соответственно равны $9\Delta Rm$, $4\Delta Rm$ и ΔRm. Но здесь надо также учесть, что при вращении точки B, C и D описывают разные окружности. Длины этих окружностей соотносятся как 3/2/1. Тогда зна-

чения удельных центробежных сил в точках B, C и D есть $3\Delta Rm$, $2\Delta Rm$ и ΔRm. Рассмотрим слой двойной толщины DFLB. На границе BL будет действовать центробежная сила, величиной $3\Delta Rm$, растягивающая радиус вращения BL, а на границе DF будет действовать центробежная сила, величиной ΔRm, растягивающая соответствующий радиус вращения DF. Исходя из рис. 3, можно вычислить значение для силы, растягивающей слой DFLB по линии CK. Учитывая, что граница CK является средней линией трапеции DFLB, получим величину силы, растягивающую границу CK как среднее арифметическое между величинами центробежных сил на границах BL и DF и соответственно равную $2\Delta Rm$. Эта величина будет определять растяжение, приложенное вдоль границы CK, и это растяжение определяется силой, которая возникает при наличии разницы в растяжении соседних слоев по отношению к рассматриваемому слою. Но в свою очередь в точке C действует центробежная сила равная $2\Delta Rm$, которая непосредственно создает растяжение вдоль слоя CK. Поэтому суммарная величина центробежной силы, действующей вдоль радиуса вращения в твердом шарообразном теле, будет в общем случае равна

$$\text{Fц} = 2mw^2R. \qquad (3)$$

Разделение на шаровые слои, используемое при доказательстве, отражает структуру твердых тел, и поэтому всегда будет существовать сила, созданная за счет разницы в натяжении двух соседних слоёв кристаллической решетки по отношению к рассматриваемому слою.

Исходя из формулы (3) картина физических процессов, происходящих в теле Земли, существенно меняется. Приращение экваториального радиуса, вследствие действия центробежной силы инерции будет уже не $\Delta R \approx 11$ км, как было вычислено ранее (2), а $\Delta R \approx$ 21,8 км. Поэтому Земля не является сплюснутой у полюсов, она максимально растянута по экватору и тогда не имеет смысла говорить о состоянии гидростатического равновесия Земли при её вращении вокруг собственной оси. Гидростатическое равновесие будет существовать только в точках полюсов земного сфероида.

Формула (3) применима к твердым шарообразным телам и, например, в жидком ядре Земли значение центробежной силы будет меньше, и соответственно будут меньше деформации ею вызванные. Скорее всего, этим и объясняется разница в 0,4 км между вычисленным приращением экваториального радиуса ($\Delta R \approx 21{,}8$ км) и реальным приращением ($\Delta R \approx 21{,}4$ км). В связи с этим будут существовать скачки силы тяжести на границах жидкого ядра. Граница между твёрдым и жидким ядром будет испытывать сжатие, в то время как граница между жидким ядром и мантией растяжение. Наличие ещё одной жидкой прослойки в теле Земли – астеносферы, так же будет приводить к скачкам силы тяжести. Самый большой по величине скачёк силы тяжести будет иметь место на экваториальной границе текучей астеносферы с верхней мантией, мантия будет испытывать сжатие со стороны астеносферы. Так как толщина океанических и континентальных литосферных плит существенно различается, то будет различаться и величина силы тяжести, согласно (3). Поэтому для района земного экватора удельная сила тяжести для океанической плиты будет больше, чем для континентальной. Это означает, что континентальная плита будет испытывать поднятие по сравнению с океанической плитой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куликовский П. Г. Справочник любителя астрономии. – 2009. – С. 50-51.

УДК 550.394.4

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ МОЩНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Н.Ю. Иванов

г. Воронеж, Россия

Энергия мощных подземных и наземных ядерных взрывов в планетарных масштабах является незначительной величиной. Но влияние упругих продольных волн, образованных мощным подземным или наземным ядерным взрывом, на земные недра огромно. Цель данной работы состоит в исследовании данного влияния. Воспользуемся глобальным каталогом ISS [1]. Выборку количества землетрясений сделаем за каждый месяц в интервале 1914-1963 гг. Зависимость представлена на рис. 1. Частотный анализ данной зависимости характеризуется двумя наборами частот – до взрыва на атолле Эниветок 31.10.52 года, и после. По сути, на рис. 1 представлены два различных спектра. Резкое падение величины количества землетрясений после взрыва говорит об уменьшении напряжений в теле Земли, обусловленное взрывом. Хотя энергия наземных и подземных ядерных взрывов в земных масштабах является небольшой величиной, ее оказывается достаточно для огромного влияния на рост деформаций при подготовке землетрясений, что и следует из рис. 1.

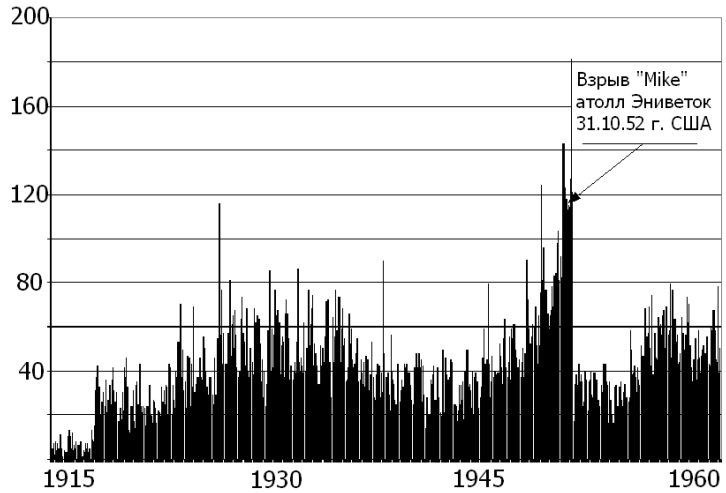


Рис. 1.

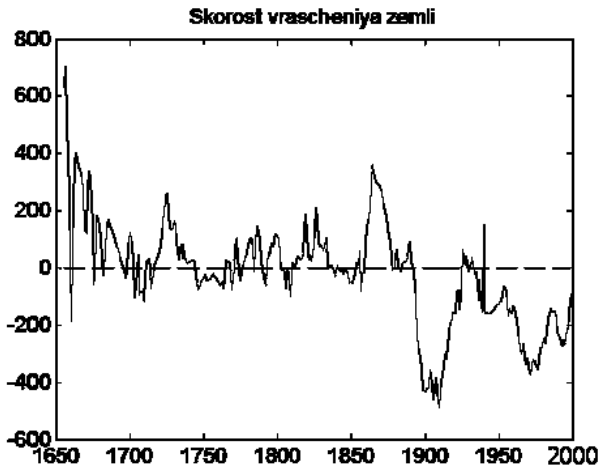


Рис. 2.

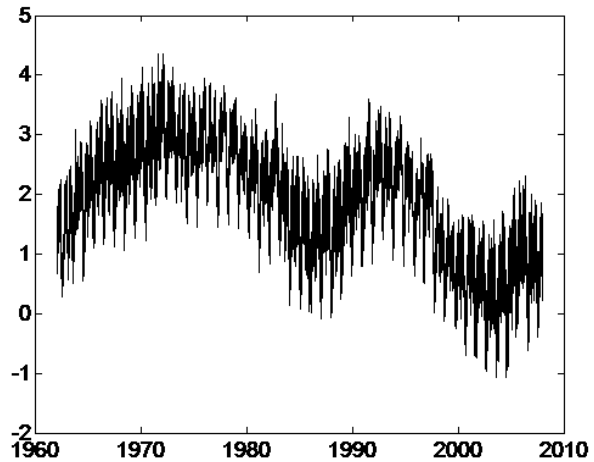


Рис. 3.

Также было исследовано влияние подземных ядерных взрывов на изменение скорости вращения Земли. В авторской интерпретации под изменением скорости вращения Земли понимается изменение скорости торможения литосферы относительно мантии. Сотрясения от подземных ядерных взрывов меняют величину напряжений в теле Земли, что влечет за собой изменение скорости торможения литосферы относительно мантии.

При анализе изменения скорости вращения Земли используются значения среднегодовых уклонений длительности суток, значения среднемесячных величин скорости вращения Земли, а так же суточные значения скорости вращения Земли. Анализ спектров среднегодовых уклонений длительности суток и среднемесячных величин производился автором исходя из данных, опубликованных в [2]. При анализе спектра суточных значений использовались данные международной службы вращения Земли (IERS) [3]. Сравнение спектра среднегодовых уклонений длительности суток, изображенного на рис. 2 и спектра суточных значений, изображенного на рис. 3 привело к неожиданному результату. Период 1970-1980 гг. на рис. 2 соответствует минимуму, а аналогичный период на рис. 3 соответствует максимуму значений. Данное несоответствие можно было бы объяснить резкими колебаниями суточных значений за период 1965-1990 гг. Ключом для понимания причины резких колебаний суточных значений скорости вращения Земли явился факт резкого увеличения скорости вращения, описанный в [2], где утверждалось, что январский максимум 1974 г. отличался очень быстрым возрастанием скорости вращения Земли. С 15 ноября по 30 декабря 1973 г. скорость вращения возросла на $130 \cdot 10^{-10}$, т. е. больше чем с апреля по август, в случае нормального сезонного колебания. Но за две недели до вышеописанного скачка скорости, в СССР был произведен самый мощный подземный ядерный взрыв (4,055 мгт.) на полигоне Новая Земля. Поэтому, была составлена таблица 1, где представлены самые мощные подземные ядерные взрывы с магнитудами более 6,1. Данные взяты из [4].

Таблица 1

Время	**Магн.**	**Мощн.**	**Полигон**	**Время**	**Магн.**	**Мощн.**	**Полигон**
27.10.66	6,3	422	Нов.З.	21.10.75	6,4	497	Нов.З.
20.12.66	6,3	870	Невада	28.10.75	6,2	1000	Невада
19.01.68	6,3	1000	Невада	03.01.76	6,2	1000	Невада
26.04.68	6,2	1300	Невада	14.03.76	6,2	1000	Невада
19.12.68	6,3	1150	Невада	23.06.79	6,2	152	Семип.
26.03.70	6,4	1900	Невада	14.09.80	6,2	150	Семип.
14.10.70	6,6	1001	Нов.З.	28.12.81	6,2	176	Семип.
27.09.71	6,4	586	Нов.З.	04.07.82	6,2	158	Семип
06.11.71	–	5000	Амчит.	14.07.84	6,2	140	Семип.
06.06.73	6,5	1000	Невада	27.10.84	6,2	140	Семип.
23.07.73	6,2	181	Семип.	03.04.87	6,2	140	Семип.
12.09.73	6,7	2099	Нов.З.	05.06.87	6,2	200	Лобнор
27.10.73	6,9	4055	Нов.З.	16.08.90	6,2	200	Лобнор
29.08.74	6,4	497	Нов.З.	21.05.92	6,6	1800	Лобнор
20.11.74	6,7	2099	Нов.З.	07.10.94	–	–	Лобнор
23.08.75	6,4	477	Нов.З.	08.06.96	5,7	–	Лобнор
18.10.75	6,6	1281	Нов.З.				

Примечание: *Семип. – Семипалатинский полигон (СССР), Нов.З – полигон на Новой Земле (СССР), Невада – полигон Невада (США), Амчит. – полигон на о. Амчитка (США), Лобнор – полигон Лобнор (КНР). Мощность взрыва указана в килотоннах*

С другой стороны, было проведено сглаживание суточных значений скорости вращения Земли с окном 365 дней. В данном случае операция сглаживания убирает из спектра все частоты периодических колебаний с периодом меньшим, либо равным 365 дней, оставляя при этом не периодические колебания и шум. Сопоставление данных из табл. 1 и графика сглаженных суточных значений скорости вращения Земли представлено на рис. 4. Из сопос-

тавления следует очевидный факт – более половины мощных подземных взрывов расположены в точках экстремума графика суточной скорости вращения Земли. Все взрывы из табл. 1 отмечаются высокочастотным цугом волн на графике, что является следствием влияния взрыва на скорость вращения Земли. Причем, влияние мощного взрыва на скорость движения Земли будет заключаться в противодействии, как увеличению скорости, так и ее уменьшению, хотя влияние всех подземных ядерных взрывов разной мощности приводит в целом, как мы видим, к увеличению величины скользящего среднего, согласно рис. 3. По глубокому убеждению автора, описанное выше влияние подземных ядерных взрывов на скорость вращения Земли можно объяснить только при предположении движения (торможения) литосферы относительно мантии.

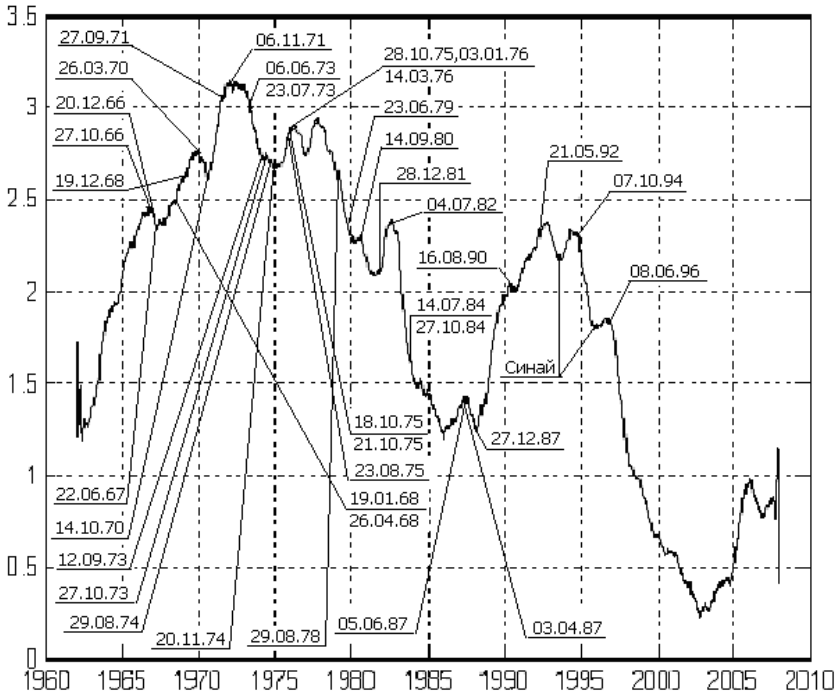


Рис. 4.

Следует отметить, что в табл. 1 и на рис. 4, автором были включены два взрыва, произведенных в КНР на полигоне Лобнор – 07.10.94 г. и 08.06.96 г. В каталоге [4] информация по этим взрывам практически отсутствует. Но именно отсутствие информации и дает повод для включения их в данную таблицу, так как к середине 90-х годов прошлого столетия уже существовали надежные методы распознавания проведения ядерных испытаний и определения их характеристик. Также автором были причислены к мощным подземным ядерным взрывам два сейсмических события, произошедшие на Синайском полуострове 03.08.93 г с магнитудой 6,1 и 22.11.95 г. с магнитудой 7,2. Их глубина составляет 10 км. Данные взяты из [5]. На рис. 4 они обозначены как ″Синай″. Это неслучайное совпадение. Выше названные сейсмические события также рассматривались автором в качестве подземных ядерных взрывов при исследовании аномального тепла. Аномальное тепло это есть увеличение теплового потока, идущего из Земли, которое происходит за счет взаимодействия упругой продольной волны от действия мощного ядерного взрыва или удара большого метеорита и конвекционных потоков жидкого ядра Земли. Причем выход на поверхность Земли аномального тепла происходит в строго определенных районах земного шара, называемых ″разогретыми зонами″. Образование ″разогретой зоны″ происходит за сравнительно небольшой промежуток времени 2-3 года от момента проведения мощного ядерного взрыва. Достаточно быстрое распространение аномального тепла в мантии невозможно было объяснить за счет кондукции или конвекции. Поэтому автором была предложена следующая модель физических процессов. Известно, что силикатная мантия по своему составу сходна с

составом стекол. По этому поводу Любимова Е.А. [6] высказывает предположение о возникновении дополнительного механизма переноса тепла в стеклах путем лучистого или радиационного теплообмена. Исследование оптических спектров показало, что полоса пропускания света для исследованных стекол приходится как раз на интервал энергий, соответствующих температурам 1500-1800° С. Существование такой полосы свидетельствует о возникновении лучистого теплообмена, при котором передача энергии осуществляется электромагнитными колебаниями. В данном случае лучистый теплообмен понимается как часть теплового потока идущего от медленно разогревающегося ядра к мантии. Автор полагает, что при достижении температуры в мантии, при которой возможен лучистый теплообмен, происходит ″термическая разгрузка″ земного ядра. Она происходит под воздействием внешних факторов – ударов о поверхность Земли больших метеоритов или проведения мощных подземных ядерных взрывов. Здесь особую роль играет слой D″. Этот слой является своеобразным мантийным отстойником с резко выраженной анизотропией химического состава, и с большой степенью вероятности он оптически непрозрачен. При нагревании слоя D″ от земного ядра, к определенному моменту времени он будет расплавлен, и тогда упругие продольные волны от ударов метеоритов или мощных подземных ядерных взрывов смогут разрывать слой D″ на значительных площадях поверхности жидкого ядра. В самом жидком ядре упругие волны будут создавать новые инерционные потоки, которые будут выносить на границу с мантией большие градиенты температур. Они создадут мощные потоки лучистой энергии, направленные от ядра через всю мантию до границ литосферы. Энергетическая светимость, пропорциональная четвертой степени термодинамической температуры тела, будет увеличена, по мнению автора, гигантским давлением земных недр. Описанный выше процесс играет исключительную роль при формировании коры у планет на ранних этапах развития. Отличительной особенностью планетной коры является ее деление на океаническую и материковую. По мнению автора, океанизация континентальной коры обусловлена вышеописанным процессом.

Выход аномального тепла на территории СССР регистрировался в метеорологических ежемесячниках. Так, в [7], сводки за декабрь 1975 года по температуре поверхности почвы в абсолютном максимуме составляют по станциям Томской области (выборочно): Александровское – + 4° С, Катыльга – + 3° С, Томск – + 2° С. По станциям Новосибирской области (выборочно): Болотное – +3° С, Колывань – + 3° С, Тогучин – + 3 град. С, Ордынское – + 6° С. Причем средние температуры поверхности почвы за декабрь 1975 года по всем станциям Томской и Новосибирской областей составляют величину примерно – 20° С. Абсолютный минимум составляет примерно – 40° С. Данное явление характеризует начальный момент выхода аномального тепла на поверхность Земли, после мощнейших взрывов в 1973 году произведенных на Новой Земле. По наблюдениям очевидцев, в то время, в Западной Сибири на огромной территории растаял снег, а на юге полуострова Ямал зацвела тундра.

Существуют косвенные признаки появления аномального тепла. Рассмотрим гистограммы на рис. 5 и рис. 6. Данные взяты из [5] и [8]. На гистограммах четко прослеживается уменьшение глубины сильных землетрясений. Причем, это происходит в виде скачка в интервале 1961-1962 гг. Резкость скачка можно объяснить фазовым переходом при нагреве подошвы литосферы. Достаточно большой слой подошвы литосферы становится частично расплавленным и глубина сильных землетрясений уменьшается. Причем, надо заметить, что начало шестидесятых годов прошлого столетия это начало катастрофического таяния ледников в Гималаях и появления аномальных, отрицательных значений индекса Южного колебания SOI (Эль-Ниньо). Причиной данных явлений, по мнению автора, является взрыв ″Mike″, согласно рис. 1.

Рис. 5.

Рис. 6.

″Разогретую зону″ можно рассматривать как участок поверхности Земли, соответствующий тепловому пятну, образованному новыми конвекционными потоками ядра Земли. Воронка новых конвекционных потоков, порожденная упругой продольной волной мощного ядерного взрыва, будет находиться на пересечении линии, проведенной из места проведения подземного ядерного взрыва к центру Земли, с поверхностью жидкого ядра Земли. Избыточное давление, направленное от экватора к полюсам и действующее вдоль границы мантия – жидкое ядро, обусловленное действием центробежной силы вращения Земли, будет увеличивать мощность новых тепловых потоков со стороны экватора. Это приведет к вытягиванию формы теплового пятна со стороны экватора в грушевидную фигуру. Сила Кориолиса разворачивает воронку и конвекционные потоки для Северного полушария в восточном направлении. Соответственно в Северном полушарии тепловое пятно от новых конвекционных потоков будет напоминать форму груши, развернутой в юго-восточном направлении. Соответствующая фигура будет проецироваться и на поверхность Земли, в виде ″разогретой зоны″.

В [9] приведены карты магнитного поля на границе мантия – внешнее ядро по данным спутниковых измерений в 1980 г. и в 2000 г. Вполне понятно, что усиление конвекционных потоков в ядре, инициированных мощными ядерными взрывами, будет приводить к усилению магнитного поля в данной области. На картах магнитного поля это четко прослеживается. В 1980 году существовали две ″разогретые зоны″. Первая зона – это территория Сибири, на которой генерация тепла была инициированная мощными подземными взрывами в 1973 г., произведенными на полигоне Новая Земля. Вторая зона – это юг штата Аляска и западная Канада, инициированная подземным ядерным взрывом 06.11.71 г., мощностью 5 мгт., произведенным на острове Амчитка. ″Разогретая зона″ на дне Тихого океана, рожденная взрывом ″Mike″ (31.10.52 г.), к тому моменту времени уже перестала существовать. На карте магнитного поля за 1980 год, участки максимальной интенсивности, соответствующие ″разогретым зонам″ расположены в юго-восточном направлении, относительно ядерных полигонов, где производились соответствующие взрывы. На карте 2000 года появляются два новых пятна с максимальной интенсивностью – это часть территории Китая и середина Аравийского полуострова. Пятно максимальной интенсивности на территории Китая соответствует проведенному подземному взрыву 21.05.92 г., на полигоне Лобнор, мощностью 1,8 мгт. и магнитудой 6,6. Если считать, что пятно максимальной интенсивности на Аравийском полуострове соответствует ″разогретой зоне″, то инициировавшие ее взрывы должны были быть произведены на Синайском полуострове, в период с 1980 по 2000 гг. По электронной базе землетрясений [5], этому соответствуют два события с магнитудой более 6. Первое – с магнитудой 6,1 MwHRV от 03.08.93 г, с координатами 28.73 N, 34.55 E. Второе – с магнитудой 7,3 Ms GS от 22.11.95 г., с координатами 28.83 N, 34.80 E. Если также учесть, что после израильской оккупации Синайского полуострова в прессе появились многочисленные публикации о том, что в местах, соответствующим эпицентрам вышеперечисленных сейсмических событий, Израилем велись подземные работы и прокладывались

электрические кабели, уходящие на территорию Израиля, то проведение ядерных испытаний Израилем на Синайском полуострове вполне очевидно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каталог ISS. http://zeus.wdcb.ru/wdcb/scp/hp/seismology.ru.html.
2. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. – 2002. – С. 352-356, 35.
3. http://www.iers.org
4. Oklahoma Geological Survey Nuclear Explosion Catalog. http://www.okgeosurvey1.gov/level2/nuke.cat.index.html
5. http://neic.usgs.gov/neis/epic
6. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. – 1968. – С. 74-79.
7. Западно-Сибирское управление гидрометеорологической службы. Метеорологический ежемесячник. Часть 2. Выпуск 20. Новосибирск, 1975 г. Таблица 1.
8. Котляр П.Е., Ким В.В. (1994) Положение полюса и сейсмическая активность Земли. – С. 102-123.
9. Глацмаейр Г., Олсон П. Изучение геодинамо // В мире науки, – 2005. – № 7. http://www.sciam.ru/.

УДК 551.24

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ К ПЛАТФОРМЕ НА ПРИМЕРЕ КОПЕТДАГСКОГО РЕГИОНА

С.Ф. Изюмов[1], Ю.О. Кузьмин[2]

[1]Институт Сейсмологии АНТ, г. Ашхабад, Туркменистан;
[2]Институт Физики Земли РАН, г. Москва, Россия

Как известно, геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии (сближения) этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Естественно, что подобная кинематика плит, должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а так же к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома. При этом среднегодовые скорости подобных смещений должны иметь порядок первых сантиметров в год. На это указывают результаты спутниковых измерений, проведенных на разнесенных друг от друга (более 500 км) пунктах GPS-наблюдений, которые выявили скорость коллизии Иранской и Туранской плит порядка 30 мм в год [1].

Если следовать этой модели и предполагать полную унаследованность современных движений земной коры от прошлых геологических эпох, то существующая система геодеформационных наблюдений, развернутая в центральной части Копетдагского региона и имеющая многолетнюю (до 40-50 лет) историю наблюдений должна уверенно фиксировать систематический наклон предгорных участков земной поверхности на Север – Северо-Восток по нивелирным данным, монотонное во времени сокращение длин светодальномерных линий от Копетдага к платформе и постоянное увеличение длин линий, пересекающих Передовой разлом Копетдага под углом 45° и менее.

Однако оказалось, что многолетние наземные, геодезические наблюдения за горизонтальными и вертикальными движениями земной поверхности в Копетдагском регионе полностью противоречат результатам спутниковым наблюдениям о скоростях сближения Туранской и Иранской плит, а также правостороннего сдвига вдоль Передового разлома Копет-

дага.

Региональные исследования проводились вдоль протяженных (50-100 км) нивелирных профилей, которые прокладывались с учетом особенностей глубинного строения земной коры и с максимальным информационным охватом основных геоструктурных элементов региона (горное сооружение, прогиб, платформа). Частота опроса наблюдений в различные периоды составляла от 1 раза в 3-5 лет до 2 раз в год [2, 3].

Локальные исследования проводились в пределах активных разломов и, в первую очередь, в зоне Передового разлома Копетдага. Нивелирные и светодальномерные наблюдения проводились на специально организованных тестовых деформационных площадках. Длины нивелирных профилей и светодальномерных линий на этих площадках варьировались в пределах 1-10 км. Частота опроса, в среднем, составляет от 1 до 2 раз в месяц для нивелирных наблюдений и порядка 1-2 раза в неделю для светодальномерных измерений. Общая длительность наблюдений на отдельных приразломных участках составляет 30-40 лет.

На рис. 1 представлены результаты многолетних (до 45 лет) высокоточных нивелирных наблюдений, проводимых по локальным профилям, пересекающим Передовой разлом Копетдага. При этом, измерительной сетью контролируется полоса Передового разлома протяженностью порядка 80 км.

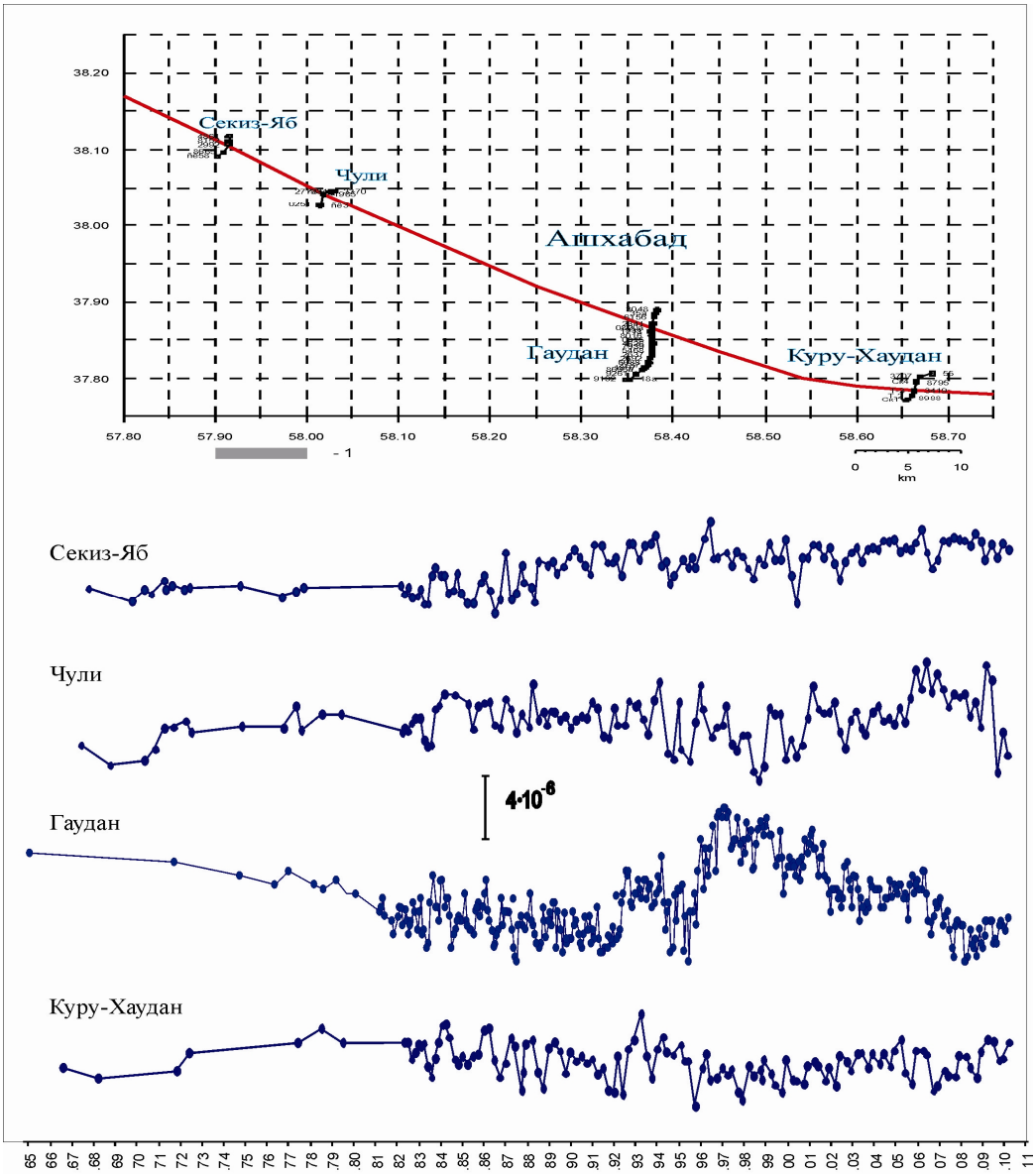


Рис. 1. Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих Передовой разлом Копетдага

Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений переведены в угловую меру путем деления на расстояние между реперами. Иными словами, система наблюдений представляет собой четыре, расположенных друг за другом, ″длиннобазисных наклономера″, которые ориентированы в субмеридиональном направлении.

Как следует из графика, имеют место локальные вариации скоростей наклонов земной поверхности, составляющие $(0.12\text{-}4)\cdot10^{-6}$/год. При этом трендовые среднегодовые скорости наклонов имеют порядок от $2\cdot10^{-8}$ до $1.3\cdot10^{-7}$. Таким образом, разница между локальными и трендовыми изменениями составляет 1.5-2 порядка.

Очевидно, что отсутствие систематических изменений в ходе вертикальных смещений означает, что в рассматриваемый промежуток времени (более 45 лет), значимых (на уровне относительных деформаций порядка 10^{-7}) вариаций регионального напряженно-деформированного состояния во времени не происходило.

Аналогичная картина складывается и при анализе результатов режимных светодальномерных наблюдений. На рис. 2 представлен временной ход среднемесячных значений горизонтальных смещений земной поверхности за период с 1977 по 2007 годы. Вновь имеет место полное отсутствие систематического тренда. Особенно интересны результаты измерений по линии L 3330. Согласно изложенной выше региональной геокинематической схемы данная линия должна испытывать систематическое удлинение со среднегодовой скоростью порядка первых сантиметров в год, в соответствии с правосторонним сдвигом в зоне Передового разлома Копетдага. Так как этого не происходит, то очевидно, что региональные характеристики напряженно-деформированного остаются практически неизменными во времени [4].

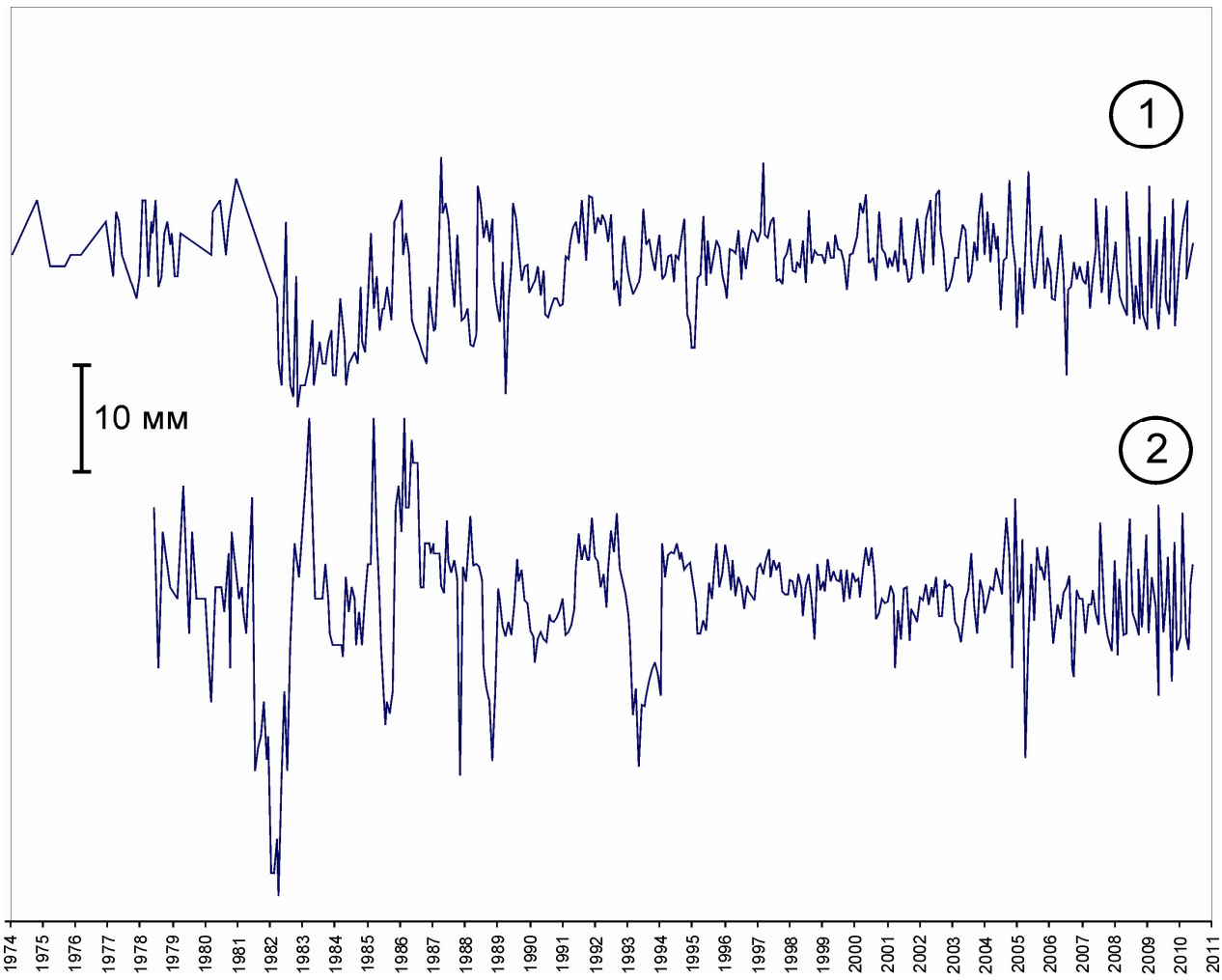


Рис. 2. Результаты многолетних светодальномерных наблюдений вдоль линий: *1 – пересекающей Передовой разлом Копетдага (3330 м); 2 – расположенной в блоковой части (1532 м)*

Среднегодовая трендовая скорость относительных деформаций определенная по измерениям горизонтальной компоненты движений оказывается равной $3.2 \cdot 10^{-8}$ в год.

Кроме того, весьма примечательно, что величины вариаций во времени горизонтальных смещений земной поверхности имеют примерно одинаковую амплитуду, как вдоль линии, пересекающей разлом, так и вдоль линии, расположенной в консолидированной части.

Это означает, что деформационные процессы в зоне разлома носят крайне локальный характер, что и подтверждается результатами измерения вертикальных смещений земной поверхности. Действительно, если оценивать размер зоны проявления аномальных деформаций по данным о вертикальных движениях, то оказывается, что она имеет порядок 1 км. Поэтому, естественно, что вдоль светодальномерной линии длинной 3330 м не выявляются локальные, знакопеременные флуктуации, приуроченные непосредственно к разлому, в силу их резкого затухания с расстоянием от разлома [4].

Кроме наблюдений на локальных, тестовых площадках, исследование горизонтальной компоненты современных горизонтальных движений проводилось вдоль ″светодальномерного профиля″, имеющего общую протяженность порядка 40 км. Профильные наблюдения организованы в зоне перехода от Копетдага к платформе, ориентированы по направления Юг-Север и состоят из четырех светодальномерных линий. Общая продолжительность наблюдений составляет, к настоящему моменту, 20 лет, что позволяет сделать остаточно вверенные выводы о среднегодовой скорости горизонтальных деформаций и тенденциях в общем ходе движений.

Последовательный анализ временной структуры горизонтальных смещений показал, что имеет место ситуация аналогичная характеру изменений вертикальных движений. При локальных вариациях горизонтальных деформаций на уровне $2 \cdot 10^{-7}$-$3 \cdot 10^{-7}$/год, трендовые среднегодовые скорости деформаций по отдельным линиям составляют диапазон изменений от $– 4 \cdot 10^{-8}$/год (сокращение длин линий) до $+3 \cdot 10^{-8}$/год (увеличение длин линий).

Таким образом, и данные по горизонтальным движениям демонстрируют чрезвычайно низкую скорость трендовой составляющей движений.

Существенным подтверждением выводов, сделанных по материала многолетних геодезических наблюдений, являются результаты многолетних, непрерывных гидрогеологических наблюдений в глубоких скважинах, расположенных в зоне передового разлома Копетдага.

На рис. 3 представлен временной ходу уровня воды в скважине 2 Г, которая имеет глубину 1602 м. Эта скважина примечательна тем, что в ней уверенно регистрируются вариации уровня, обусловленные приливными лунно-солнечными деформациями. Конструктивные особенности скважины позволяют фиксировать амплитуду главной лунной полусуточной волны M_2 на уровне 15-20 см, что было выявлено по результатам гармонического анализа прилива. Другими словами, для данной скважины 5 амплитуд земноприливных деформаций составляют изменение уровня подземных вод в 1 м.

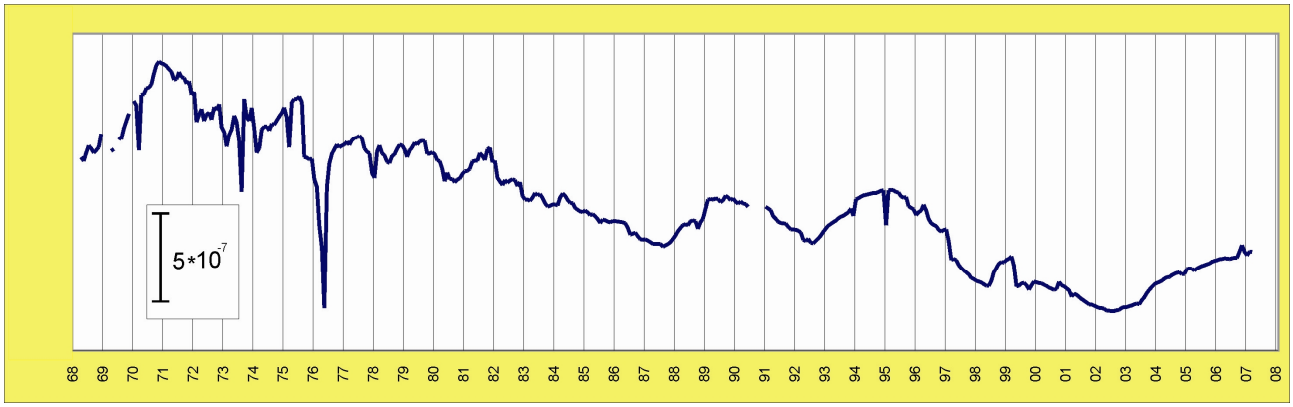


Рис. 3. Временной ход многолетних изменений уровня воды в глубокой скважине 2 Г

По существу данная скважина представляет собой объемный деформограф с достаточно высокой чувствительностью к деформациям.

Это обстоятельство позволило провести деформационную ″калибровку″ гидрогеологического сигнала и преобразовать данные по изменению уровня воды (метры и сантиметры) в единицы относительных объемных деформаций.

В результате оказалось, что долговременное (за 40 лет), трендовое падение уровня составляет в единицах относительных деформаций величину $\cdot 10^{-6}$, что соответствует среднегодовой трендовой скорости деформаций порядка $2.5 \cdot 10^{-8}$ в год. Примечательно, что амплитуда приливной деформации, определенная для географических координат данного места составляет – $2 \cdot 10^{-8}$.

Таким образом, становится очевидным, что на протяжении последних 40-50 лет региональное поле напряжений во фронтальной части Главного Копетдагского надвига находится в квазистатическом состоянии. **Среднегодовая трендовая скорость деформаций**, измеренная по комплексу геодезических и гидрогеологических данных, составляет порядка $(1\text{-}4) \cdot 10^{-8}$ в год, что составляет всего 1-2 амплитуды земноприливных деформаций.

В этом случае, в полном соответствии с базовыми положениями физики неоднородных деформируемых сред, современное аномальное напряженно-деформированное состояние формируется в зонах разломов с неустойчивыми во времени механическими характеристиками путем параметрического возбуждения процессов малыми природно-техногенными воздействиями в обстановке квазистатического режима регионального нагружения.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00825-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли // Физика твердого тела. – Т. 47. – Вып. 6. – 2005. – С. 1009-1014.
2. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Мониторинг современных геодинамических процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе // 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. 337-340.
3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. – М.: Агентство Экономических Новостей, 1999. – 220 с.
4. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. – 2009. – № 11. – С. 44-60.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СООТНОШЕНИИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ТРАНСФОРМИРОВАННОГО ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

О.М. Ипполитов[1], Л.И Надежка[2], М.А. Ефременко[1]

[1]Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия
[2]Геофизическая служба Российской академии наук, г. Воронеж, Россия

Гравитационное поле в силу специфики геологического строения Воронежского кристаллического массива (незначительная на большей части территории, измеряемая от первых десятков до первых сотен метров мощность осадочного чехла, существенная плотностная неоднородность по латерали изверженных и метаморфизованных горных пород кристаллического фундамента, преимущественно равнинный характер дневной поверхности и некоторых других) давно и успешно используется для изучения петрофизических свойств горных

пород, разломной тектоники и ряда других задач [1, 2]. Для выделения структурных особенностей наблюденного поля силы тяжести обычно используются различные его трансформанты. В частности, для локализации в эрозионном срезе докембрийского фундамента ВКМ планового положения контактов геологических образований, обладающих достаточно контрастной плотностью, эффективным явилось изучение распределения значений второй вертикальной производной G_{zz} наблюденной компоненты силы тяжести G [3]. Однако относительно низкая чувствительность к глубинным плотностным неоднородностям исследуемой геологической среды при довольно высоком влиянии погрешностей наблюдений на результаты расчетов затрудняют использование этой трансформанты для изучения глубоко залегающих источников аномалий.

В этой ситуации существенный интерес представляет использование производных более низкого порядка (и, следовательно, обладающих более высокой степенью чувствительности к глубинным плотностным неоднородностям), в частности, первой вертикальной производной G_z наблюденной компоненты силы тяжести G. Учитывая, что указанная трансформанта является аналогом второй вертикальной производной V_{zz} ньютоновского потенциала V, для ее вычисления можно использовать, например, интегральное представление [4] решения внешней краевой задачи Неймана для плоскости, связывающее значения вертикальной производной V_z $(x_0, y_0, 0)$ гравитационного потенциала на уровне $z = 0$ со значением потенциала в заданной точке (x, y, z) верхнего полупространства:

$$V(x,y,z) = (1/2\pi) \int\int [V_z (x_0, y_0, 0) / r] \, dx_0 \, dy_0, \qquad (1)$$

где $r = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + z^2]^{1/2}$ – расстояние между точкой (x, y, z) верхнего полупространства и текущей точкой $(x_0, y_0, 0)$ дневной поверхности Земли. Очевидно, что дифференцируя необходимое число раз интегральное представление (1) по переменным x, y, z как по параметрам, можно найти значения соответствующих производных потенциала притяжения. При этом значительную роль играет и тот полезный факт, что расчет трансформанты гравитационного поля на различных уровнях верхнего полупространства позволяет отфильтровать влияние относительно неглубоко залегающих от дневной поверхности источников поля и выявить положение глубинных плотностных неоднородностей.

Учитывая вытекающее из теории потенциала равенство для лапласиана $\Delta = V_{zz} + V_{xx} + V_{yy} = 0$ вне носителя масс, нулевая изолиния трансформанты $V_{zz} = -(V_{xx} + V_{yy})$ на плоскости $z = \text{const}$ позволяет локализовать максимумы градиентных зон распределения значений потенциала, а, следовательно, дать оценку положения плановых границ плотностных неоднородностей в нижнем полупространстве, которые в свою очередь маркируют контактные зоны пород с контрастными петрофизическими свойствами, в том числе с возможными тектоническими нарушениями, различающимися как по времени, так и глубине заложения.

Как видно на рис. 1, распределение трансформанты V_{zz} вблизи дневной поверхности в сильной степени дифференцировано, что связано со значительным влиянием приповерхностных источников аномалий. Здесь пониженные значения исследуемой трансформанты обозначаются светлыми тонами.

При пересчете данной трансформанты на 10 км вверх от дневной поверхности (рис. 2) происходит частичная фильтрация высокочастотной составляющей и начинают резче проявляться контактные зоны глубинных структур с контрастными петрофизическими свойствами. Обращает на себя внимание тенденция приуроченности эпицентров зарегистрированных на территории ВКМ землетрясений [5] к максимумам градиентных зон распределения гравитационного потенциала, маркируемым на рисунке белым цветом.

Пересчет трансформанты V_{zz} (рис. 3) на еще более высокий уровень (30 км) верхнего полупространства практически полностью подавляет влияние высокочастотной составляющей, связанной с приповерхностными источниками поля, и выделяет компоненту, связанную

преимущественно с глубоко залегающими структурными комплексами. При этом тенденция приуроченности эпицентров зарегистрированных землетрясений к линейным участкам максимумов градиентных зон распределения потенциала (на рисунке – белые линии, некоторые из которых предположительно трассируют глубинные тектонические разломы или их фрагменты) проявляется с повышенной четкостью.

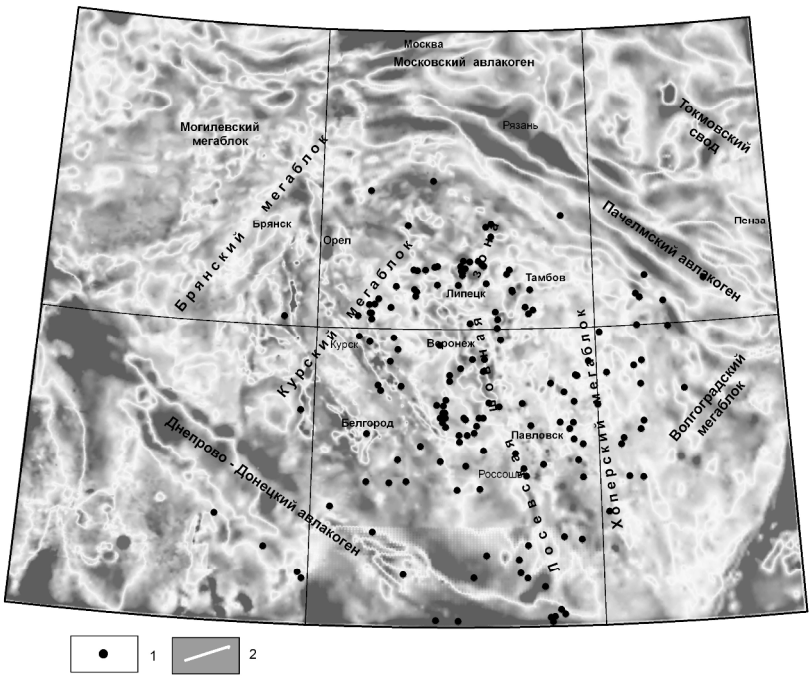


Рис. 1. Распределение напряженности трансформанты G_z на дневной поверхности и эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2003-2009 гг. *1 – положение эпицентров землетрясений шестого и выше энергетических классов; 2 – линейные зоны максимальных значений градиента потенциала.*

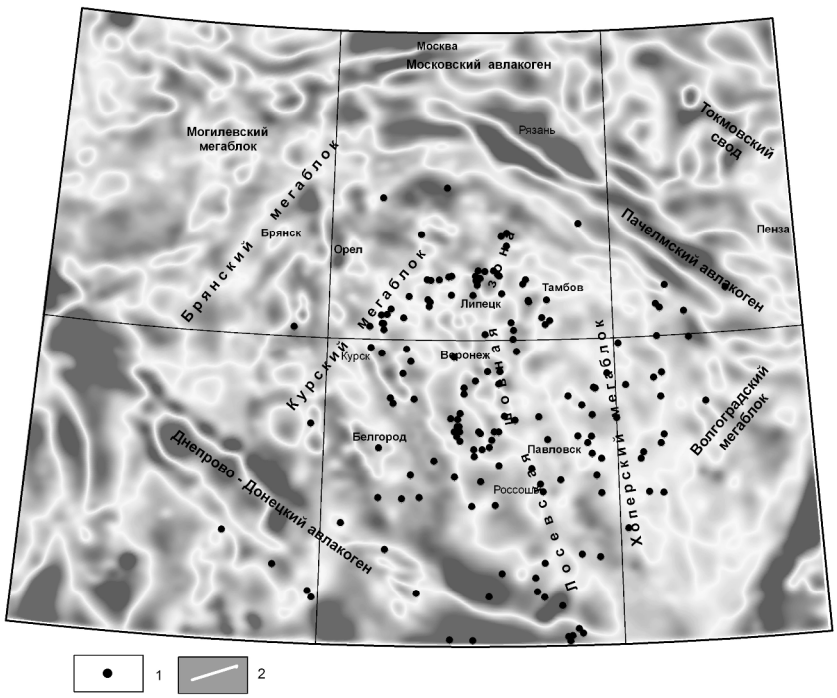


Рис. 2. Распределение напряженности трансформанты G_z на высоте 10 км и эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2003-2009 гг. *1 – положение эпицентров землетрясений шестого и выше энергетических классов; 2 – линейные зоны максимальных значений градиента потенциала*

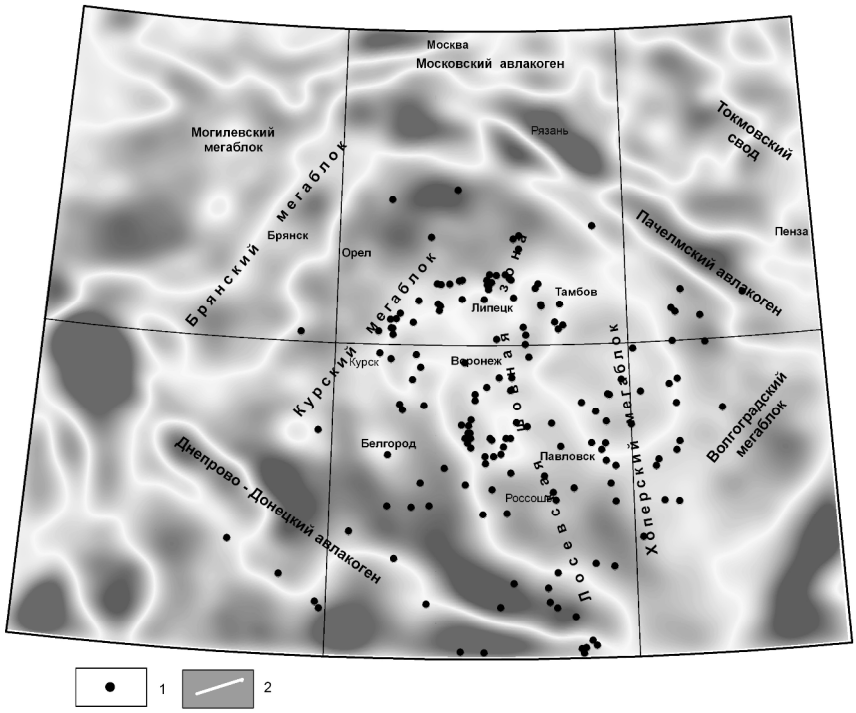


Рис. 3. Распределение напряженности трансформанты G_z на высоте 30 км и эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2003-2009 гг. *1 – положение эпицентров землетрясений шестого и выше энергетических классов; 2 – линейные зоны максимальных значений градиента потенциала*

И, наконец, поведение исследуемой трансформанты на уровне 50 км верхнего полупространства (рис. 4) преимущественно отражает распределение глубинных, возможно – подкоровых, мантийного происхождения аномалеобразующих источников. При этом, прослеживается значительная степень корреляции зон инструментально зарегистрированной сейсмической активности с высокоградиентными линеаментами Лосевской шовной зоны, разделяющей Курский и Хоперский мегаблоки, и Днепрово-Донецкого авлакогена.

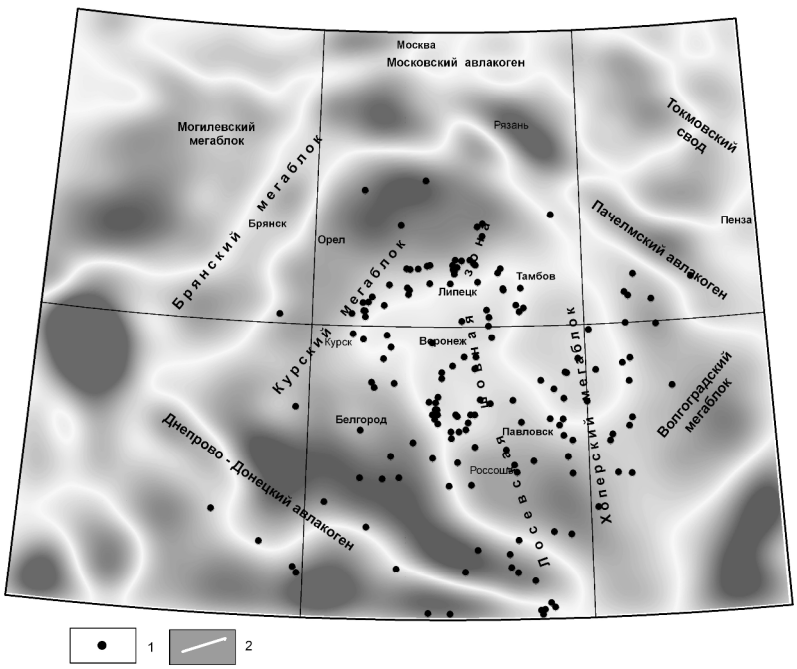


Рис. 4. Распределение напряженности трансформанты G_z на высоте 50 км и эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2003-2009 гг. *1 – положение эпицентров землетрясений шестого и выше энергетических классов; 2 – линейные зоны максимальных значений градиента потенциала*

Из сказанного следует, что эпицентры землетрясений приурочены, как правило, к характерным особенностям гравитационного поля – зонам региональных и локальных градиентов. Как известно, зоны градиентов поля силы тяжести картируют границы блоков с различными физическими и структурными характеристиками. Границы блоков могут быть зонами повышенных напряжений, разрядка последних и приводит к землетрясениям. Особо следует заметить, что основные региональные особенности гравитационного поля устойчиво сохраняются при трансформации на уровни до 50 км. Это свидетельствует, что региональные особенности гравитационного поля отражают, скорее всего, мантийные неоднородности, которые определяют основные структурные элементы региона, границы которых являются сейсмически активными.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (грант 427), Минобрнауки (проект 2.1.1./4637)

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Н.С., Кривцов И.И., Ипполитов О.М. Структурно-вещественная модель земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. – Воронеж, 2002. – С. 52-55.
2. Надежка Л.И. Применение гравиразведки для изучения глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Дис. на соискание уч. степени к. г.-м.н. – Воронеж, 1980.
3. Любимов А.А. Гравиметрические и магнитометрические поисково-картировочные исследования. – М.: Недра. 1979.
4. Веселов К.Е, Сагитов М.У. Гравиметрическая разведка. – М.: Недра 1968.
5. Надежка Л.И., Ефременко М.А., Ипполитов О.М. Тектоническая раздробленность кристаллической коры и характер современной сейсмичности территории Воронежского кристаллического массива // Геологические опасности. – Архангельск, 2009. – С. 324-327.

УДК 551.242.5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕФОРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В ЗАДАЧАХ ГЕОДИНАМИКИ

Р.М. Кармалеева

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

Неоднородное напряженно–деформированное состояние геологической среды представляет собой основной фактор, приводящий к возникновению природно-техногенных катастроф на таких участках. Как правило, это зоны нарушения сплошности пород на границах между коровыми блоками (разломные или геодинамические зоны) различного типа и порядка. Внутри таких зон наблюдается изменение физико–химических свойств пород, их повышенная трещиноватость и обводненность. Достаточно часто отмечается смещение пород по трещинам. В пределах этих зон интенсивность деформационных процессов как эндогенного, так и экзогенного происхождения достигает экстремальных проявлений. При этом объектами риска выступают особо ответственные и экологически опасные сооружения, расположенные в пределах этих зон. Необходимо отметить, что в период эксплуатации объектов опасность возрастает, т.к. при постоянном техногенном воздействии на среду происходит аномальное накопление напряжений, высвобождение которых может вызвать опасные для сооружения деформации.

Безопасное функционирование ответственных объектов регламентируется нормативными документами, определяющими величины допустимых скоростей деформаций и смещений на площадках строительства. Так согласно документу, утвержденному Роскомэкологией 30 ноября 1992 г., который именуется "Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия", к зонам чрезвычайной экологической ситуации относятся территории, в пределах которых имеют место деформации со скоростями, превышающими 10^{-5} в год. В этом же документе определен предельно допустимый уровень накапливаемых относительных деформаций. К указанным выше опасным территориям относятся области, в пределах которых этот уровень может быть достигнут в течение 15-30 лет [1].Таким образом, параметром, который определяет степень потенциальной опасности территории, считается скорость годовой деформации.

Измерения скоростей проводятся геодезическими и аппаратурными геофизическими методами. Методы имеют различную чувствительность и пространственно-временную детальность. При интерпретации результатов аппаратурных измерений возникает вопрос о представительности полученных величин из-за малой измерительной базы. Однако, многолетние измерения горизонтальных деформаций, выполненные на различных по геологическому строению участках, показали реальность регистрации единого тектонического процесса в пределах обширного региона (Гармский полигон, Восточно-Европейская платформа) [2]. Аппаратурные методы в силу непрерывности измерений во времени и высокой чувствительности позволяют отследить аномальный процесс в начале зарождения и прогнозировать дальнейшее его развитие.

Уровень тектонической активности определяет также амплитуда сезонной волны деформации, величина которой имеет тот же порядок, что и скорость. В разломах скорости горизонтальных деформаций и амплитуды сезонных волн составляют несколько единиц 10^{-5}. Значения вертикальных скоростей деформаций и амплитуд годовых волн на порядок больше. Наблюдения показали, что на прилегающих к разломным зонам участках величина деформации 10^{-5}, несмотря на цикличность деформационного процесса, накапливается за период меньше десяти лет [3]. Причем деформация такой величин накапливается не в окрестности глубинного разлома в сейсмоактивном районе, а в окрестности геодинамической зоны, трассируемой вдоль русла ручья на территории асейсмичной платформы.

В этой связи выявление скрытых (не выходящих на поверхность) тектонических нарушений представляется отдельной задачей геодеформационного мониторинга. Для ее решения может быть эффективно применен метод земноприливных волн.

Приливные силы, вызванные притяжением Луны и Солнца, приводят к циклическому изменению вектора силы тяжести, смещению на земной поверхности, а также к сдвиговой и объемной деформации. 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, – с точностью до нескольких процентов.

Ответная реакция Земли на воздействия приливных сил зависит от упругих свойств окружающей породы. Амплитуды земноприливных волн измеряются наностренами и представляют собой чувствительный индикатор изменения этих свойств и, следовательно, структурных особенностей изучаемого участка.

Перспективным направлением считается изучение временных вариаций параметров приливных волн, что важно для решения прогностических задач. Наблюдения в эпицентральных зонах отдельных сильных землетрясений выявили вариации амплитуд основных волн прилива величиной (10-15 %) перед сейсмическими событиями [4, 5]. При использовании материалов регистрации гравиметрами, деформометрами и наклономерами анализируются, как правило, волны с суточными и полусуточными периодами, т.к. они имеют максимальные амплитуды и для их выделения не обязательно требуются длительные (в несколько лет) ряды наблюдений. Максимальные амплитуды в этом диапазоне периодов имеют две

волны: суточная O_1 и полусуточная M_2. Выражения для них в двух основных направлениях СЮ и ВЗ записываются следующим образом.

	$\mathbf{O_1}$	$\mathbf{M_2}$
СЮ	$0.37689\,A\,(h-4l)\,\mathrm{in}2\theta$	$0.90812\,A\,(h\sin^2\theta + 2l\cos2\theta)$
ВЗ	$0.37689\,A\,(h-2l)\,\mathrm{in}2\theta$	$0.90812\,A\,[h\sin^2\theta - 2l(1+\sin^2\theta)]$

Здесь A – константа, определяемая астрономическими параметрами, θ - дополнение до геоцентрической широты пункта наблюдений, h и l – упругие константы, определяемые моделью Земли. Их глобальные значения 0.611 и 0.08 соответственно.

Таким образом, для любой точки Земли можно рассчитать теоретические (модельные) амплитуды компонент прилива. Сравнение наблюдаемых величин амплитуд с теоретическими позволяет оценить степень напряженного состояния участка.

Основную помеху при регистрации волн земного прилива представляют температурные деформации, которые в зависимости от глубины измерений имеют термическую или термоупругую природу. Наименее подвержена этим влиянием полусуточная волна M_2 в силу своего 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 более чувствительны к изменениям упругих свойств породы, чем суточные. Поясним это на примере для двух основных волн M_2 и O_1. Отношение разностей амплитуд (Δe), при изменении упругих параметров выразится следующим образом

$$\frac{\Delta e_{M2}}{\Delta e_{O1}} = \frac{0.90812\left[\left(h_1^{\,2} - h_2^{\,2}\right)\sin^2 q + 2\cos 2q\,(l_1 - l_2)\right]}{0.37689\sin 2q\left[(h_1 - h_2) - 4(l_1 - l_2)\right]},$$

примем начальные значения $h_1 = 0.6$, $l_1 = 0.08$ и предположим 10 %–е их изменение, т.е. $h_2 = 0.54$, $l_2 = 0.072$. Тогда $\frac{\Delta e_{M2}}{\Delta e_{O1}} = 2.3$, т.е. амплитуда волны M_2 более чем в чувствительнее к изменению упругих свойств породы, чем O_1.

Теоретическое обоснование влияния зоны разлома (неоднородности) на волновые амплитуды дал С.М. Молоденский [6]. Неоднородность представлена в виде прямоугольного параллелипипеда, одна из осей которого $y \to \infty$. Рассматривается сечение пааралелипипеда плоскостью XZ. Поскольку аппаратурные измерения проводятся на малых базах, которые по сравнению с протяженностью разлома можно принять за точку, данное приближение можно считать справедливым. Рассчитывается поправка к амплитуде теоретического прилива при условии уменьшения в неоднородности упругих модулей.

На рис. 1 представлены результаты расчета по решению данной задачи в виде кривых относительных поправок к амплитуде волны M_2 для горизонтальных деформаций. При этом использованы параметры для станции Протвино, которая расположена на расстоянии около 500 м от края межблоковой границы, трассируемой по руслу реки Протвы. Поправки рассчитаны на разных расстояниях от границы неоднородности в перпендикулярном к ней направлении. Расчет выполнен для трех вариантов. В вариантах 1 и 2 неоднородности, имея разные линейные размеры, выходят на поверхность, в варианте 3 неоднородность заглублена. Как можно видеть, волновая амплитуда резко уменьшается при переходе через границу неоднородности и затем постепенно возрастает, постепенно приближаясь к своему нормальному значению. В случае заглубленной неоднородности ее влияние распространяется на большее расстояние, чем поверхностной при тех же линейных размерах. Для станции Протвино при неоднородности, выходящей на поверхность, с параметрами картированной геодинамической зоны расчетные данные совпали с результатами, полученными из наблюдений до 5 %. При расчете принято 30 % уменьшение упругих модулей внутри неоднородности [7]. Для данного примера при удалении от края неоднородности на 100 м уменьшение амплитуды составляет около 100 %, далее на расстоянии 200 м уменьшение равно 6 %, на 500 м – 20 %. На расстоянии 1500 м. (ширина зоны) волновая амплитуда в пределах точности становится равной теоретической.

По данным деформометрических наблюдений в зонах разломов волновые амплитуды превышают модельные в отдельных случаях больше, чем на 200 %. При выходе из зоны нарушений они резко уменьшаются и при удалении возрастают, постепенно приближаясь к нормальному для данного пункта значению. В результате заниженное значение величины волновых амплитуд на исследуемом участке может свидетельствовать о наличии вблизи тектонического нарушения. Назовем эту территорию зоной действия тектонического разлома. Например, на станции Гарм, расположенной в 300 м от Сурхобского разлома, который представляет собой одно из звеньев глубинного Гиссаро–Кокшальского разлома, амплитуды волны M_2 занижены на 38 % (СЮ) и на 60 % (ВЗ) [8]. В то же время внутри Сурхобского разлома амплитуда M_3 в направлении СЮ завышена на 235 %.

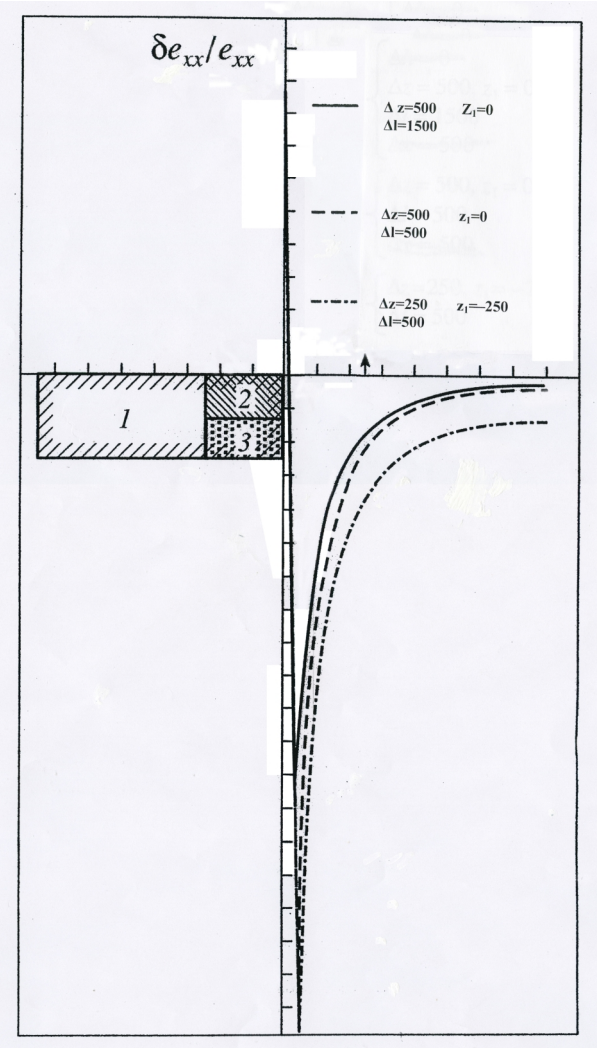


Рис. 1. Относительное изменение амплитуды волны M_2 при удалении от неоднородности в перпендикулярном к ней направлении. *Масштаб: 1 дел. по оси x 100(м), по оси z 0.1*

Определенная часть зоны действия разлома по скоростям и накопленным за несколько лет величинам деформаций, как правило, представляет собой зону экологического риска. Например, на Протвинском геодинамическом полигоне на расстоянии 50 м от края зоны, трассируемой по руслу ручья, скорости горизонтальных деформаций находятся в пределах 10^{-5}-10^{-6} , а вертикальных 10^{-4}-10^{-5}. Накопленная за 12 лет величина горизонтальной деформации равна $2 \cdot 10^{-5}$, а вертикальной 10^{-4}. Т.е. данный участок, согласно нормативным документам, представляет собой зону чрезвычайной экологической ситуации. Амплитуда приливной волны M_2 занижена здесь на 30 %. Согласно данным деформометрических наблюдений на участках чрезвычайной экологической ситуации наблюдается занижение волновых амплитуд от 30 % и выше.

На этом основании можно предположить возможность обнаружения тектонического нарушения, и в том случае, когда это нарушение не проявляется на поверхности. Примером могут служить результаты измерений в районе Нурекской ГЭС. Кварцевый деформометр был установлен в штольне в крутом склону на левом берегу р. Вахш. Штольня пройдена в сильно трещиноватых песчаниках и алевролитах. Кроме трещин в массиве присутствуют зоны дробления пород шириной в несколько метров, заполненные перетертым материалом. По геологическим данным через весь массив трассировался тектонический разлом. Измерения проводились в течение пяти лет. Средняя скорость горизонтальной деформации $2.6 \cdot 10^{-5}$ и соответствует растяжению породы. Такая величина скорости наблюдается в пределах тектонических нарушений (в разломах). т.е. по всем признакам станция должна находиться в зоне разлома. Однако, величина амплитуды земноприливной волны M_2 оказалась занижена на 206 % по отношению к расчетной. Этот результат указывал на ближнее присутствие тектонического нарушения. В результате более позднего инженерно–геологического обследования участка расположение разлома оказалось другим. Станция находилась вне разлома, но в зоне его действия [19]. О наличии локального тектонического нарушения в пределах штольни обсерватории Обнинск свидетельствует заниженное значение волновой амплитуды M_2 в направлении СЮ на 38 % в одном из штреков.

Следующий пример относится к обнаружению нарушения в породах, возникающего под влиянием техногенных воздействий в течение периода измерений. Пример относится к станции Протвино, для которой был выполнен расчет влияния геодинамической зоны, трассируемой по руслу р. Протвы, на величину амплитуд земноприливных волн (рис. 1). Влиянием этой зоны объясняется заниженное на 20 % их значение. Кроме того за период с 1970 г. и по настоящее время наблюдаются два интервала, когда обнаруживается дополнительное к существующему уменьшение амплитуды волны M_2. Первый интервал относится к 1986-1988 гг., когда амплитуда оказалась занижена на 28 %. В этот период в 300 м от станции образовались три карстовые воронки. Позднее они были засыпаны, и величина амплитуды возросла до своего первоначального значения к 1996 г. В 1997 г. наблюдается ее резкое паление и до настоящего времени величина амплитуды M_2 с незначительными вариациями остается ниже расчетного значения на 36 %. В 1997-2002 гг. было проведено инженерно–геологическое обследование территории. В результате обнаружены карстовые воронки, проседания грунта, изменение его свойств, а также повреждения некоторых зданий. К сожалению, в настоящий период обследования не проводят. Но по земноприливным данным мы можем предполагать, что на территории присутствуют зоны нарушения свойств геологической среды. Поскольку здесь развит, как поверхностный, так и заглубленный карст, не исключена активизация последнего.

Основное преимущество аппаратурных измерений – их высокая точность и непрерывность во времени. В связи с этим по результатам данных измерений можно оценить степень тектонической опасности участка в течение относительно короткого интервала времени. Перспективным направлением можно считать использование земноприливных волн для обнаружения скрытых нарушений и временных изменений в напряженно–деформированном состоянии геологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия // Роскомэкология. – 1992.
2. Кармалеева Р.М Деформографические измерения в системе геофизического мониторинга: Сб. материалов третьего международного симпозиума ″Геодинамика и геоэкология высокогорных районов в XXI веке″. – М.-Бишкек, 2006. – С. 95–100.
3. Р.М. Кармалеева, Ю.О. Кузьмин Современная геодеформационная активность асейсмичных регионов: Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием "Геологические опасности". – Архангельск, 2009. – С. 214–217.

4. Nishimura E. On Earth Tides // Trans. Am.Geophys.Union. – 1950. – V. 31. – P. 357-376.
5. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. О связи параметров земноприливных деформаций с сейсмичностью в районе Алма–Аты // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. – М.: Наука, 1981. – С. 16-20.
6. Молоденский С.М. О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1983. – № 7. – С. 3-9.
7. Кармалеева Р.М. О временных вариациях амплитуд земноприливных волн по данным деформографической станции "Протвино" // Физика Земли. – 1999. – № 5. – С. 89-94.
8. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Приливные деформации в обсерватории Гарм Таджикской ССР // Физика Земли. – 1981. – № 12. – С. 84-87.
9. Старков В.И., Кармалеева Р.М. О смещениях и деформациях земной поверхности на площадке Нурекского гидроузла // Современные движения земной коры. – Новосибирск, 1976. – С. 166-176.

УДК 550.348

ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В 2005-2008 ГОДАХ

А.В. Кендзера[1], В.В.Кутас[1], В.Д. Омельченко[1]
Ю.А. Андрущенко[2], Ю.А. Гордиенко[2]

[1]Институт геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины, г. Киев, Украина;
[2]Главный центр специального контроля Национального космического агентства Украины, г. Макаров-1, Украина

Расположение сейсмических станций на западе платформы в границах территории Украины. В этой части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) находятся две стационарные станции, входящие в Карпатскую сейсмическую сеть, оснащенные аппаратурой Guralp и DAS-04 (″Львов″), DAS-03 и СМ-3КВ (″Городок″). (Экспериментальные образцы DAS-03 и DAS-04 созданы в Отделе сейсмичности Карпатского региона ИГФ НАН Украины).

На ВЕП созданы 2 пункта сейсмических наблюдений, укомплектованные аппаратурой DAS-03 и СМ-3КВ – ″Новоднестровск″ и ″Каменец-Подольский″; первый из них находится на границе Украинского щита (УЩ) с Приднестровским прогибом, второй – на расстоянии 45 км от юго-западной границы щита.

В северо-западной части УЩ в Житомирской области вблизи населенных пунктов Подлубы, Зеленица, Каменный Брод и Малин организована локальная сейсмологическая сеть станций Главного центра специального контроля Национального космического агентства Украины (ГЦСК НКАУ). Элементы сейсмологической сети, расположенной в районе г. Малин, входят в состав Украинской сейсмической группы (УСГ) – PS-45, являющейся составной частью Международной системы мониторинга.

УСГ оснащена аппаратурой Guralp: 23 короткопериодными вертикальными датчиками CMG-3ESPV, расположенными в скважинах, и трехкомпонентным широкополосным сейсмометром CMG-3T, установленным в шахте. Элементы группы PS-45 объединены телеметрической системой, которая выполняет функции сбора информации и централизованного управления элементами системы с одной технической площадки.

Сейсмологические станции ″Подлубы″, ″Зеленица″ и ″Каменный Брод″ оборудованы шахтными сооружениями, погруженными в твердые коренные породы; в них расположены трехкомпонентные сейсмометры CMG-3TD. В системе передачи данных используются кабельные соединения и радиосвязь. Радиотелеметрия применяется для передачи данных от

каждого сейсмического пункта к районному узлу связи. Кабельная телеметрия используется для передачи данных от районных узлов связи к Национальному центру данных.

Природа сейсмических событий, зарегистрированных в рассматриваемой части платформы. Установление природы происхождения событий необходимо для оценки уровня сейсмического потенциала тектонических структур разных районов ВЕП. В пределах щита существует плотная сеть гранитных карьеров, в связи с этим, при изучении сейсмической активности платформы из числа зарегистрированных сейсмических событий необходимо исключить взрывы.

В течение последних лет сейсмологической сетью станций ГЦСК НКАУ, расположенной в северо-западной части УЩ, зарегистрировано свыше 6 тысяч сейсмических событий. Из них к слабоинтенсивным землетрясениям тектонической природы отнесено 30 сейсмических событий, произошедших 2005-2008 гг., эпицентры которых находятся на платформе в пределах территории Украины. Магнитуда этих землетрясений, рассчитанная по объемным волнам, соответствует полосе значений 1,7 – 3,7.

При изучении записей локальных сейсмических событий отмечены различия в волновых формах и спектральном составе сигналов разного происхождения. Установлено, что основные различия землетрясений и взрывов, проявляющиеся в спектральных диаграммах, заключаются в особенностях распределения плотности спектра записи поперечных объемных и поверхностных волн в зависимости от частоты фильтрации [1, 2].

По спектрограммам, рассчитанным по записям цифровой аппаратурой, которая расположена в шахтном сооружении в районе г. Малин, установлено следующее. При локальных землетрясениях максимум спектральной плотности находится в поперечной волне в интервале частот до 8 Гц, а при взрывах в карьерах – в поверхностной волне в виде сплошной полосы в диапазоне 0,7 ÷ 3 Гц и отдельными участками – в диапазоне 11-15 Гц. (Некоторые различия в протяженности диапазона частоты, в котором наблюдается максимум спектральной плотности сейсмических сигналов при взрывах, по-видимому, обусловлены разной мощностью их источников и расстоянием до пункта регистрации.)

Сопоставление расположения очагов локальных землетрясений и зон разломов земной коры. Локальные тектонические события отражают современную сейсмичность разломных зон. Выявление активных нарушений земной коры, в которых возникают очаги землетрясений, – одна из важных задач при оценке потенциальной сейсмической опасности отдельных участков платформы, особенно в местах проектирования важных народнохозяйственных объектов.

Таблица 1

Дата			**Время**			**Координаты гипоцентра**			**Магнитуда**	**Источник информации**
Год	**м**	**д**	**ч**	**м**	**сек**	**φ, °N**	**λ, °E**	**H, км**	**M**	
2005	10	18	09	01	18.9	48.62 48.60	27.32 26.98	6.2	2.0 2.3	[3, с. 112]
2006	01	27	11	00	47	48.81	33.38		2.5	УСГ ГЦСК
2006	03	12	09 09	52 52	17.3 13.0	51.01 50.90	28.16 28.20	10	2,9 3.4	[4, с. 163] УСГ ГЦСК
2006	03	31	15	10	14	49.62	25.31		2.4	УСГ ГЦСК
2006	07	31	09 09	04 04	28.8 32.0	46.95 47.00 47.10	37.00 36.62 36.00	24 6.0	3.7 3.3 3.8	[5, с. 18-26] [6, с. 27] УСГ ГЦСК
2006	10	22	16	10	35.0	48.63 48.62 48.62	27.32 27.42 27.38	3.8	2.4 2.2	[4, с.247] [7, с.37] УСГ ГЦСК
2007	04	12	11	13	36	49.50	25.83		3.5	УСГ ГЦСК
2007	06	09	16	09	02.7	48.53	27.65	6,0	2.2	[8, с.101]

Дата			Время			Координаты гипоцентра			Маг-ни-туда	Источник информации
Год	м	д	ч	м	сек	φ, °N	λ, °E	H, км	M	
			16	08	59.0	48.38	27.88		2.5	УСГ ГЦСК
2007	11	18	09	17	22.3	48.59	27.32	3.3	2.7	[8, с.120]
						48.57	27.35			[9, с.29]
			09	17	21	48.62	27.32		3.4	УСГ ГЦСК
2007	12	25	04	09	34.1	47.99	33.54	10 5	3.4	[10, с. 63]
						48.03	33.44		3.0	[11, с.14]
			04	09	35	47.99	33.54		3.7	УСГ ГЦСК
2008	03	17	15	44	00	49.50	28.00		2.5	УСГ ГЦСК
2008	06	09	06	39	12	49.40	26.00		2.5	УСГ ГЦСК
2008	09	05	13	46	10	49.60	25.28		2.7	УСГ ГЦСК
2008	09	26	10	56	40	49.69	25.19		2.1	УСГ ГЦСК
2008	10	16	21	59	46	50.20	25.70		2.2	УСГ ГЦСК

В таблице 1 приведены сведения о локальных сейсмических событиях тектонического происхождения ($M \geq 2,0$), произошедших в 2005-2008 гг. Большинство эпицентров этих землетрясений сосредоточено на Волыно-Подолии и юго-западе УЩ.

На Волыно-Подолии произошли землетрясения 31.03.2006 г., 12.04.2007 г, 09.06.2008 г., 05.09.2008 г. и 26.09.2008 г. Известно 5 землетрясений с M = 2,2-4,2, произошедших в этом районе на протяжении XX столетия. При землетрясении 3.01.2002 г., M = 3,6 интенсивность сотрясений в эпицентре достигла 6 баллов [12]. Эпицентры землетрясений последних лет совпадают с расположением локальных нарушений верхней части земной коры. (Исключение представляет эпицентр землетрясения 16.10.2008 г., который находится в зоне регионального мантийного Сущано-Пержанского разлома).

На границе юго-западного края УЩ с Днестровским прогибом зарегистрированы землетрясения с M = 2,0-2,7: 18.10.2005 г., 22.10.2006 г., 09.06.2007 г. и 18.11.2006 г; а также 8 землетрясений с M = 1,4-1,9. В этом районе, в Подольской зоне разломов в 1984-2003 гг. наблюдались землетрясения с M = 2,1-3,6. При событиях 24.02.1984 г. и 14.11.1989 г. интенсивность сотрясений в эпицентрах I_0 соответствовала 5 и 4-5 баллам по шкале MSK-64.

В течение 2005-2008 гг. локальные землетрясения произошли и в других в частях УЩ:

- в западной – на Хмельникском разломе в районе сочленения Винницкого и Бердичевского блоков земной коры (17.03.2008 г.);
- в северной – на Коростенском плутоне в районе Центральной зоны разломов (12.03.2006 г.);
- в центральной – в Криворожско-Кременчугской зоне разломов на границе сочленения двух мегаблоков земной коры (25.12.2007 г.) [13];
- в южной – на Центрально-Приазовском разломе в районе края Приазовского массива (31.07.2006 г.). В этом районе в начале XX ст. произошли землетрясения 01.10.1902 г. и 2.11.1902 г. [6].

В течение рассмотренного периода времени проявились четыре события, эпицентры которых относятся к разным районам щита. Сотрясения с интенсивностью 4 балла произошли в эпицентрах землетрясений вблизи г. Новоднестровск – 22.10.2006 г. [7] и 18.11.2007 г. [9]. Интенсивность сотрясений в 5 баллов отмечена на Приазовском массиве – 31.07.2006 г. [6] и в районе г. Кривой Рог – 25.12.2007 г. [11].

На рисунках 1 – 4 представлены трехкомпонентные записи землетрясений, зарегистрированные сейсмологическими станциями ГЦСК НКАУ и приведенные в табл. 1.

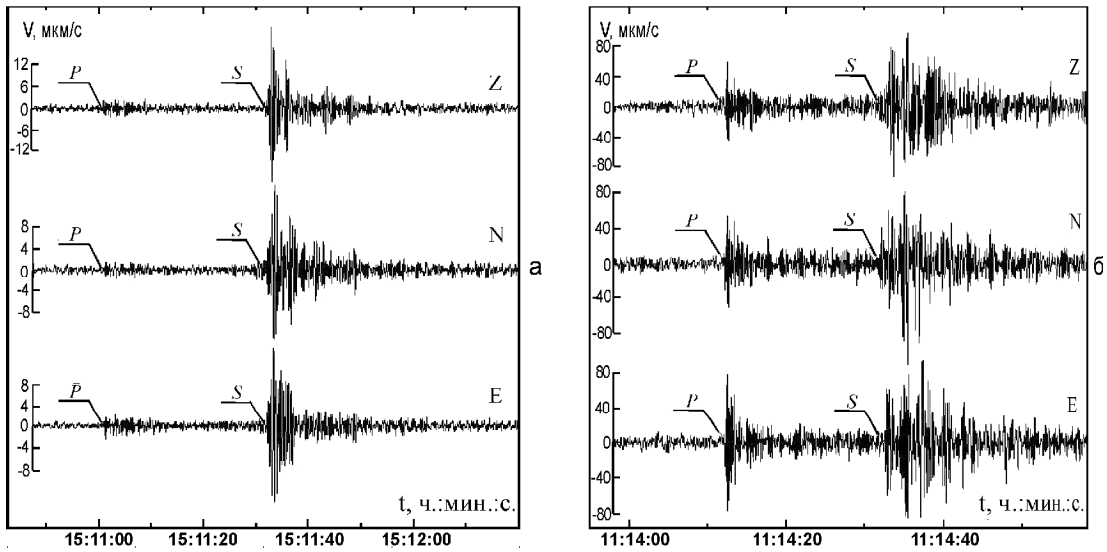


Рис. 1. Записи землетрясений на Волыно-Подолии. *31.03.2006 г. (а), 12.04.2007 г. (б), зарегистрированных с/ст. "Каменный Брод"(а), "Малин" (б)*

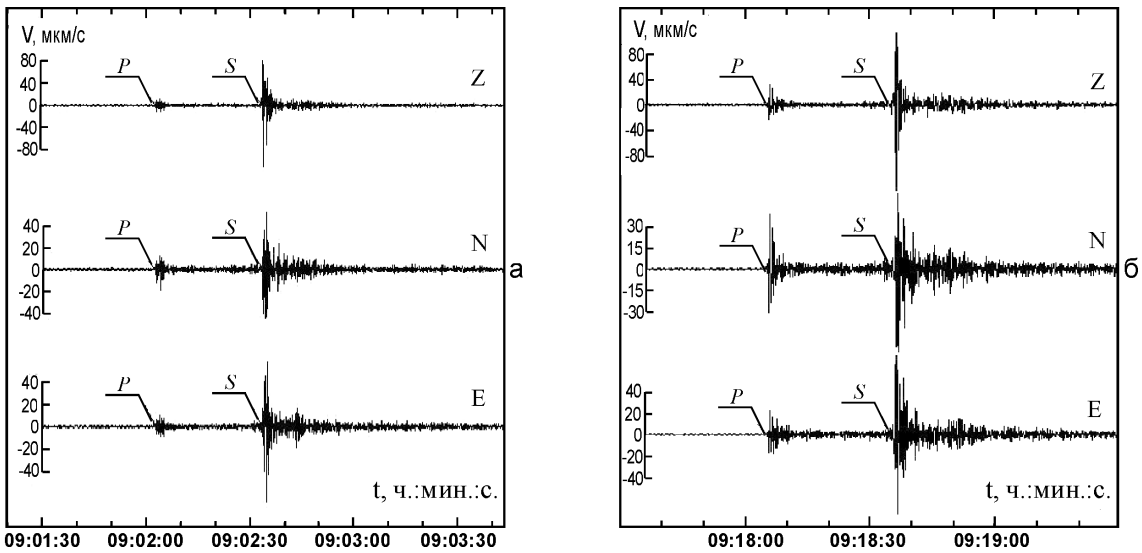


Рис. 2. Записи землетрясений на юго-западном крае УЩ в районе г. Новоднестровск. *18.10.2005 г. (а), 18.11.2007 г. (б), зарегистрированных с/ст. "Малин"*

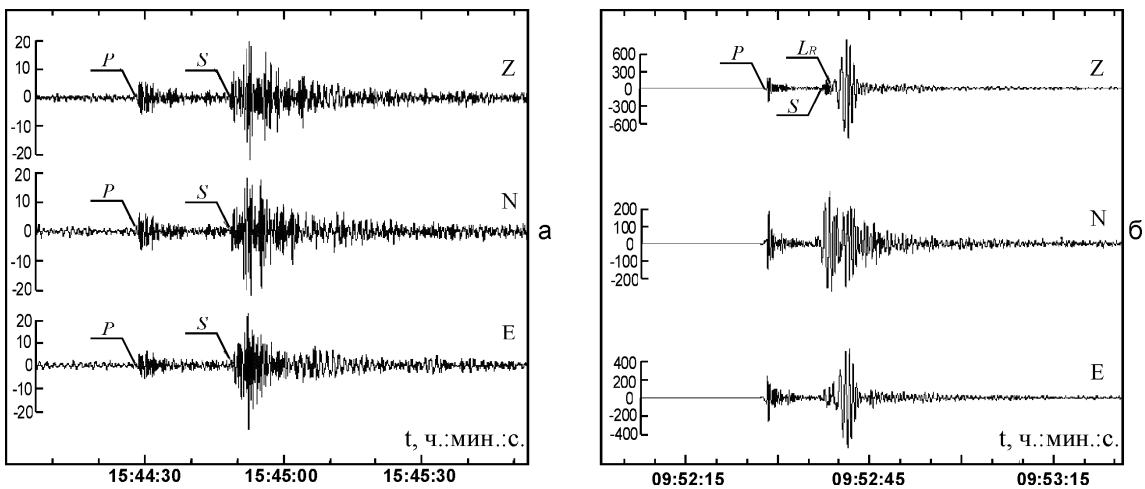


Рис. 3. Записи землетрясений в западной и северо-западной частях УЩ: *17.03.2008 г. (а), 12.03.2006 г. (б), зарегистрированных с/ст. "Малин" (а) и "Каменный Брод" (б)*

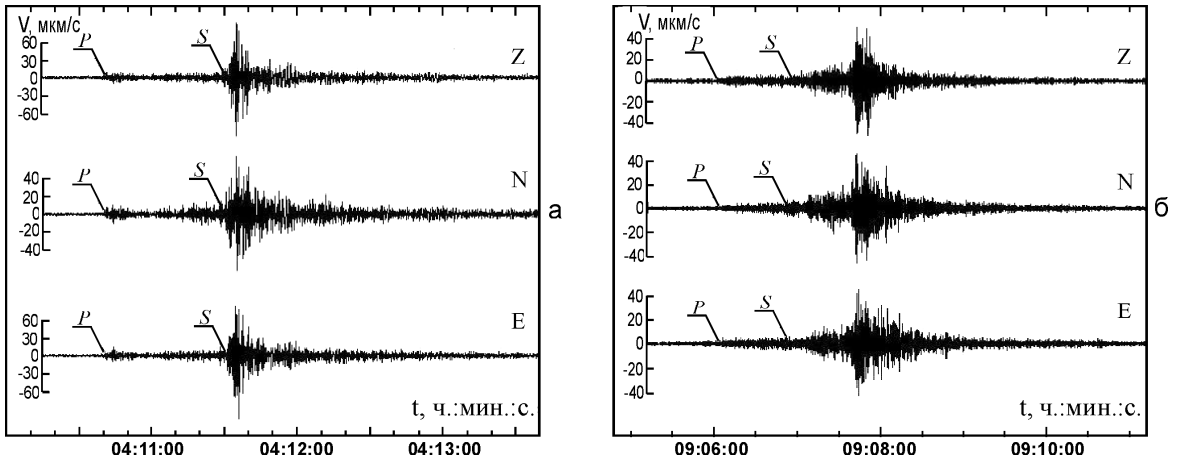


Рис. 4. Записи землетрясений в центральной и южной частях УЩ: *Криворожское 25.12.2007 г. (а) и Бердянское 31.07.2007 г. (б), зарегистрированных с/ст. "Малин"*

Заключение. На основании результатов обработки записей сейсмических событий, зарегистрированных в 2005-2008 гг. станциями Украинской сейсмической группы ГЦСК НКАУ, установлены эпицентры 30 локальных землетрясений $M \geq 2{,}0$, которые находятся в западной части ВЕП в пределах территории Украины.

Для выделения слабоинтенсивных землетрясений среди нескольких тысяч сейсмических событий разной природы, источники которых находятся на платформе, апробирован спектрально-временной критерий распознавания их происхождения. Идентификация природы источника сигналов основана на зависимости отношения нормированных значений энергии сейсмических проявлений и шума от центральной частоты полосового фильтра в диапазоне 1-18 Гц.

Тектоническая природа возникновения сейсмических событий с M = 2,0-3,7, приведенных в Таблице, установлена по спектрограммам записи поперечных и поверхностных волн. Эпицентры землетрясений находятся на Волыно-Подолии в районах локальных нарушений земной коры и на Украинском щите – в зонах глубинных разломов: Подольской, Сущано-Пержанской, Хмельникской, Центральной, Криворожско-Кременчугской и Центрально-Приазовской.

Для дальнейшего изучения расположения очаговых зон тектонических событий в пределах платформенной части территории Украины необходимо существенно расширить сеть сейсмических станций, оснащенных современной аппаратурой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко Ю.А., Гордієнко Ю.А. Аналіз ефективності застосування критеріїв ідентифікації вибухів і землетрусів для локальних та регіональних подій в умовах платформної частини України // Геофиз. журн. - № 3. – 2009 . – С. 121-129.
2. Андрущенко Ю.А., Кутас В.В., Кендзера А.В., Омельченко В.Д. Гордиенко Ю.А., Калитова И.А. Природа сейсмических событий, зарегистрированных на западе Украинского щита в 2005-2007 гг. // Геофиз. журн. – № 2. – 2010. – С. 64-74.
3. Чуба М.В., Келеман И.Н., Гаранджа И.А. и др.. Каталог и подробные данные о землетрясениях Карпат за 2005 год //Сейсмол. бюл. Украины за 2005 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2007. – С. 49-145.
4. Чуба М.В., Келеман И.Н., Гаранджа И.А. и др.. Каталог и подробные данные о землетрясениях Карпат за 2006 год // Сейсмол. бюл. Украины за 2006 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2008. – С.138- 276.
5. Габсатарова И.П., Бабкова Е.А. Параметры Бердянского землетрясения 31 июля 2006 г. с MS=3.3, (Украина, Запорожская обл.) // Сейсмол. бюл. Украины за 2006 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2008. – С. 8-26.

6. Пустовитенко А.Н., Свидлова В.А., Князева В.С., Бушмакина Г.Н. Бердянское землетрясение 31.07.2006 г. // Сейсмол. бюл. Украины за 2006 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2008. – С. 27-30.
7. Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф., Чуба М.В. и др.. Сейсмичность Карпат в 2006 г. // Сейсмол. бюл. Украины за 2006 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2008. – С. 31-41.
8. Чуба М.В., Келеман И.Н., Гаранджа И.А. и др.. Каталог и подробные данные о землетрясениях Карпат за 2007 год //Сейсмол. бюл. Украины за 2007 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2009. – С. 66-129.
9. Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф., Чуба М.В. и др..Сейсмичность Карпат в 2007 г. // Сейсмол. бюл. Украины за 2007 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2009. – С. 23-31.
10. Козиненко Н.М.Подробные данные о землетрясении 25 декабря 2007 г. в районе Кривого Рога (Днепропетровская область) // Сейсмол. бюл. Украины за 2007 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2009. – С. 63-65.
11. Скляр А.М., Князева В.С., Останин А.М. Макросейсмический эффект Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 г. // Сейсмол. бюл. Украины за 2007 год. – Севастополь: НПЦ ″ЭКОСИ-Гидрофизика″, 2009. – С. 14-16.
12. Пронишин Р.С., Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф. Микулинецкое землетрясение 3 января 2002 г. // Сейсмол. бюл. Украины за 2002 г. – Симферополь: НПЦ ″ЭКОСИ – Гидрофизика″, 2004. – С. 97-114.
13. Кутас В.В., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М., Калитова И.А. Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. // Геофиз. журн. – № 1. – 2009 . – С. 42-52.

УДК 550.34

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗАЩИТА В УКРАИНЕ

А.В. Кендзера, Ю.В. Лесовой, Т.А. Амашукели, Ю.В. Семенова

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

Опыт катастрофических землетрясений, которые одно за другим произошли на Гаити (12.01.2010 г. с Mw = 7.0) и в Чили (12.01.2010 г. с Mw = 7.0), заставляет сейсмологов еще раз проанализировать их последствия и сопоставить ситуацию с сейсмической защитой в этих странах с ситуацией в Украине.

Оба землетрясения приурочены к мощным сейсмоактивным поясам планеты. Землетрясение в Гаити, как видно из рис. 1 [1], произошло в пределах сейсмоактивного пояса, связанного с зоной столкновения Карибской плиты с Южно-Американской. Землетрясение вблизи Чили – с подвигом плиты Наска под Южно-Американскую континентальную плиту. В обоих случаях землетрясения имели место в районах, где мощные сейсмические события не есть редкостью, что заставляло сейсмологов и руководство обеих стран заранее готовиться к сильным землетрясениям.

К сожалению, как видно из сравнения карты общего сейсмического районирования (ОСР) территории Гаити, представленной на рис. 2 [2], и карты макросейсмических проявлений землетрясения 12.01.2010 года, представленной на рис. 3 [3], интенсивность сейсмических проявлений при землетрясении оказалась, в действительности, выше прогнозируемой сейсмологами на карте ОСР Гаити. Уровень прогнозируемых картой ускорений сейсмических колебаний, которые с вероятностью 90 % не будут превышены за ближайшие 50 лет, соответствует средним ускорениям сейсмических колебаний при 7-ми бальных землетрясениях. В действительности при землетрясении 12.01.2010 г., как видно из рис. 3, в районе столицы Гаити г. Порт-о-Пренс наблюдались 9 бальные макросейсмические эффекты (по 12

бальной шкале). Очевидно, что спроектированные на 7-ми бальные воздействия дома и сооружения не могли оставаться невредимыми при 9-ти бальных. В результате основного толчка и нескольких сотен афтершоков погибло более 280 тыс. человек, несколько миллионов людей потеряли жилье и работу. По данным Межамериканского банка развития потери, причиненные землетрясением, могут достигать 14 млрд. долларов США [4]. Кроме того, из опыта аналогичных прошлых катастроф известно, что после них уровень доходов населения страны снижается в среднем на 30 %, невзирая на предоставляемую мировым сообществом помощь.

Рис. 1. Литосферные плиты западного полушария Земли (вырезка из карты [1])

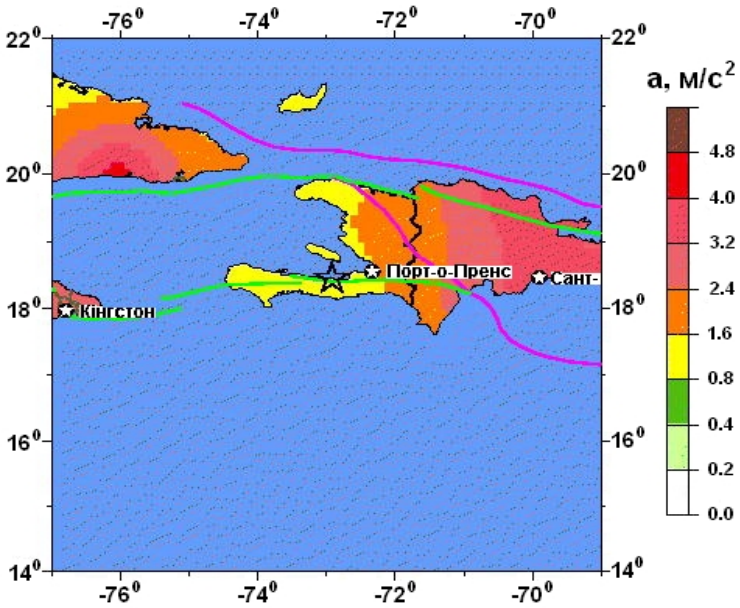


Рис. 2. Карта общего сейсмического районирования острова Гаити и соседних районов [2]. *Цветами показана прогнозируемая величина ускорений сейсмических колебаний в м/с², которая с вероятностью 90 % не будет превышена за ближайшие 50 лет, что отвечает среднему периоду повторяемости соответствующих максимальных землетрясений один раз в 500 лет*

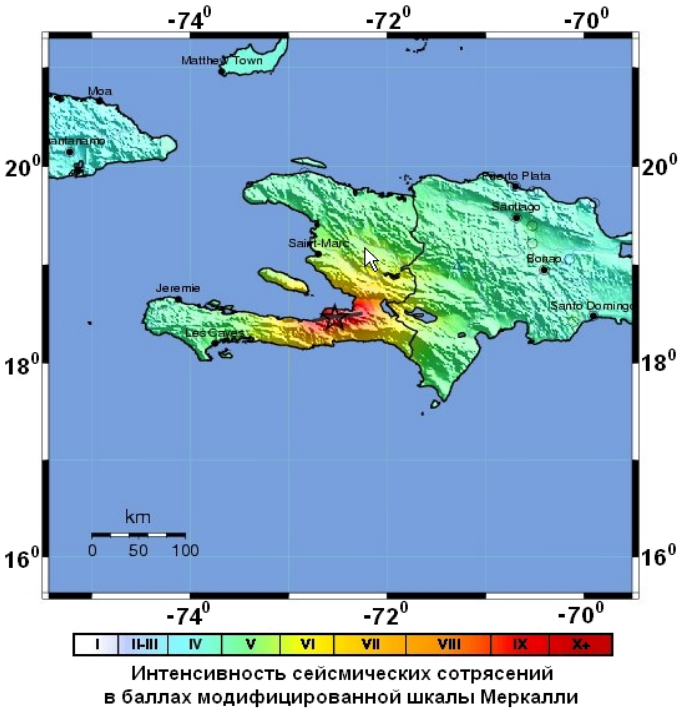


Рис. 3. Карта макросейсмических проявлений землетрясения 12.01.2010 г. с Mw = 7.0 на территории острова Гаити [3]. *Цветами показана зарегистрированная интенсивность сейсмических сотрясений в баллах модифицированной шкалы Меркалли*

Землетрясение у берегов Чили было намного мощнее, однако по официальным данным, количество его жертв была несравненно более низкой (780 человек), в первую очередь, благодаря тому, что в стране уже много лет значительное внимание уделяется сейсмостойкому проектированию и строительству, а также мероприятиям защиты от цунами. Особенно интенсивно эта работа проводится после землетрясения 22.05.1960 г. с Mw = 9.5, которое считается самым сильным с 1900 года, когда для регистрации сейсмических событий в мире начали широко применять инструментальные методы.

Сравнение последствий землетрясений на Гаити и в Чили показывает важность правильной оценки уровня сейсмической опасности площадок существующих и проектируемых домов и сооружений. Принятая в данное время в мире концепция сейсмической защиты предусматривает необходимость проведения защиты от землетрясений каждым инвестором, владельцем и застройщиком, которые сооружают жилые дома и промышленные сооружения в сейсмических зонах. В то же время, следует констатировать, что самостоятельно инвесторы, владельцы и застройщики не имеют возможности получать необходимую для сейсмической защиты сейсмологическую информацию о величине параметров максимальных сейсмических воздействий, которые с заданной вероятностью непревышения могут реализоваться на площадке существующей, или проектируемой застройки. Эту задачу должно решать Государство. В частности, в Украине Министерство региональной политики и строительства вместе с Национальной академией наук разработали и внедрили в действие в 2007 году Государственные строительные нормы В.1.1:12-2006 ″Строительство в сейсмических районах Украины″ [5], в которых, в Приложении А, приводятся таблицы населенных пунктов с указанием прогнозируемой интенсивности сейсмических сотрясений, а в Приложении Б – карты общего сейсмического районирования, на которых показана прогнозируемая интенсивность сейсмических сотрясений в баллах макросейсмической шкалы MSK-64, которая с вероятностью 90, 95 и 99 процентов не будет превышена за ближайшие 50 лет. В основном тексте этого документа приводятся правила использования сейсмологических данных, а также правила защиты домов и сооружений в разных сейсмических условиях [5].

Территория Украины на юге и юго-западе охвачена влиянием мощного сейсмоактивного пояса планеты, который образовался в результате столкновения крупных тектонических

плит: Евразийской, Африканской, Аравийской и Индийской. Пояс протянулся от Азорских островов через Средиземное и Черное моря, Кавказ, Среднюю Азию и далее на Гиндукуш, Тибет – на остров Суматра и дальше на юг, где он соединяется с Тихоокеанским планетарным сейсмоактивным поясом. Влияние пояса распространяется на западные области Украины, Буковину, юго-западную часть Одесской области, юг Николаевской, Херсонской, Запорожской областей и территорию АР Крым. Пояс включает Карпатскую дугу с сильными подкоровыми землетрясениями в зоне Вранча, которые в прошлом 5 раз сотрясали не только территорию Украины, но даже Москву и Санкт-Петербург. Землетрясения на территории Украины были в прошлом, фиксируются сейсмическими станциями и чувствуются людьми в настоящее время и, к сожалению, будут в будущем.

Сейсмический риск на территории Украины является достаточно высоким также из-за недостаточной изученности локальной сейсмичности и занижения оценок реальной сейсмической опасности нормативным документом СНиП-II-7-81 ″Строительство в сейсмических районах″ [6], который действовал в Украине до 2007 года. Определение реальных параметров сейсмической опасности требует наличия данных инструментальных сейсмологических наблюдений о локальной сейсмической активности и о проявлениях мощных отдаленных сейсмических событий.

В условиях увеличения техногенной нагрузки и значительной изношенности основных фондов, в Украине существенно увеличились риски связанные с опасными влияниями землетрясений, что, в свою очередь, повышает уровень техногенной опасности в разных отраслях народного хозяйства. Сопровождаемые сдвигами, обвалами, селями, цунами и другими опасными явлениями, землетрясения могут повлечь значительные материальные и социальные последствия.

В последнее время, с достаточно короткими временными интервалами, возникали катастрофические землетрясения (12.05.2008 г. в Китае с Mw=7.8; 05.10.2008 г. в Киргизстане с Mw = 6.6; 06.04.2009 г. в Италии с Mw = 6.3; 13.01.2010 г. на Гаити с Mw = 7.0; 26.02.2010 г. в Японии с Mw = 7.2, в 27.02.2010 г. в Чили с Mw = 8.8; 04.03.2010 г. на Тайване с Mw = 6.4 и т.д.), которые привели к гибели людей и к огромным финансовым потерям. В большинстве случаев разрушение домов и сооружений происходит вследствие заниженной оценки реальной сейсмической опасности территорий. В свою очередь, разрушенные дома убивают, калечат людей и вызывают техногенные катастрофы. Убыток от землетрясений можно существенно уменьшить при надлежащей технической и организационной подготовке к ним. При правильном определении уровня сейсмической опасности и его учете можно избежать жертв, а материальные потери минимизировать.

При подготовке к будущим землетрясениям в Украине актуальным является изучение сейсмостойкости существующих зданий и сооружений в районах, где сейсмическая опасность по новой карте ОСР-2004 оказалась выше опасности, указанной на действующей до 2007 г. нормативной карте СР-78 [7]. Входными данными должны служить материалы наблюдений за местными и телесейсмическими землетрясениями на сейсмических станциях, расположенных в изучаемых районах, или максимально приближенных к ним.

Существующие в мире современные научно обоснованные эффективные концепции сейсмической защиты включают: определение количественных значений параметров реальной сейсмической опасности и риска; снижение уязвимости населенных районов путем повышения сейсмостойкости уже существующих зданий и сооружений; разработку и внедрение в действие норм сейсмостойкого строительства, которые отвечают реальной сейсмической опасности; контроль за сейсмостойким строительством и правильной эксплуатацией зданий и сооружений; повышение осведомленности населения, путем образования и тренингов; оперативное оповещение о факте возникновения сильного землетрясения и быстрое реагирование на него; реабилитацию потерпевшего населения и районов; страхование от последствий землетрясений.

Опыт деятельности в отрасли сейсмической защиты таких развитых стран, как Япония, США, Канада, Франция, Италия и др., показывает, что основой сейсмической защиты в

Украине должно стать 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 реальной сейсмической опасности, наравне с надежными данными о сейсмической уязвимости сооружений, является необходимым для сейсмостойкого проектирования и выработки мероприятий по снижению сейсмического риска. Основным звеном, которое поставляет объективные данные для деятельности по защите от землетрясений, являются сейсмические наблюдения.

При Институте геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины функционирует сеть сейсмических станций, которая фактически исполняет роль национальной сейсмологической сети для информационного обеспечения работ по сейсмической защите. Сеть поставляет унифицированные данные о сейсмических проявлениях на территории Украины, на основе которых определяются научно обоснованные прогнозные значения сейсмической опасности, необходимые центральным и местным органам власти для обеспечения стабильного развития сейсмических регионов, а также научно-исследовательским институтам других министерств и ведомств, работающих в смежной отрасли сейсмостойкого проектирования и строительства.

Согласно постановления КМ Украины от 28.06.97 г. № 699 при ИГФ НАН Украины работает Национальный центр сейсмологических данных и два региональных центра: Карпатский (г. Львов) и Крымский (г. Симферополь), в которые непрерывно поступают данные инструментальных наблюдений из сети сейсмических и геофизических станций НАН Украины. В настоящее время в состав сети наблюдений входят 38 сейсмических и геофизических станций, в том числе опорные сейсмические станции ″Львов″, ″Ужгород″, ″Межгорье″, ″Косив″, ″Киев-IRIS″, ″Симферополь″, ″Ялта″, ″Севастополь″, ″Рахов″, ″Камянец-Подольский″, магнитные обсерватории ″Дымер″, ″Одесса″, ″Ивано-Франково″ и ряд региональных станций. В 2009 году были открыты 2 новые сейсмические станции: ″Николаев″ и ″Шуцкое″.

Результаты проведения сейсмических наблюдений широко используются при решении задач по основным направлениям фундаментальных научных исследований ИГФ НАН Украины: изучению тектоники, структуры, геодинамики и эволюции континентальной и океанической литосферы; построению трехмерных комплексных геофизических и петрофизических моделей геологических структур с целью прогнозирования полезных ископаемых; разработке и внедрению новых технологических автоматизированных систем обработки и интерпретации геофизической информации; геофизическим исследованиям окружающей среды с целью прогнозирования сейсмической опасности и других угрожающих природных явлений. Геодинамические процессы, которые постоянно изменяют напряженно-деформированное состояние геологической среды не только в сейсмоактивных зонах, но, как теперь научно доказано, и на территориях древних платформ планеты, требуют постоянного инструментального контроля.

Комплексирование сейсмологических и других геофизических исследований позволяет изучать связь геофизических полей с подготовкой очагов сильных землетрясений.

Выводы. Для сейсмостойкого проектирования и выработки антисейсмических мероприятий необходимо знание количественных параметров реальной сейсмической опасности и данные о сейсмической уязвимости сооружений. Основным звеном, поставляющим объективные данные для деятельности по защите от землетрясений, являются сейсмологические наблюдения. Для получения надежных исходных данных необходимо обеспечить дальнейшее расширение (увеличение количества и равномерности распределения) сети сейсмических станций и их переоснащение современной аппаратурой и программным обеспечением.

На государственном уровне необходимо предусмотреть централизованный заказ и финансирование работ по регулярному (раз в 10 лет) обновлению карт общего сейсмического районирования территории Украины и усовершенствованию нормативных документов по сейсмостойкому проектированию и строительству, с учетом новых данных о геодинамической ситуации на территории страны и с применением новых более совершенных методик

определения количественных параметров реальной сейсмической опасности строительных и эксплуатационных площадок.

ЛИТЕРАТУРА

1. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/ru/2/22/Tectonic_plates(rus).png
2. http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2010/eq_100112_rja6/neic_rja6_w.html
3. http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/shakemap/global/shake/2010rja6/
4. http://www.rbc.ua/rus/newsline/show/mezhamerikanskiy_bank_razvitiya_ushcherb_prichinennyy_zemletryaseniem_gaiti_mozhet_dostigat_14_mlrd_doll_16022010
5. Государственные строительные нормы ГСН В.1.1-12:2006. Строительство в сейсмических районах Украины. – Киев: Министерство строительства, архитектуры и жилищно-комунального хозяйства Украины, 2006. – 84 с.
6. Строительные нормы и правила СНиП-II-7-81*. Строительство в сейсмических районах. – М.: Госстрой СССР, 1991. – 50 с.
7. Сейсмическое районирование территории СССР. (Методические основы и региональное описание карты 1978 г.) / Отв. ред. В.И.Бунэ, Г.П. Горшков. – М.: Наука, 1980. – 308 с.

УДК 553.632:553.98 (470.4/.5)

СТРОЕНИЕ ПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ И ПОИСКОМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

О.С. Киреенко, Ю.А. Писаренко

ФГУП НВНИИГГ, г. Саратов, Россия

В составе соленосной толщи Прикаспийского региона присутствуют отложения нижней и верхней перми, которые палеонтологически обоснованы и распознаются при анализе материалов промысловой геофизики и сейсморазведки. В составе нижнепермской соленосной толщи выделено до девяти ритмов чередования различных литогенетических типов пород (рис. 1).

Анализ ритмостратиграфического строения соленосной толщи обрамления Прикаспийской впадины, начиная от республики Калмыкия до Предуральского прогиба включительно, позволяет выделить системы разновозрастных палеопрогибов и палеоподнятий, наиболее ярко отраженных в строении нижних волгоградской и балыклейской ритмопачек (свит).

Накопление каменной соли началось с позднеартинско-филипповского времени на территории Прикаспийской впадины. Об этом свидетельствуют данные бурения. При переходе во впадину отмечается расслоение подсолевой карбонатно-сульфатной толщи пластами каменной соли. Это подтверждается и палеонтологическими данными (рис. 2).

Волгоградский этап соленакопления охватывал не только территорию Прикаспийской впадины, но и прибортовые прогибы, распространенные на ее обрамлении. Наибольшее распространение породы этой свиты получили в северном обрамление впадины и на востоке Оренбургской области. Эта соль компенсировала и Предуральский прогиб. По составу волгоградская свита представлена достаточно чистой от калийных и сульфатных пород каменной солью. Верхняя часть разреза в значительной степени обогащена полигалитом.

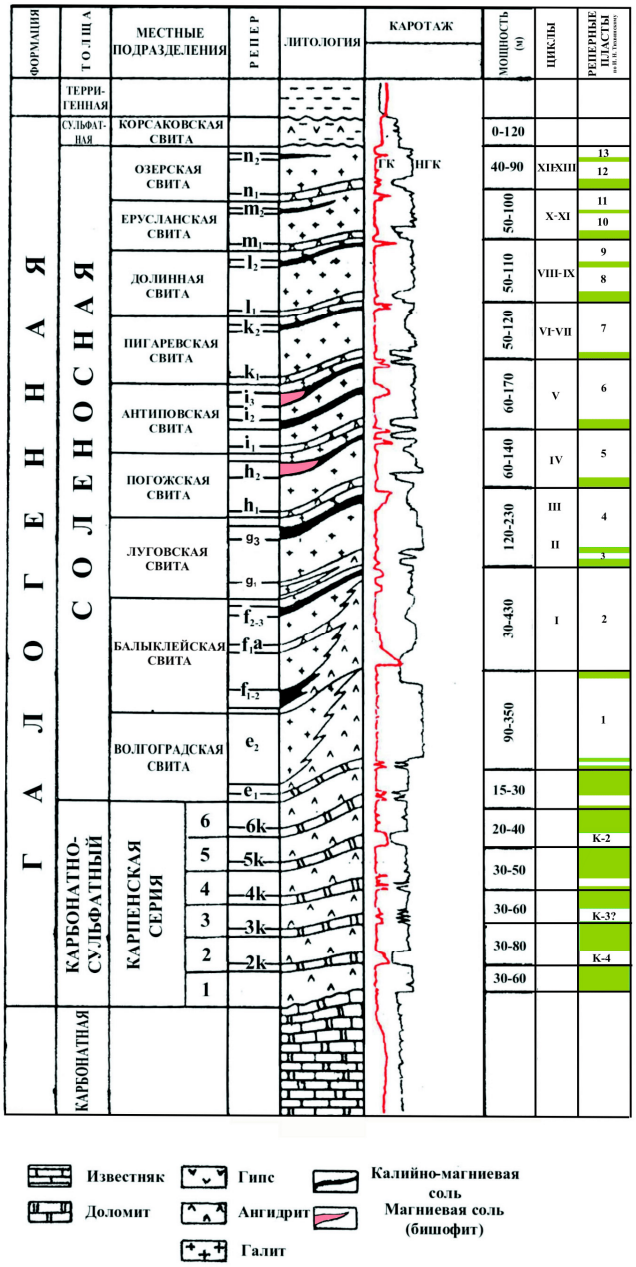


Рис. 1. Типовой стратиграфический разрез нижнепермской геологической формации северного обрамления Прикаспийской впадины (Ю.А. Писаренко и др. 1982)

Последующий балыклейский этап соленакопления захватывал более обширную территорию обрамления Прикаспийской впадины. Изменения мощности и состава пород балыклейской свиты отражают существовавший перед соленакоплением палеорельеф особенно территории, расположенной за контуром распространения волгоградской свиты. Для нижней и верхней частей свиты характерно присутствие полигалитовых пород промышленной концентрации (Шарлыкское месторождение Оренбургской области). В зонах палеопрогибов пласты полигалитовых пород балыклейской и волгоградской свит могут сливаться в единую зону.

Последующие ритмопачки луговская, погожская и антиповская характеризуются менее изменчивыми значениями мощностей, что отражает произошедшую перед их накоплением значительную компенсацию палеорельефа.

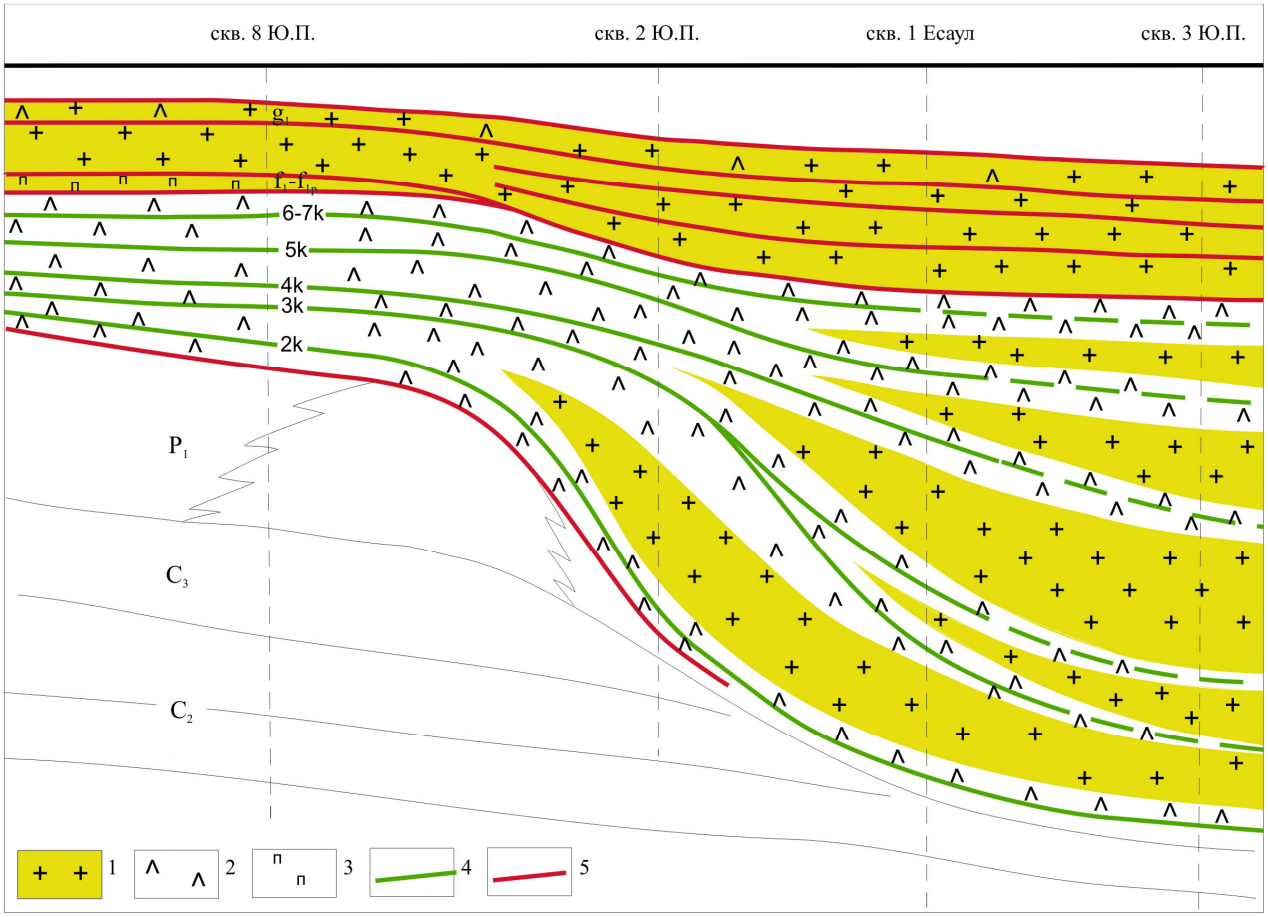


Рис. 2. Палеопрофиль к началу луговского времени (g1) Карасальская моноклиналь. *Условные обозначения: 1 – каменная соль; 2 – ангидрит; 3 – полигалит; 4 – пласты карбонатных пород, реперные зоны; 5 – пласты ангидрита*

Для луговского времени в северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины характерно развитие полигалит-галитовых пород, для северного обрамления – полигалит-ангидритовых. Обмеление солеродного бассейна привело к формированию пластов бишофита с карналлит-сильвинитовой оторочкой на волгоградской территории в погожское и антиповское время, на саратовской (западная часть) в погожское. Далее на восток в пределах саратовской, уральской и оренбургской областей локализованы участки сильвинитовых и сильвинит-карналлитовых пород погожской ритмопачки. В целом в восточном направлении отмечается более широкое распространение полигалитовых пород.

Границы распространения соленосной толщи на волгоградском обрамлении впадины (Приволжская моноклиналь) и, особенно, оренбургско-самарском участке (Бузулукская впадина и Восточно-Оренбургский свод) в значительной мере являются седиментационными. В сторону этой границы отмечается выклинивание пластов каменной и калийной солей, слияние сульфатных пластов и сокращение ритмостратиграфической полноты разреза сверху. На саратовском участке граница распространения соленосной толщи является вторичной за счет подземного выщелачивания соленосных пород в районе Жигулевско-Пугачевского свода. Мощность сформированного здесь кепрока, как продукта подземного выщелачивания, достигает 150-200 м. На остальных территориях мощность покровного сульфатного пласта не превышает 50 м и изменения его мощности не зависят от стратиграфической полноты соленосного разреза.

Присутствие перед соленакоплением палеопрогибов и палеоподнятий обусловлено существованием карбонатно-сульфатных палеовалов (рис. 3), выраженных увеличенными значениями сульфатных и карбонатных пород. Последние в районе палеовалов часто представлены породами биогермных фаций и в плане своей современной структурной выраженности и улучшенных коллекторских свойств представляют интерес для поиска ловушек УВ.

В случае расслоения карбонатно-сульфатной толщи пластами каменной соли на территории Прикаспийской впадины внутрисолевые карбонатные пласты в результате формирования соляных куполов и гряд могут формировать крупные внутрисолевые структурные ловушки для УВ.

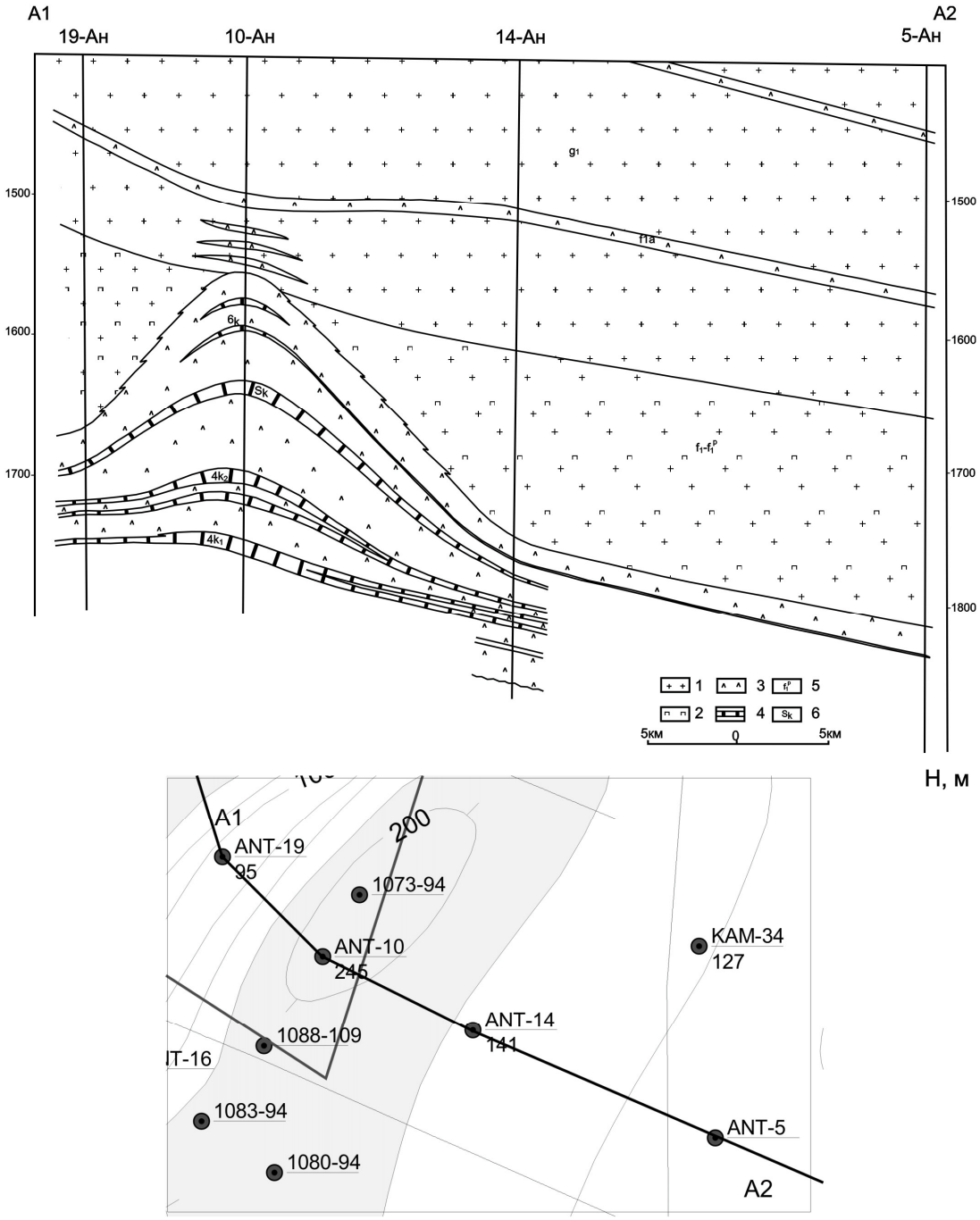


Рис. 3. Подсолевое палеоподнятие. Антиповская площадь. *1 – галит; 2 – полигалит; 3 - ангидрит; 4 – доломит; 5 – реперный пласт соленосной толщи; 6 – реперный пласт карбонат-сульфатной толщи*

Увеличенная мощность соленосных пород и сокращенная мощность карбонатно-сульфатных в зонах палеопрогибах и, наоборот, в районах палеоподнятий объясняется различными скоростями накопления осадков различного минерального состава и избирательностью участков для интенсивного осаждения. Ритмичное строение карбонатно-сульфатной толщи свидетельствует о периодической смене карбонатной и сульфатной седиментаций. При этом, в обоих случаях в районе палеоподнятий, как наиболее прогреваемых сульфатные и карбонатные породы накапливались в увеличенных мощностях. Карбонатные породы, как

правило, характеризовались улучшенными первичными свойствами коллекторов за счет преобладания биогенной седиментации над хемогенной. При благоприятных палеогеографических условиях каждый последующий этап сульфатной и карбонатной седиментации приводил к более яркой выраженности палеоподнятия в рельефе, что приводило к формированию подсолевых палеовалов.

В условиях резкого повышения солености вод распределение седиментационной мощности каменной соли характеризуется обратной тенденцией. Происходит стекание более тяжелой рапы в погруженные участки дна бассейна, в пределах которых начинается отложение каменной соли. На мелководье каменная соль может отсутствовать или находиться в небольших мощностях, по сравнению с глубоководными участками. Существовавший перед соленакоплением палеорельеф, в виду высокой скорости осадконакопления, был компенсирован отложениями нижней соленосной ритмопачки. В одних случаях это может быть волгоградская, за пределами распространения пород последней – балыклейская ритмопачка.

Для поиска калийных и магниевых солей первоочередными являются районы выделенных палеопрогибов.

Для поиска скоплений УВ первоочередное значение имеют зоны палеоподнятий, которые по подсолевым карбонатно-сульфатному и карбонатному комплексам могут характеризоваться благоприятными структурными условиями и высокими коллекторскими свойствами пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ МАЛОАПЕРТУРНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППОЙ В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛЕНИНГРАДСКОЙ АЭС-2

С.Б. Кишкина[1], Г.Г. Кочарян[1], Д.Н. Локтев[1], И.А. Санина[1],
С.Г. Волосов [2], Н.Л. Константиновская [1], М.А. Нестеркина [1], О.А.Черных[1]

[1]Институт динамики геосфер, г. Москва, Россия;
[2]Институт физики Земли, г. Москва, Россия

Впервые на территории России для контроля за сейсмическим режимом ближнего района размещения АС ИДГ РАН были осуществлены режимные наблюдения с использованием малоапертурной сейсмической группы. Приведены результаты наблюдений и идентификации сейсмических событий, зарегистрированных группой. Среди событий, не попавших в категорию техногенных, было зарегистрировано три, относящихся к ближнему району размещения ЛАЭС-2. Магнитуды этих событий лежат в диапазоне от 0 до 1.

Локальный мониторинг сейсмического режима в ближнем районе площадки ЛАЭС-2 предполагает не только контроль основных параметров микросейсмического шума, но и, в первую очередь, регистрацию и локацию местных и региональных эндогенных сейсмических событий. Частотный диапазон сигналов, которые должны регистрироваться системой сейсмического мониторинга, – от 0.5-1 до 20-30 Гц, поскольку аппаратура должна регистрировать как высокочастотные местные, так и более длиннопериодные телесейсмические и региональные события. Что касается местных сигналов, то наиболее вероятными для контролируемой территории предполагаются события с магнитудой от нуля (таких событий ожидается около шести в год) до минус единицы (63 события в год) [1].

До сегодняшнего дня для целей сейсмического мониторинга атомных станций используются локальные сети, состоящие из отдельных станций.

Опираясь на успешный опыт работы сейсмической группы ″Михнево″, установленной в похожих условиях преобладания осадочных пород [2], впервые на территории России для сейсмического мониторинга АС нами была использована малоапертурная сейсмическая группа.

Малоапертурная сейсмическая группа

Группирование предполагает площадную расстановку N сейсмических датчиков, положение которых задается в прямоугольной системе координат. Повышенная чувствительность сейсмических групп достигается за счёт пространственной обработки всех сигналов, регистрируемых имеющимся набором сейсмоприёмников. Основная процедура обработки заключается в суммировании сейсмических записей, получаемых на N датчиках. Суммирование осуществляется с такими временными задержками, которые позволяют совместить обнаруженные на отдельных каналах регистрации сигналы. При этом (поскольку сигнал когерентен, а шум нет) за счет подавления шума сигнал становится более выраженным, соотношение сигнал/шум возрастает в несколько раз. По теоретическим оценкам – в $\sqrt{N}$ раз.

Выбор параметров регистрирующей аппаратуры и мест ее установки требует данных о геодинамических и сейсмотектонических условиях площадки. На базе составленных [3] карт линеаментов различного ранга и карт иерархически соподчиненных блоков для территории АС и ближнего района было выбрано место установки сейсмической группы – участок побережья Финского залива в районе города Сосновый Бор. Группа вела регистрацию в течение месяца (октябрь – ноябрь 2009 года).

Район установки малоапертурной группы "Сосновый Бор" и схема ее конфигурации приведены на рис. 1. Группа состоит из семи трехкомпонентных пунктов регистрации, установленных в шурфах на глубине 1 м. Пункты расположены на двух концентрических окружностях; на каждом кольце расположены по три датчика и один в центре группы.

Район расположения группы отличается большим количеством событий техногенного происхождения, кроме того, акватория Финского залива генерирует постоянные колебания в частотном диапазоне около 1-2 Гц (рис. 2). Это осложняло регистрацию полезного сигнала.

Рис. 1. Район расположения и конфигурация группы "Сосновый Бор"

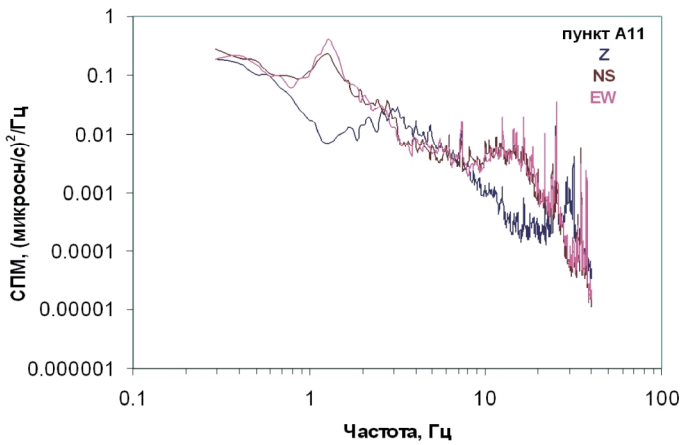


Рис. 2. Пример спектральной характеристики микросейсмического фона в ночное время для трех компонент. *Пункт регистрации A11. На горизонтальных компонентах отчетливо выделяется влияние прибоя (1-2 Гц) и узкие пики, присущие техногенным сигналам (8.33, 12.5, 25 Гц и т.д.)*

За время работы группы было зарегистрировано порядка тысячи событий.

Результаты регистрации сейсмических событий

На рис. 3 приведен пример исходной записи по всем каналам группы. Хорошо видны многочисленные события. Анализ этих событий по времени суток и частотному составу – максимальное количество в интервале 8-18 часов МСК , частотный диапазон составляет от 1-3 до 15-20 Гц – позволил идентифицировать их как записи колебаний грунта, вызванные различными факторами, в том числе проезжающими автомобилями, т.к. в непосредственной близости от места расположения сейсмических датчиков находится оживленная автомобильная трасса С-Петербург-Сосновый Бор.

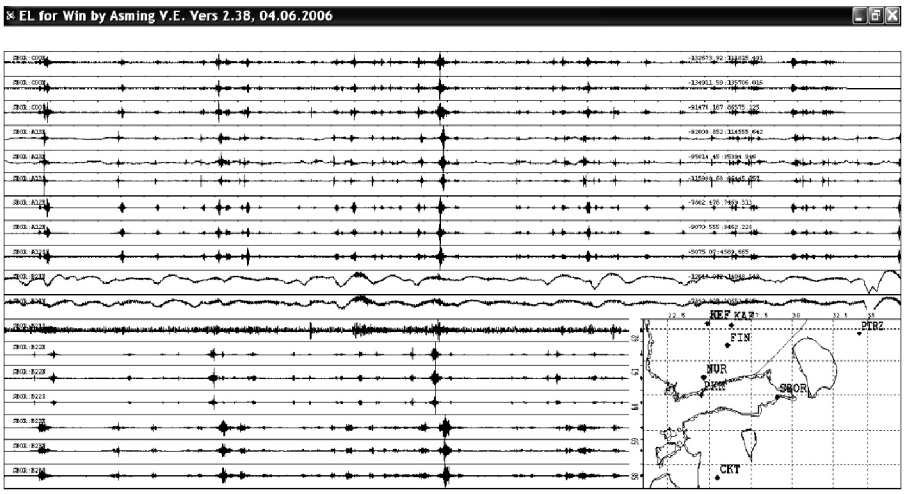


Рис. 3. Пример исходной сейсмической записи. В центральной части – записи широкополосной станции

Если от помех, вызванных прибойными колебаниями или работой постоянного оборудования, достаточно просто было избавиться с использованием простой полосовой или, соответственно, режекторной фильтрации, то для уверенной идентификации автомобильного транспорта велся дневник визуальных наблюдений проходящих машин. Согласно этим данным были выбраны основные параметры, присущие характерным сигналам, вызванным прохождением легковой машины – грузовика – крупногабаритного транспорта. При этом одним из самых характерных детерминационных признаков сигнала, вызванного движением автотранспорта, являлись временные метки его появления на определенных каналах группы, соответствующие геометрии взаиморасположения трассы и датчиков (рис. 4).

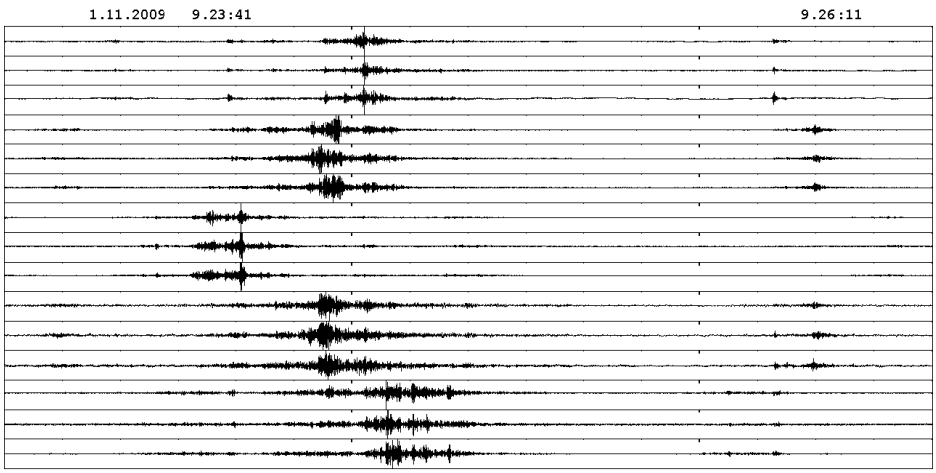


Рис. 4. Пример регистрации малоапертурной группой движения автомашины

Идентификация каждого сигнала, прошедшего первый этап разделения на явно техногенные и сигналы неясной природы (визуальный анализ, сравнение с полученными харак-

терными образами сигналов автомобилей, фильтрация), проводилась индивидуально на нефильтрованной записи.

Как уже отмечалось выше, район расположения группы отличается высоким уровнем шума, поэтому для идентификации событий не использовались каналы, которые в данный интервал времени были более зашумленными, чем остальные. Такая возможность селекции каналов подчеркивает преимущества наблюдений и интерпретации с помощью сейсмической группы по отношению к одиночной станции.

В результате первого этапа обработки было отобрано около 100 событий.

Обработка этих наблюдений проводилась программой ELWIN [4], которая позволяет оперативно обрабатывать многоканальные сейсмические записи.

Проведенная локация оставшихся сигналов показала, что источниками их являются, предположительно, карьерные взрывы, далекие землетрясения и локальные события неустановленной природы, среди которых несколько попадают в акваторию Балтийского моря и три находятся на расстоянии от 3 до 9 км от строящейся площадки.

Оценочная схема расположения источников зарегистрированных событий приведена на рис. 5. Эпицентры событий, зарегистрированных за период наблюдений, в основном, находятся в пределах 60-160 км.

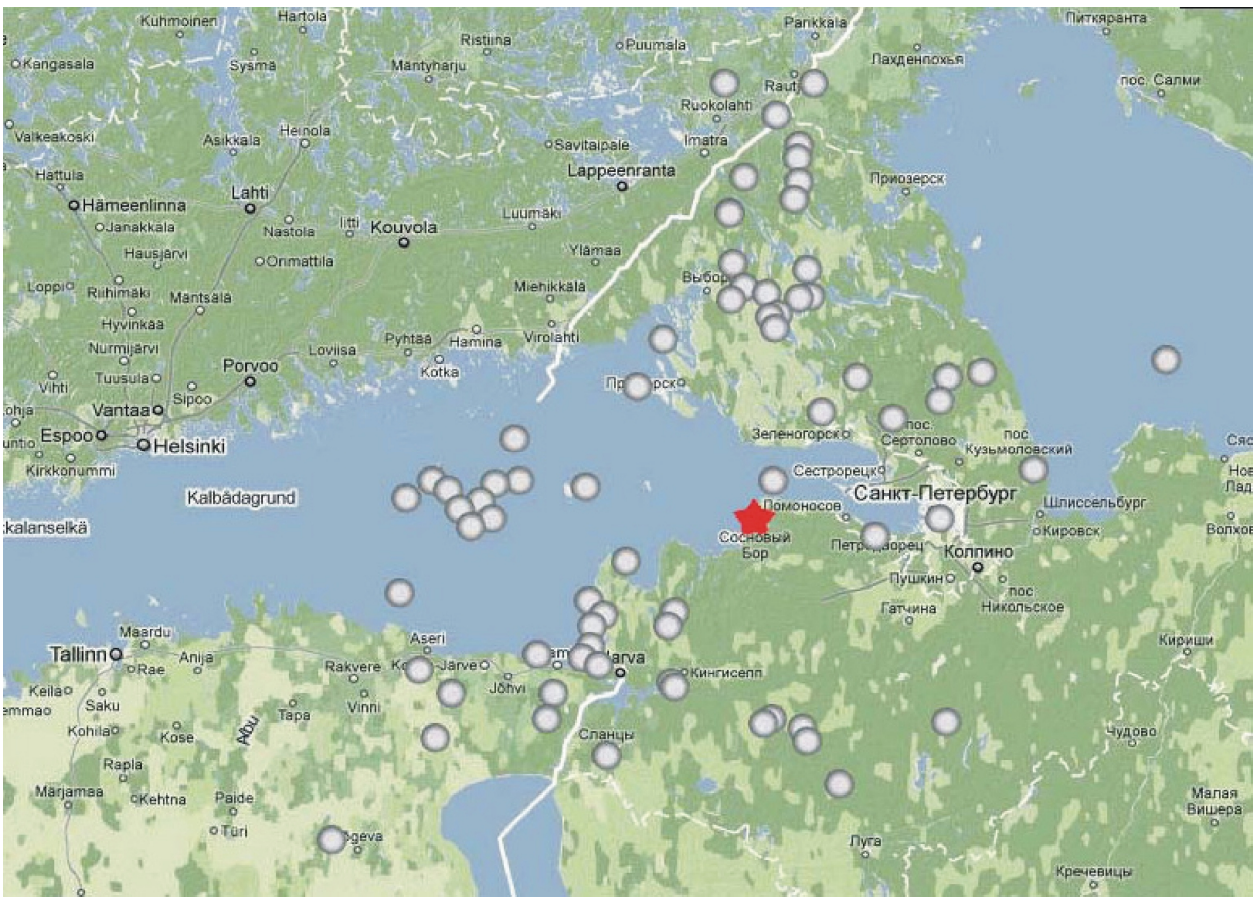


Рис. 5. Оценочная схема расположения источников событий, зарегистрированных малоапертурной сейсмической группой "Сосновый Бор" с 07.10.2009 г. по 04.11.2009 г. *Место расположения группы обозначено звездочкой*

Выводы. Показана эффективность использования малоапертурной сейсмической группы для мониторинга сейсмических и геодинамических процессов на территории размещения АС. Из всех зарегистрированных событий, не попадающих в категорию техногенных, три относятся к ближнему району размещения ЛАЭС-2, причем все три попадают в зоны, выделяемые (как нашим автоматическим дешифрированием, так и предшественниками) как потенциально

сейсмогенные. Магнитуда одного из событий оценивается величиной 1.01, у двух других – около 0.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б. Метод сейсмического мониторинга территории объектов атомной энергетики на Восточно-европейской платформе. Проблемы взаимодействующих геосфер. Сборник научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 147-155.
2. Санина И.А., Черных О.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г. Малоапертурная сейсмическая антенна ″Михнево″ // Новые возможности изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы: Доклады Академии Наук. – Т. 428. – № 7. – 2009. – С. 536-542.
3. Иванченко Г.Н. Морфотектонический и линеаментный анализ территории, прилегающей к Ленинградской АЭС. Окончательный технический отчет. Сводный отчет. Уточнение геодинамических и сейсмических условий площадки ЛАЭС-2,ИФЗ РАН. ФГУП ″СПбАЭП″, Арх. № Ф-20611/1, Ф-20611/2,20611/3. – М., 2008.
4. Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона: Дис. на соиск. уч. степени канд. физ.-мат. наук. – М.: ИДГ РАН, 2004. –128 с.

УДК 550.830

ВЛИЯНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ НА ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В ДИФФУЗИОННОМ И КОНВЕКТИВНОМ РЕЖИМЕ ИЗМЕРЕНИЙ

И.А. Козлова, А.К. Юрков

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Поведение почвенного радона детально изучено многими исследователями при обосновании и проведении эманационной съемки, разведке урановых руд, а также в связи с разработкой мер по обеспечению безопасности от вредного воздействия радона на человеческий организм на специализированных предприятиях. Исторически сложилось так, что пик исследований радона пришелся на 60-е годы прошлого столетия, именно тогда были сделаны основные расчеты поведения поля радона в естественных условиях, разработаны методики и аппаратура для его измерения. Большой вклад в эти исследования внесли А.Г. Грамаков, В.И. Баранов, Г.В. Горшков, А.П. Кириков, а несколько позже Ю.П. Булашевич, Н.П. Карташов, И.М. Хайкович и др.

Направление и области исследований радона определялись потребностями производства. Прежде всего, это поиск глубокозалегающих месторождений радиоактивного сырья, обнаружение проницаемых структур, выходящих на поверхность и т.д. Эти задачи успешно решались методиками измерения концентрации почвенного радона в режиме его диффузионного поступления к датчику, либо периодического отбора проб почвенного воздуха.

Расширение области применения радона, в частности для изучения напряженного состояния горных пород, когда необходимо получать результаты, неискаженные процессом отбора проб и через сравнительно короткие промежутки времени (минуты), потребовало создание методик, которые позволили получать длительные во времени ряды наблюдений, объективно отображающие различные природные и техногенные воздействия на геологическую среду. Такого же рода измерения необходимы и для изучения влияния различных факторов на содержание радона и плотности его потока при экологических исследованиях. В

теоретическом плане решено большое количество задач, учитывающих различные условия выделения и миграции радона в природных средах. Однако экспериментальная проверка полученных результатов не всегда оказывается возможной из-за искажений вносимых процессом измерения объемной активности почвенного радона и технических трудностей постановки эксперимента.

Классическим методом регистрации объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе является "диффузионный", когда регистрируется содержание радона в неглубоких скважинах, поступающего в них за счет процесса диффузии из вмещающих пород. Измерение концентрации радона в естественных условиях можно проводить либо помещая детектор радона в измеряемую точку, либо выполняя отбор пробы почвенного воздуха с последующим измерением (рис. 1а). Кроме того, существенным является тот факт, что в естественных условиях, в отличие от лабораторных, мы имеем дело с интегральным воздействием ряда факторов, которые могут разнонаправлено влиять на изменение концентрации радона. Определяющим процессом при формировании радонового поля в горных породах является диффузия. Хорошо известны теоретические распределения концентрации радона с глубиной для различных геологических ситуаций. Такие распределения в большинстве случаев хорошо согласуются с экспериментальными наблюдениями, и на сегодняшний день практически все исследователи измеряют радон, который поступает в измерительные приборы только за счет процесса диффузии.

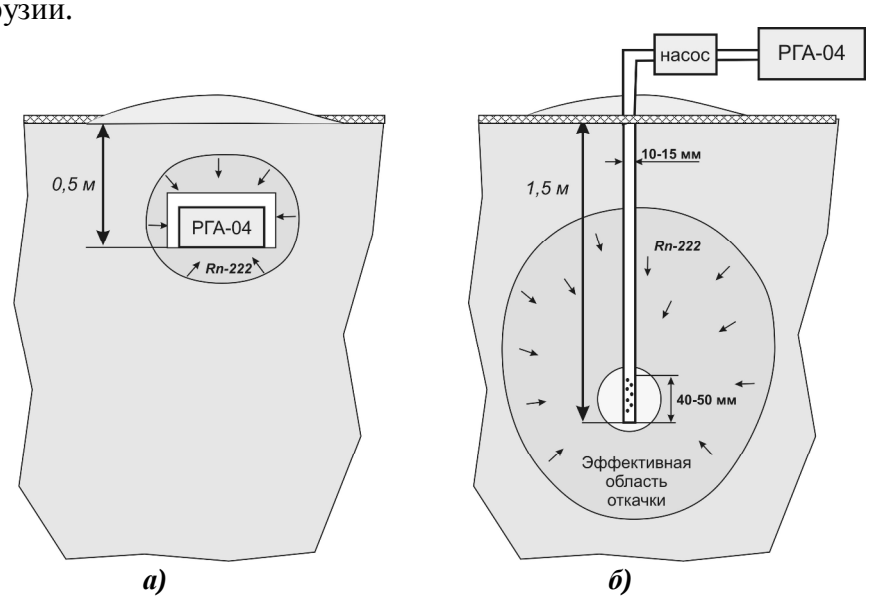


Рис. 1. Схемы проведения экспериментов по изучению вариаций объемной активности почвенного радона в диффузионном (а) и конвективном (б) режимах

На формирование радонового поля в неоднородном пространстве существенное влияние оказывает малое время жизни радона (5,5 суток) и медленность процесса диффузии. Отсюда ясно, что все измерения, связанные с отбором какого-то объема почвенного воздуха (пробы), приводят к существенным (с учетом пористости) искажениям поля радона. На его восстановление требуется достаточно большое время. Этим временем уже ограничивается возможная дискретность измерения, которая может быть недостаточной при изучении влияния ряда быстроменяющихся динамических процессов.

При измерениях почвенного радона необходимо сократить или уменьшить влияние метеорологических факторов. Поэтому большую роль играет выбор оптимальной глубины опробования или измерения. Реализация диффузионного режима на большой глубине может быть технически трудно осуществима. При непосредственном помещении датчика в измеряемую точку также существует опасность искажения полученных результатов за счет того, что детекторы (за исключением трековых) имеют достаточно большой объем, отличный от точечного. Их установка приводит к изменению диффузионных характеристик почв (при проходке и засыпке шпура) и образованию большого, по сравнению с размерами поля радо-

на, объема пустого пространства в точке установки детектора. Существующая современная серийно выпускаемая аппаратура не позволяет, к сожалению, реализовать геометрию точечного приемника. Но без выполнения этого условия практически невозможно изучать такие тонкие процессы, как влияние атмосферного давления, лунно-солнечных приливов, изменений напряженного состояния среды и т.д.

Для уменьшения влияния этих факторов необходимо увеличить эффективный объем горных пород. Чтобы реализовать это условие, нужно ускорить доставку радона из горных пород к детектору, тем самым увеличить область, из которой он, не успев распасться, доходит до прибора. Без искажения существующего напряженного состояния массива это можно осуществить путем создания более низкого барометрического давления в шпуре, что обеспечит приток радона из большего объема окружающих горных пород, т.е. применить режим вынужденной конвекции, который и был разработан в Институте геофизики УрО РАН (рис. 1б). Поскольку забор почвенного воздуха производится через отверстия на конце зонда, то выполняется условие точечного приемника. Область понижения давления имеет квазисферическую форму близкую к грушевидной, так как обычно ближе к поверхности пористость и проницаемость увеличивается, что приводит к уменьшению градиента давления. Квазистационарный режим течения воздуха через прибор устанавливается тогда, когда суммарный поток почвенного воздуха через границы образовавшейся области пониженного давления становится равным производительности насоса. Объемная активность радона в этом потоке почвенного воздуха определяется его генерацией в области откачки и потоком через границы этой области.

Этот способ позволяет применять при измерениях серийно выпускаемую аппаратуру, реализовать геометрию точечного приемника и не искажает диффузионные характеристики среды. Естественно, что для получения абсолютных значений концентрации радона режим вынужденной конвекции не применим, так как устанавливается новое квазистационарное состояние, определяемое глубиной точки опробования и градиентом создаваемого понижения давления. Но для изучения динамических процессов метод вынужденной конвекции, с нашей точки зрения, наиболее пригоден.

В Институте геофизики УрО РАН проводятся исследования по изучению вариаций объемной активности почвенного радона от различных природных и техногенных факторов.

Была проведена серия экспериментов по изучению воздействия искусственных источников упругих колебаний на изменение объемной активности почвенного радона в диффузионном и конвективном режимах измерений.

Схема эксперимента в диффузионном режиме заключалась в следующем: в камере на глубине 0,5 м был установлен прибор для измерения объемной активности радона. Сверху камера была закрыта проницаемой крышкой и засыпана слоем грунта толщиной 10-15 см (рис. 1а).

Кратковременное воздействие искусственных источников по площадке, находящейся на расстоянии 0,4-0,6 м от наблюдательной камеры, вызывает увеличение ОАР на 30 % через 3-4 часа. При воздействии источника большей мощности на расстоянии 10 м от регистратора, отклик был получен также через 3-4 часа (рис. 2).

При реализации измерений в режиме вынужденной конвекции в грунт герметично задавливается металлическая, перфорированная на нижнем конце трубка (зонд) диаметром 10-15 мм (рис. 1б). Длина перфорированного конца составляет 40-50 мм. Глубина погружения зонда лежит в пределах 0,7-1,5 м и определяется диффузионными свойствами грунтов. К верхнему концу зонда через гибкие герметичные шланги присоединяется вход вакуумного насоса, выход которого соединяется со штуцером измерительного прибора (РГА-04). Почвенный воздух из зонда постоянно откачивается насосом, пропускается через измерительную камеру РГА-04 и выходит через негерметичные соединения корпуса прибора. Воздействие искусственных источников упругих колебаний было произведено по площадке находящейся на расстоянии 0,5 м от наблюдательного шпура.

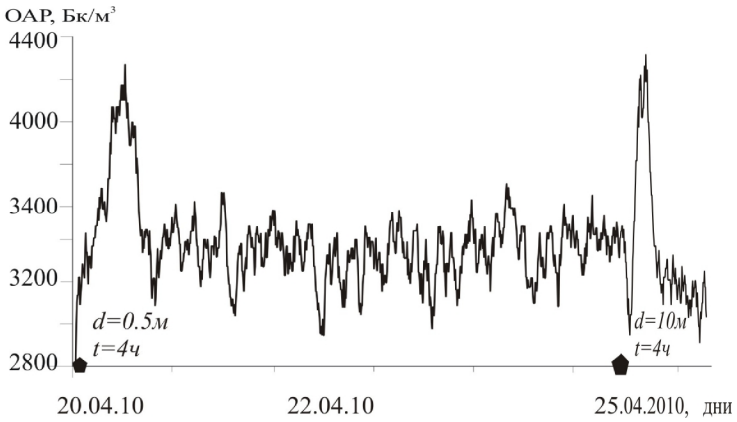


Рис. 2. Изменение объемной активности почвенного радона в диффузионном режиме при воздействии на среду искусственных источников упругих колебаний. ⬟ – *воздействие искусственного источника*

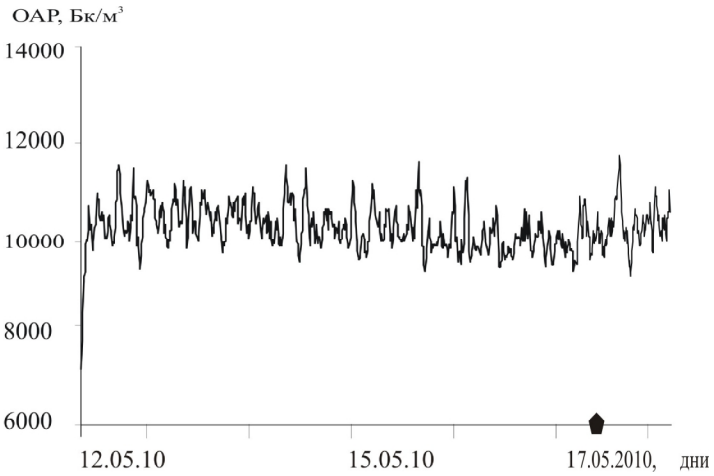


Рис. 3. Изменение объемной активности почвенного радона в режиме вынужденной конвекции при воздействии на среду искусственных источников упругих колебаний. ⬟ – *воздействие искусственного источника*

Достижение максимума объемной активности почвенного радона (ОАР) в диффузионном режиме через одно и то же время при различных расстояниях от точки воздействия до приемника может быть объяснено (при существующей медленности диффузионных процессов и малом времени жизни радона) только тем, что под воздействием упругих колебаний дополнительно выделяется радон из горных пород вблизи детектора (рис. 2). В качестве источника дополнительного радона поступившего в поровое пространство под воздействием упругих колебаний, скорее всего, выступает сорбированный на стенках пор и трещин радон. В камеру, где расположен измерительный прибор, радон поступает практически без продуктов распада, приходя в равновесие с ними примерно через 3-4 часа. То есть увеличение объемной активности радона обусловлено переходом части выделившегося радона из горных пород в камеру, где расположен прибор, и достижением равновесия с продуктами его распада примерно через 3-4 часа.

В режиме вынужденной конвекции, за счет увеличения эффективной области откачки объемная активность радона увеличилась в 3 раза (рис. 3). После воздействия искусственного источника упругих колебаний увеличение ОАР было на уровне погрешности. На наш взгляд, объяснением таких изменений ОАР может быть следующее. При измерениях в режиме вынужденной конвекции, в эффективном рабочем объеме горных пород создается понижение давления, в том числе и парциального давления радона. В результате количество сорбированного на стенках пор и трещин радона, зависящее не только от сорбционной способности горных пород, но и от его содержания в газовой среде, ниже, чем в случае отсутствия снижения давления, поскольку он постоянно откачивается из эффективного рабочего объема горных пород. Вероятно поэтому эффект увеличения ОАР после воздействия искусственного источника упругих колебаний будет ниже, чем при диффузионном режиме измерений.

ФОРМА В ПЛАНЕ ДЕНУДАЦИОННЫХ УСТУПОВ РУССКОЙ РАВНИНЫ КАК ИНДИКАТОР РЕГИОНАЛЬНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

М.Л. Копп, А.И. Иофф

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Многим речным долинам Русской равнины присуща поперечная асимметрия, но ее природа объясняется по-разному. Наблюдаемая бóльшая крутизна и высота правых берегов рек Северной Евразии в свое время была удачно объяснена К.М. Бэром действием сил Кориолиса. Однако при более детальном рассмотрении этот известный ″закон Бэра″ страдает отклонениями, проявляющимися в строении даже крупных долин [1, 2]. Было показано, что отклонения часто контролируются режимом новейших движений: крутой берег формируется из-за скатывания русла по поперечному тектоническому уклону дна [1]. Добавим к этому еще один аргумент, вытекающий из анализа неотектонических карт [3-6]: многие долины прижимаются к новейшим флексурам (например, Нижняя Волга и Верхний Дон располагаются соответственно около восточных бортов Приволжского и Среднерусского сводов – новейших ″антеклиз″, по Г.И. Раскатову). Эти флексуры обычно сами наследуют гораздо более древние тектонические границы: так, первая из них приурочена к резкому и прямолинейному в плане восточному краю Воронежского массива.

Помимо этого, начиная с Н.С. Шатского [7], неоднократно отмечалось, что равнинные долины часто прямолинейны или плавно изогнуты в плане, напоминая в данном смысле разрывы; рассмотрены особенности геометрии таких долин, позволяющие наметить знак разрывного смещения [2]: сдвигового – кулисное расположение отрезков долин; сбросового – присутствие гирлянд дугообразных амфитеатров, характерных для рифтовых сбросов [8]; раздвигового – по зигзагообразной форме корытообразных долин, края которых совмещаются при их графическом сближении. Кое-где найдены в зонах уступов и малоамплитудные разрывы, чаще сбросы.

С другой стороны, попытки доказать, что денудационные уступы напрямую связаны с крупными разрывами, не раз терпели поражение (вспомним дискуссию о природе Ергенинского абразионного уступа). Этому противоречит незначительная амплитуда тех разрывных нарушений, которые редко удавалось закартировать: она несопоставима с огромной протяженностью денудационных уступов. Кроме того, сегодняшнее положение уступов эфемерно, в ходе развития они смещаются в плане из-за боковой эрозии [9]. Высказывалось мнение, что уступы выражены широкими зонами вязкопластического скалывания чехла, развившимися над разломами фундамента [2, 10]. Некоторый материал для анализа природы современных денудационных уступов добавляет изучение особенностей их плановой геометрии вместе с характером новейшего напряженного состояния, по данным мезотектонических наблюдений [2, 10].

Приволжский уступ возник в плиоцене из-за отступания к западу Палео-Волги, будучи приурочен к флексуре между Приволжским мегавалом и сопряженным Западно-Прикаспийским прогибом. На его северном (субмеридиональном) отрезке, между Балаковым и Саратовым, имеется ряд сочлененных острыми входящими углами циркообразных излучин; последние не связаны ни с размывом более мягких пород, ни с оползнями, но, как и последние, также вогнуты в сторону более низкого рельефа, напоминая амфитеатры листрических сбросов [8]. Трещиноватость мел-палеоценовых пород уступа сформировалась при поперечном к нему субширотном растяжении; это соответствует региональному новейшему напряженному состоянию: в районе Камышина известны меридиональные постплиоценовые грабены, а находящиеся неподалеку постэоценовые Жигулевские и Саратовские дислокации формировались при меридиональном сжатии, гармонирующем с широтным растяжением [2]. К югу от Саратова Приволжский уступ выпрямляется и приобретает север-северо-восточное простирание. По кулисному расположению грабенов и по мезоструктурным данным здесь

фиксируется компонента левого сдвига. На самом юге Приволжский уступ, плавно изгибаясь, переходит в Ергенинский, север-северо-западного направления, где субширотное сжатие сочетается уже с правым сдвигом [10].

Другая серия масштабных уступов, меридиональной и широтной ориентировки, возникших в миоцене при расширении долины Палео-Дона, в виде буквы L оконтуривает Окско-Донской новейший прогиб на юго-западе. На меридиональном отрезке (долины рр. Воронеж и Дон в его самом верхнем течении) присутствие гирлянд не связанных с оползнями крупных циркообразных амфитеатров позволяет предположить, что формированию уступов, как и для рассмотренного выше Приволжского, сопутствовало субширотное растяжение. Последнее заметно и в мезоструктурных парагенезах [2], но поскольку замеры делались в палеозойских известняках, слагающих уступы, гарантий, что результаты отражают новейшее поле напряжений, здесь нет. О существенной новейшей активности в зоне уступа свидетельствует то, что около Нововоронежской АЭС сейсморазведка методом микро-ОГТ обнаружила целую серию малоамплитудных (до 30-50 м) сбросов, секущих не только палеозойские, но также и мел-палеоценовые, а кое-где и четвертичные отложения [11]; при этом разрывы выражены оврагами. Имеются также геофизические свидетельства ″альпийского″ субширотного растяжения Окско-Донского прогиба, основанные на изучении микросейсмических шумов [12].

На субширотном южном борту прогиба (точнее, имеющем волнистую форму: широтные отрезки сочленяются с диагональными северо-западного и северо-восточного простирания вроде структур ″коленчатого вала″) уступы выработаны в верхнем мелу. Соответственно, здесь результаты мезотектонических наблюдений уверенно соотносятся именно с кайнозойским напряженным состоянием. В последнем, по данным замеров, доминирует сдвиговый стресс-режим с субмеридиональным (ССВ) направлением сжатия и поперечным ему растяжением [2]. В целом, неотектоническое поле напряжений Окско-Донского прогиба напоминает таковое Нижнего Поволжья, с поправкой лишь на несколько не совпадающий возраст возникновения: средний миоцен – для первого и поздний миоцен-плиоцен – для второго.

Субширотный уступ правобережий Оки и Средней Волги, разделяющий полосу наложенных плиоцен-четвертичных впадин – Мещерской и Волжско-Ветлужской – от Среднерусского и Приволжского новейших поднятий, приурочен к моноклинали между Токмовским сводом и Московской синеклизой. В изученнной нами восточной части уступа его фас осложнен крупными амфитеатрами (признак поперечного растяжения) и ступенчатой пилообразной конфигурацией правосдвигового типа (рис. 1-2).

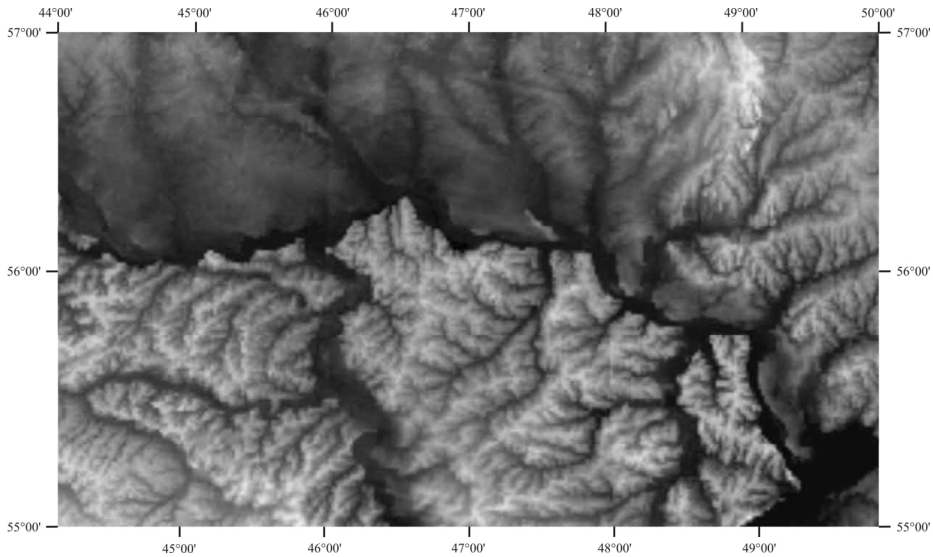


Рис. 1. Цифровая карта гипсометрии рельефа района Средневолжского (Нижегородско-Казанского) уступа правого берега Волги; *синтезирована на компьютере по программе А.И. Иоффе, с трансформацией в коническую картографическую проекцию*

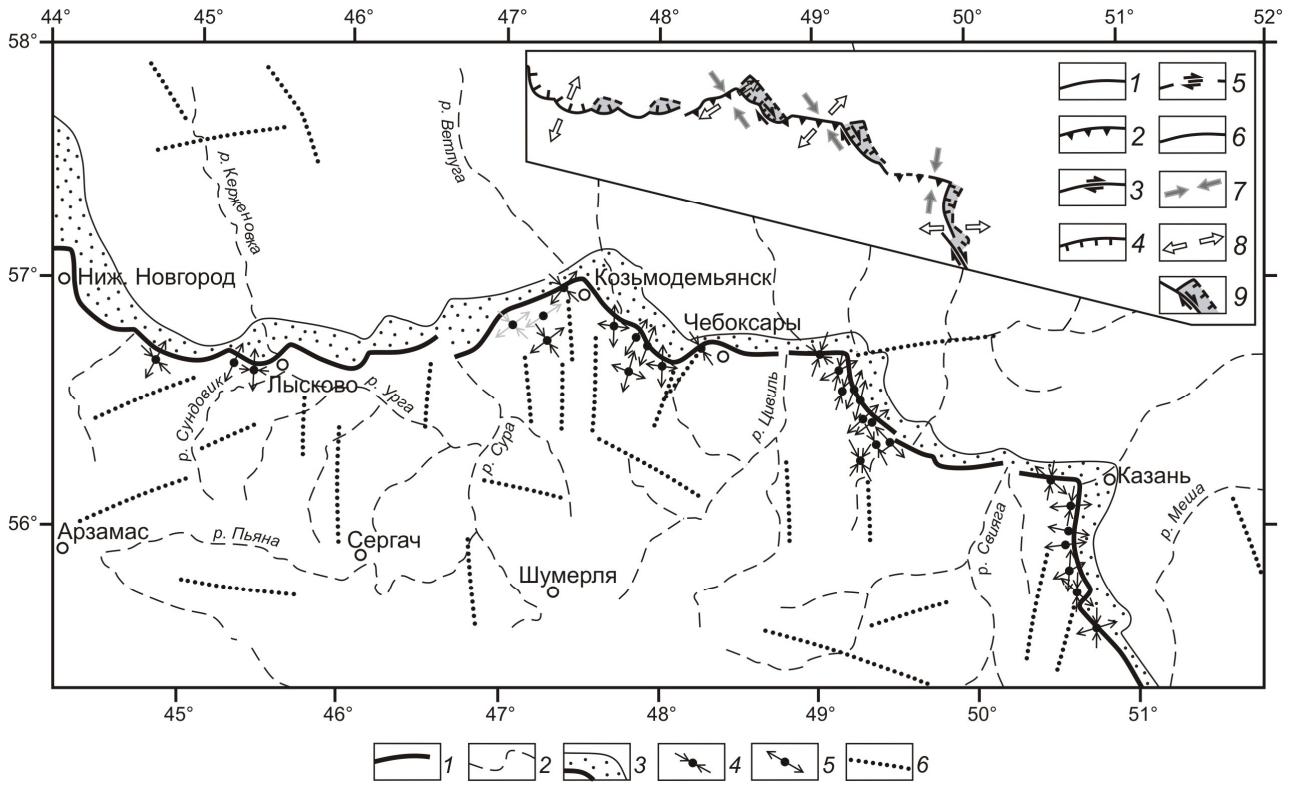


Рис. 2. Средневолжский (Нижегородско-Казанский) уступ и его структурная интерпретация по данным дешифрирования цифровых карт рельефа. На врезке – Средневолжский уступ как зона правосдвиговой транстензии, состоящая из парагенетически сопряженных трещин и малоамплитудных разрывов разной кинематики. *1 – отрезки Средневолжского уступа, 2 – крупнейшие притоки Волги, 3 – нижний (пойма и 1-я терраса) этаж долины Волги, 4-5 – точки мезотектонических наблюдений и горизонтальные проекции осей напряжений/деформаций (черные – установленные по замерам в породах перми, серые – то же, в плиоцен-нижнечетвертичных породах): 4 – укорочения, 5 – удлинения; 6 – некоторые линеаменты, дешифрирующиеся на цифровых картах рельефа. Условные обозначения к врезке: 1 – Средневолжский уступ, представленный в виде зоны концентрации новейших малоамплитудных нарушений, 2-4 – кинематика нарушений, установленная по результатам мезотектонических замеров, дополненных анализом геометрии линии уступа: 2 – взброс, 3 – сдвиг, 4 – сброс и/или отрыв; 5 – кинематика определена предположительно, 6 – нарушения неустановленнной или неизучавшейся кинематики, 7-8 – обобщенные горизонтальные проекции осей напряжений/деформаций: 7 – укорочения, 8 – удлинения, 9 – позднечетвертичные впадины пулл-апартовой(?) природы*

При этом на имеющих СЗ простирание отрезках уступа позднечетвертичный этаж долины Волги расширяется наподобие впадин пулл-апарт, а на северо-восточных – напротив, резко сужается, уступ там становится особенно крутым и высоким. По данным мезотектонических наблюдений (проведенных с участием А.А. Колесниченко), наиболее полный сдвиг проявляется на субширотных отрезках, тогда как отрезки северо-восточного направления несут признаки поперечного к ним сжатия, а северо-западного – растяжения. При этом траектории максимального растяжения изгибаются к западу, от Казани в сторону Работок, от субширотного до ССВ – меридионального простирания. Поскольку для замеров здесь доступны только породы перми, данное поле напряжений может считаться новейшим условно – лишь по согласию с отмеченными особенностями конфигурации берега. Характер регионального новейшего поля в зоне уступа неизвестен, однако наличие в соседних районах субмеридиональных послемеловых структур сжатия (Вятских дислокаций ССВ-ной ориентировки на севере и Сурско-Мокшинских – ССЗ-ной – на юге) не противоречит обстановке субмеридионального растяжения. Появление в центре Русской плиты (Среднее Поволжье, Приуралье) обстановки новейшего меридионального растяжения/широтного сжатия вместо преобладающего широтного растяжения/меридионального сжатия южнее (Нижнее Поволжье, Дон-

басс, Окско-Донской прогиб) связывается нами с нахождением этого района на периферии области динамического влияния плиты-индентора (здесь – Аравийской), где и должны появляться компенсационные напряжения обратного знака, а также с широтным сжатием со стороны новейшего Урала [2], идущим от Периндийской коллизионной области.

Таким образом, во всех примерах конфигурация денудационных уступов напоминает таковую разрывных нарушений. Кроме того, кинематика малоамплитудных смещений, предполагаемая по особенностям этой конфигурации и по мезотектоническим данным, равно как и ее изменения в зависимости от ориентировки уступов, с той или иной степенью доказанности соответствуют региональному неотектоническому стресс-режиму. И, однако, при всем при том крупноамплитудные и протяженные макроразрывы регионального масштаба в зонах уступов не фиксируются.

Данный парадокс может быть разрешен, если признать, что рассматриваемые уступы образованы не макроразрывами, а так называемыми трещинами разгрузки (release joints), возникающими при подъеме тектонически напряженного массива горных пород к поверхности из-за необходимо сопутствующей этому подъему дилатации. Снятие всестороннего сжатия приводит к релаксации еще сохраняющихся в породах остаточных стрессов [13]. Примером трещин разгрузки считают, в частности, трещины вдоль поверхностей кливажа: если последние образовались при сжатии на глубине, то видимая в обнажении расщепляемость пород возникает уже при растяжении как результат дилатации [14]. Если же освобождение тектонических напряжений (концентрирующихся, например, около широкой и пологой новейшей флексуры) облегчено абразией или эрозией, берег разрушается не хаотически, а с активным участием этих напряжений, и стремится вытянуться вдоль силовых линий соответствующего регионального поля.

Итак, изучение формы в плане денудационных уступов может считаться частной модификацией метода анализа структурных рисунков, которую следует использовать для прогноза регионального стресс-режима – новейшего или плиоцен-четвертичного, но так или иначе синхронного развитию современного денудационного рельефа. При этом, все сказанное выше, избавляет от обязательной необходимости искать какие-либо связанные с уступами крупные разрывы, а тот факт, что разгрузка глубинных коллизионных напряжений на платформе вместо образования крупных разрывов чаще приводила к формированию зон малоамплитудных разрывов и трещин, повышает интерес к зонам трещиноватости как возможным проводникам тектонических (в том числе сейсмических) напряжений, а также флюидов.

Работа выполнялась при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН и гранта Президента РФ "Научные школы" НШ-5508.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Качугин Е.Г. Еще об одной причине асимметрии речных долин // Вопросы географии. – 1950. – С. 89-98.
2. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы: Тр. ГИН РАН. – Вып. 552. – М.: Наука, 2004. – 340 с.
3. Бабак В.И., Николаев Н.И. Пояснительная записка к карте геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР. Масштаб 1:1500000. ВИЭМС. – М., 1983.
4. Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья / Гл. ред. Ф.И. Ковальский. – Саратов: ПГО "Нижневолжскгеология" Мингео СССР, 1981.
5. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1969. – 164 с.
6. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива: Тр. Научно-исследовательского института геологии ВГУ. – Вып. 9. – Воронеж: ВГУ, 2002. – 220 с.

7. Шатский Н.С. Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. – Т. 1. – № 1. – 1922. – С. 13-43.
8. Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. – V. 15. – 1987. – P. 445-503/
9. Макаров В.И. Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий: актуальные проблемы изучения // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода. – № 68. – 2008. – С. 10-25.
10. Копп М.Л., Егоров Е.Ю.,Зарщиков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв.ВУЗ'ов, геол. и разв. – № 4. – 1999. – С. 21-37.
11. Тарков А.П., Пацев В.П., Силкин К.Ю. О структурной дисгармонии отложений осадочного чехла Воронежской антеклизы по результатам профильных наблюдений микро-ОГТ // Геофизика. – № 1. – 2002. – С. 68-70
12. Орлов Р.А., Надежка Л.И., Сафронич И.Н. Опыт использования отношения средних модулей амплитуд горизонтальной и вертикальной составляющих микросейсмического шума при изучении геологического строения латформенных территорий (на примере Воронежского кристаллического массива): Материалы V Всероссийской конференции. – Архангельск: Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009. – С. 345-349.
13. Mandl G. Rock joints: the mechanical genesis // Springer-Verlag, Geidelberg Berlin. – 2005. – 221 pp.
14. Толковый словарь английских геологических терминов / Гл. ред. русского перевода Н.В. Межеловский // Министерство природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ), Межрегиональный центр по геологической картографии (МЦГК ″Геокарт″). – 2002.

УДК 553.071

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДОСТОВЕРНОСТИ ОЦЕНКИ САМОРОДНОМЕДНГО ОРУДЕНЕНИЯ

В.В. Коренев [1], А.А. Юшин[2]

[1]Приазовская КГП КП "Южукргеология", г. Волноваха, Украина;
[2]ИГМР НАН Украины, г. Киев, Украина

Издавна в районе сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита (далее – зона сочленения, ЗСДП) были известны отдельные точки с проявлениями как сульфидной, так и, иногда, самородной медной минерализации [1]. Самородная медь отмечалась и в ассоциации с сульфидными минералами. Так, Б.С. Пановым на контакте докембрийских гранитоидов и девонских палеобазальтов был установлен так называемый мандельштейновый тип оруденения. Палеобазальты местами имеют мандельштейновую структуру, в миндалинах которых были обнаружены мелкие зеленые агрегаты малахита, в которых содержались включения куприта и самородной меди. В составе основной массы девонских палеобазальтов также встречаются мелкие зерна куприта и малахита. Присутствие единичных зерен самородной меди в виде редкой вкрапленности размером до 2 мм (при содержаниях Cu до 0,03 %) иногда отмечалось и в базальтоидах антоновской свиты верхнего девона, но эти находки рассматривались в ранге минералогических.

Ранее в районе зоны сочленения прогнозировались стратиформные полиметаллические и эпитермальные золоторудные (типа Карлин) месторождения в карбонатных комплексах карбона с соответствующими оценками геолого-генетической позиции предполагаемого оруденения [2-4]. Проявления свинцово-цинковой минерализации распространены в районе наиболее широко, преимущественно в форме секущих жил и минерализованных тектонических зон. Типичны высокие содержания серебра как в галенитах (0,03-0,13 %), так и в сфале-

ритах (0,010-0,18 %) и кадмия в некоторых сфалеритах (до 0,6 %). Минералогическими исследованиями установлено разнообразие форм нахождения сфалерита – отмечаются серые, бурые, желтые и оранжево-желтые его разновидности с низкими уровнями (менее 0,05 %) примесей Bi, Sn, Ti, характерны примесей Mn, Sb (0,005-0,020 %), Cu. В составе минеральных ассоциаций отмечается присутствие сульфосолей. Золото фиксируется в форме отдельных знаков в концентратах (пробность 991-995, примеси Ag, Bi, Te, Fe, Hg, Cи, Se) и относительно повышенных содержаний в пробах. Весьма осторожно оценивалось возможное рудоконтролирующее (и/или рудогенерирующее) значение малых интрузий и дайковых серий пестрого состава, массовым развитием которых трассируется контур расположенной несколько южнее крупной Кальмиусской вулкано-плутонической структуры, для которой характерны многочисленные перспективные рудопроявления молибдена порфирового типа и проявления низкотемпературного золото-полиметалличесго оруденения в зонах развития гипогенной аргиллизации.

Выявленные в последние годы работами Приазовской КГП новые проявления самородной меди в базальтоидах антоновской свиты верхнего девона существенно изменяют эти представления. Полученные к настоящему времени результаты глубокого бурения подтверждают широкое распространение проявлений самородномедного оруденения на нижних горизонтах палеозойского разреза (толща эффузивов девона) и в породах кристаллического основания.

В пределах Южного Донбасса среди образований антоновской свиты верхнего девона выделяются базальтовые, трахибазальтовые и андезито-базальтовые порфириты, пикритовые порфириты, авгититы, лимбургиты, вулканокластические породы. В нижней части разреза антоновской свиты преобладают щелочные разновидности пород. Кроме того, часто породы антоновской свиты имеют ультраосновной состав. По данным силикатного анализа, содержание SiO_2 снижается до 44-43 %. Кроме того, толща антоновской свиты прорывается многочисленными дайковыми телами основного и ультраосновного состава позднего девона (кимберлиты и кимберлитоподобные породы, пироксениты, габбро-пироксениты, диабазы, диабазовые порфириты и др.), что усложняет геологическое строение района.

Вскрытые к настоящему времени бурением рудные зоны с самородной медью прослежены на 12,3 км в интервалах глубин от 78 до 392 м. Мощность интервалов с видимой минерализацией самородной меди достигает 4,7 м [3].

Среди видимых знаков самородной меди различается три морфологических типа:

1. Единичные кубические кристаллы самородной меди и/или их изометричные скопления размером до 0,5-2,0 мм, локализующихся как в центральных и периферических зонах порфировых вкрапленников оливина и пироксена, так и в основной скрытокристаллической массе базальтоидов. По данным микрозондового анализа в кристаллах меди содержание Cu до 99,1 %, Ag – 0,02 %, Zn – 0,01 %.

2. Гнездовидные скопления до 4 мм и прожилки мощностью до 1 мм самородной меди в ассоциации с белым и розовым альбитом.

3. Чешуйчатые выделениями по плоскостям трещиноватости, рассланцевания и развития карбонат-тальк-хлоритовых динамосланцев мощностью до 10 см по базальтоидам общей мощностью в первые метры.

Здесь медная минерализация иногда сопровождается тонкорассеянным и мелкочешуйчатым молибденитом [3].

Объективная оценка реальных перспектив выявленных проявлений самородной меди в значительной степени зависит от достоверности аналитических данных. Хотя большинство результатов предварительно выполненных спектральних анализов фиксируют содержания меди на уровне ниже 0,1 %, но по данным химических определений содержания меди достигают в отдельных пробах 0,56 %.

Как показали результаты экспериментов, эти различия обусловлены, вероятнее всего, такой важную особенностью ковких минералов (самородные золото, серебро и медь), как их низкая твердость и пластичность. При небольших содержаниях и малых (0,1 мм и менее)

размерах ковких зерен самородной меди пластические свойства металла практически не сказываются на результатах пробоподготовки и анализа, но с увеличением крупности минеральных индивидов достоверность определений содержаний меди в руде снижается. Для оценки реальных содержаний меди в пробах было проведено гравитационного разделение проб массой до 1 кг с раздельным анализом навесок шламов, хвостов и всей массы полученных концентратов. Истинное содержание металла в исходной пробе получалось балансовым расчетом количества металла в разных фракциях. Полученные результаты свидетельствуют о недопустимости использования не только эмиссионного спектрального, но и химического анализов для определения содержаний самородной меди, что связано, прежде всего, с недостаточной представительностью масс навесоу, используемых для анализов. Так, по одному из интервалов с видимой самородномедной минерализацией, мощностью 2,5 м и содержанием меди 0,036 % (данные химического анализа) дубликат пробы был стадиально обогащен с получением и полным сохранением концентрата, хвостов и шламов. анализировались на медь отдельно. Полученный балансовым расчетом результат зафиксировал содержание суммы мелких и тонких знаков меди на уровне 0,284 %, что почти в 8 раз превышает содержание меди, определенное при стандартной схеме пробоподготовки.

Геолого-генетическая позиция выявленных проявлений прожилково-вкрапленной минерализации самородной меди зоны в базальтоидах ЗСД еще однозначно не определена, но сингенетичность самородной меди и базальтоидов антоновской свиты ЗСД представляется сомнительной, т.к. минерализация самородной меди отмечается не только в разрезах базальтоидов антоновской свиты, но и в залегающих на этих базальтоидах отложениях долгинской свиты верхнего девона – в глинистых и песчано-глинистых породах которых было установлено пять уровней минерализации самородной меди мощностью от 0,1-1,2 м до 15,4 м в виде включений меди округлой или слегка удлиненной формы размером до 5-6 мм (содержания меди достигают 2,0 %). Самородная медь была также установлена в карбонатно-терригенных пород нижнего карбона [6]). Кроме самородной меди в составе рудных минеральных ассоциаций установлено присутствие молибденита, висмута, серебра.

Определенные перспективы выявленного оруденения самородной меди в базальтоидах антоновской свиты связываются с тем, что местами меденосные базальтоиды выходят на дневную поверхность и оруденение меди фиксируется уже на глубине 6 м от кровли базальтоидов и, что делает возможной открытую разработку руд. Однако, реальные промышленные перспективы выявленных рудопроявлений самородной меди ЗСД пока что неясны – в связи с еще недостаточной изученностью руд, неопределенностью генетической позиции оруденения, особенностей структурных и геохимических факторов рудолокализации. Оценка реальних перспектив проявлений самородной меди и общих перспектив рудоносности района ЗСД требует обязательного проведения опережающего комплекса геофизических и геохимических исследований с бурением серии глубоких структурных скважин. Особое значение могут иметь целенаправленные структурно-геофизические исследования, на основе которых должна быть решена все еще спорная проблема структуры собственно зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком.

Присутствие кроме самородной меди проявлений минерализации молибденита, висмута, серебра, урана создает определенные предпосылки для отнесения разнотипных мелких проявлений рудной минерализации зоны сочленения к типу оруденения верхних частей метасоматической колонны медно-молибден порфировой системы, аналогичной, или, возможно, прямо связанной с эволюцией рудно-магматических систем Кальмиусской вулканоплутонической структуры [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Лазаренко Е.К. и др. Минералогия Приазовья. – Киев,: Наукова думка, 1981. – 432 с.
2. Нечаев С.В. Минерализация Волновахской зоны разломов. – Киев,: Наукова думка, 1970. – 172 с.

3. Коренев В.В., Юшин А.А., Приймак П.Г., Стрекозов С.Н., Козарь Н.А., Гребенюк А.Н. Перспективы поисков стратиформного свинцово-цинкового оруденения в зоне сочленения Приазовского блока с Донбассом: Сб. научных трудов Национального горного университета. – № 23. – Днепропетровск, 2005. – С. 17-22.
4. Коренев В.В., Стрекозов С.Н, Юшин А.А. Новые данные о потенциале рудоносности зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита // Материалы Конфер. ″ Месторождения природного и техногенного сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поиска, экологическая геология″. – Воронеж: Воронежпечать. 2008. – С. 119-121.
5. Коренев В.В., Юшин А.А., Козарь Н.А., Стрекозов С.Н. Перспективы проявлений самородной меди в базальтоидах зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита // Научн. тр. УкрНИМИ. – Вып. 5. – Ч. 2. – Донецк, 2009. – С. 242-246.
6. Поддубная Т.Д., Новикова И.А. Самородная медь в карбонатно-терригенных породах нижнего карбона Южного Донбасса: Матер. Конференции ″Геология и генезис рудных месторождений Украины″. – Киев. Изд. Укр ГГРИ. 2004. – С. 121-122.
7. Юшин А.А., Коренев В.В., Бородыня Б.В. О выделении Кальмиусской вулкано-плутонической структуры (Восточное Приазовье) и перспективах ее рудоносности // Геология и проблемы геологического картирования докембрийских образований Украинского щита. – Днепропетровск, ООО ″Союз″, 2007. – С. 137-140.

УДК 551.242.35

ВОЗМОЖНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛАТФОРМ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИЛ

Н.В. Короновский

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Проблема вертикальных, горизонтальных и вращательных перемещений блоков земной коры в платформенных областях обсуждается в последнее время все интенсивнее. И, действительно, прежние, широко распространенные идеи об унаследованном движении блоков фундамента платформ только вверх или вниз дополняются и другими представлениями, заключающимися в признании существования изолированных очагов рассеянных деформаций, связанных с внутренними локальными источниками или с воздействием перемещения крупных литосферных плит, особенно влиянием так называемых индентеров, т.е. жестких блоков. Рассматриваются также и внеземные источники, в частности, лунно-солнечные приливы и другие факторы. Несмотря на неопределенность многих выдвинутых соображений по этому вопросу, сама проблема, безусловно, заслуживает обсуждения.

Процесс образования фундамента древних платформ или молодых эпипалеозойских плит был длительным и многоактным, но к определенному времени фундамент сформировался из различных блоков или доменов, которые оказались ″сваренными, спаянными″ между собой. Если говорить о Восточно-Европейской платформе (ВЕП), она вполне ″кратонизировалась″ после внедрения гранитов-рапакиви в ее западной части (~ 1,75 млрд. лет), а Западно-Сибирская плита (ЗСП) – в конце пермского периода. После этого на Русской плите в течение 1,5 млрд. лет формировались авлакогены (рифты), а на ЗСП этот же процесс проявлялся только в триасе и сопровождался базальтовым вулканизмом. Впоследствии обе структуры были перекрыты платформенным чехлом, в котором в разной степени выраженности проявлялся процесс формирования платформенных деформаций.

Уместно задать вопрос: в чем была причина этих деформаций? Могут ли спаявшиеся блоки фундамента, рассеченные разломами и грабенами, подвергаться каким либо внешним

воздействиям или, находясь в состоянии далеком от равновесия, они начинают проявлять какие-то только им присущие тектонические процессы, сопровождающиеся появлением уже упорядоченных структур или же при взаимодействии различных подсистем приобретать принципиально новые качества.

Иногда решающее значение в деформациях чехла, да и фундамента платформ придается инденторам – жестким древним плитам, т.е. крупным блокам земной коры, движение которых передается на большие, в тысячи км расстояния, формирующие "дальнодействующие" поля напряжений. Подобная трактовка всегда вызвала и вызывает существенные возражения, т.к. такое давление упора неизбежно должно поглощаться на сравнительно небольшом расстоянии из-за отсутствия абсолютной жесткости блоков фундамента и разделяющих их зон разрывов, рифтов, более молодых складчатых и других структур, поглощающих приложенные горизонтально действующие силы. К сожалению, этот вопрос серьезно не разработан и он действительно пока не имеет однозначного решения, а попытки привлечь его к объяснению образования конкретных платформенных структур дальнодействующие силы не выходят за рамки общих представлений, вернее пожеланий.

Проблема заключается в установлении максимально реального расстояния, на котором эти силы могут действовать. Например, постоянное движение в северных румбах Аравийской древней плиты (индентора), вызывает явный изгиб орогена Восточного Тавра. А дальше к северу еще можно говорить о некотором изгибе структур Малого Кавказа в пределах Армении и Грузии, но уже Закавказский микроконтинент имеет прямолинейное простирание, как и все более северные структуры вплоть до кряжа Карпинского. Данные GPS показывают, что вся Западная Европа и ВЕП перемещаются в северо-восточном направлении. Как совмещается с этим движение масс с юга на север, да еще через многочисленные субширотные зоны разного строения и разных свойств? Над этой проблемой следует продолжать работать и попытаться найти приемлемое решение. Попытки такого рода известны, например [1] .

Другая точка зрения на деформации в платформенном чехле заключается в декларировании унаследованности молодых тектонических движений от более древних. При этом подразумевается, что перемещения почти всегда имеют вертикальный характер. В ряде случаев такая унаследованность движений действительно наблюдается. Но в чем их причина? Удовлетворительного ответа пока не получено, кроме общих соображений.

Однако именно так построено, например, большинство геологических профилей через ЗСП – вертикальные разломы фундамента и поднятия в чехле, ими ограниченные.

Геофизические (сейсмические) исследования последних лет на ЗСП продемонстрировали ансамбль необычных структурных, т.н. "пропеллерных" форм в осадочном чехле, возникновение которых наиболее удовлетворительно объясняется наличием сдвигов в фундаменте ЗСП, произошедших в новейшее время [2].

Сдвиги лишь предполагаются, т.к. они ничем не подтверждены, кроме их выражения в вышележащем чехле ЗСП. И сейсмические материалы и тектонофизическое моделирование показали, что брахиантиклинали и брахисинклинали в чехле плиты возникают вдоль оси максимального сжатия в фундаменте, но при этом никакого внешнего (по отношению к брахиантиклиналям) сжатия не происходит [3,4]. Возникнуть сдвиги могли в условиях субмеридионального сжатия плиты. Но чем оно вызвано? Остается неясным, учитывая, что новейшим движениям, создавшим современный ороген Урала всегда приписывается широтное сжатие. Иногда привлекают влияние раскрытия котловины Северного Ледовитого океана или даже Индостанского индентора, до которого уж слишком далеко.

В последнее время развивается интересная идея о существовании очагов рассеянных, изолированных деформаций, которая может быть сосредоточена в отдельных блоках, испытывающих самопроизвольное развитие [5]. Подобное направление связано с механикой дискретной, неравновесной среды, предполагающей наличие упруго деформируемых областей,

являющихся автономным источником энергии. Это направление, безусловно, интересно, но сопровождается многочисленными, пока еще неясными вопросами.

С другой стороны, влияние внешних сил, вызываемых внеземными объектами на процессы, происходящие во всех геосферах Земли, сейчас не вызывает сомнений. Особенно важная роль отводится в этом влиянии лунно-солнечным приливам [6]. Они оказывают существенное воздействие на неустойчивое и подвижное состояние различного типа тектонических швов, что хорошо фиксируется приливными и наклономерными наблюдениями, например, в тоннелях, в карбонатных трещиноватых коллекторах нефтеносных районов, в гидросфере и в других объектах. Обусловленное приливными воздействиями изменение режима вращения Земли, приводит к изменению напряженного состояния земной коры и перемещению водных масс [6]. Геологические блоки разной размерности, разделенные любого типа структурами, швами, дважды в сутки подвергаются сжатию и растяжению и этот процесс продолжается многие миллионы лет. Иными словами, приливные волны вызывают в твердом веществе длительную и непрерывную вибрацию, которая может приводить к накоплению энергии и упругой деформации. В наших широтах высота твердых приливов достигает примерно 0,4 м. Разномасштабные блоки фундамента, разделенные рифтами (авлакогенами) или зонами разломов разной ширины будут различно реагировать на приливную вибрацию, что не может не сказываться на их напряженном состоянии и формировать локальную, независимую силу, которая может привести к образованию местных очагов деформации. Факт влияния приливного воздействия на величину дебита нефти в районах в районах с карбонатными коллекторами надежно установлен уже давно. Ю.Н. Авсюк подчеркивал, что доминирующих полусуточная приливная волна циклически изменяет свою амплитуду, приводящую к асимметрии растяжения и сжатия в полусуточном цикле, когда накапливается какая-то необратимая часть либо сжатия, либо напряжения [6].

Представляется весьма соблазнительным использовать приливную силу для объяснения, например, линеаментов в пределах плитного чехла. Постоянная и длительная вибрация контактов между блоками, особенно если они сложены разными породами, например, кристаллическими и осадочными, будет способствовать проникновению различных флюидов. Последние, продвигаясь в сторону наименьшего градиента давления, т.е. вверх, способны проникать через осадочную толщу, обозначая на поверхности как бы проекцию тектонического контакта или шва. Да и сама эта зона непрерывно поступающих флюидов также будет постоянно вибрировать и. являясь ослабленной на поверхности, может выразиться линеаментом – прямой линией в рельефе, но отнюдь не разрывом [7].

Присутствие в горных породах естественного разуплотнения и уплотнения за счет приливной вибрации активизирует тепло- и массоперенос. Давно известно изменение трещиноватой среды под влиянием лунно-солнечных приливов, что подтверждено во многих нефтяных месторождениях [8].

Таким образом, воздействие лунно-солнечного приливообразующего потенциала вызывает в геологической среде – в блоках земной коры возникновение упругих напряжений, которые ответственны за деформацию. Переход потенциальной энергии, возникшей за счет энергии внутренних напряжений, может переходить в кинетическую энергию распространения упругих волн. Приведенные выше соображения вполне естественно приводят к мысли о возможной самоорганизации некоторых тектонических процессов внутри блоков земной коры, когда возникает новая упорядоченная структура, не обусловленная никакими изначальными специфическими условиями. В какой-то момент в блоках геологической среды, при достижении некоторых значений разных параметров, элементы исходной структуры (давление, температура, концентрация флюидов, трещины и др.) начинают взаимодействовать, что вызывает совсем новое, согласованное поведение всех элементов, которое и называется синергетическим, а возникающие структуры – диссипативными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копп М.Л., Щукин Ю.К. Глубинные корни новейшей структуры платформенной области юго-восточной Европы // Сб. научных трудов ИДГ РАН ″Динамические процессы во взаимодействующих геосферах″. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 165-176.
2. Короновский Н.В., Гончаров М.А., Фролова Н.С., Тимурзиев А.И. и др. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур ″пропеллерного″ типа // Геотектоника. – № 5. – 2009. – С. 50-64.
3. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Парадокс ориентировки некоторых новейших нефтегазоносных брахиантиклиналей сдвиговых зон вдоль оси максимального сжатия: тектонофизическое истолкование // Мат. совещ. ″Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики″. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 218-221.
4. Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Короновский Н.В., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Механизм формирования нефтегазоносных структур ″пропеллерного″ типа (на примере Западно-Сибирской плиты) // Мат. совещ. ″Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики″. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 204-208.
5. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды: Тр. ГИН РАН. – Вып. 582. – М.: Наука, 2008. – 379 с.
6. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. – М.: ГЕОС, 1996. – 186 с.
7. Короновский Н.В., Анисимова О.В. Линеаменты центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента // Геотектоника. – № 4. – 2007. – С. 71-90.
8. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А. и др. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых геологических сред. Новые технологии и решения прикладных задач. ВНИИгеосистем – ун-т Дубна. – Т. 3. – М., 2007. – 430 с.

СКОРОСТНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.В. Краснопевцева[1], Ю.К. Щукин[2]

[1]ВНИГеофизика, [2]ИДГ РАН, г. Москва, Россия

Восточно-Европейской платформа чрезвычайно гетерогенна по глубинному строению. Поднятия кристаллического высокоскоростного фундамента – Балтийский щит (Кольский полуостров), Тиманский кряж, Уральские горы чередуются с впадинами – Мезенской, Печорской, Московской, Предуральской, заполненными относительно (кристаллических пород) рыхлыми осадочными образованиями с низкими значениями упругих волн.

Такая же скоростная неоднородность, как и в верхних 5-10 км, прослеживаются и на больших глубинах, вплоть до поверхности Мохоровичича (40-50 км) и даже глубже – в пределах верхней мантии.

Кроме того, структура Восточно-Европейской платформы осложнена многочисленными разломами, которые также могут осложнять волновые поля, влиять (наряду с осадочным чехлом) на показатели анизотропии (структурной) сейсмических волн, на их затухание и путь.

Не будет лишним напомнить, что Восточно-Европейская платформа в тектоническом отношении очень подвижна, в том числе и на современном этапе геологического развития. Об этом свидетельствуют землетрясения исторического прошлого и современные сотрясения.

Сейсмическая информация получена в процессе проведения региональных работ в 70-80-е годы прошлого столетия с использованием больших и промышленных взрывов – химических и ядерных (в мирных целях) и представляют неповторимую ценность для геофизиков страны и мира. Скоростные разрезы в геофизических исследованиях обычно четко при-

вязаны на местности в системе геофизических координат и для наших задач обладают достаточной представительностью и детальностью (рис. 1-4, см. вкл.).

Все материалы, изложенные в авторской редакции, содержат опубликованные в специальной литературе данные. Последние хранятся на бумажных и твердых (электронных) носителях, периодически дополняются и уточняются.

Подробные описания строения земной коры даны во многих публикациях. Затерянные данные о скоростных неоднородностях в отдельных слоях земной коры Восточно-Европейской платформы имеет принципиальное значение для локации и уточнения местоположения сейсмических событий на платформе, при мониторинге их локальными сейсмическими группами и в условиях сети стационарных сейсмических станций в работе геофизической службы РАН.

Авторские построения для ВЕП и подробные их описания можно найти в публикациях, некоторые из которых приведем ниже.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика. – № 4. – 1996. – С. 19-24.
2. Беэр М.А., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Условия формирования и особенности глубинного строения осадочных бассейнов платформенных областей Европы // Статьи 1-2. Бюллетень МОИП. Отд. Геол. – 1998. – Т. 73. – Вып. 3. – С. 10-17. – Т. 74. – Вып.1. – С. 37-46.
3. Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. – № 10. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – С. 73-84.
4. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург, 2003. – 299 с.

УДК 551.1/.4(1-924.14/16)

"ЖЕСТКИЕ" НЕОДНОРОДНОСТИ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ КАК ВОЗМОЖНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ ВОДЫ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти газа РАН, г. Москва, Россия

В работах [1-4] было показано, что многие процессы, связанные с флюидами тяготеют к механически жестким, упругим геологическим образованиям самой различной природы. На рис. 1Б представлен фрагмент временного мигрированного разреза по геотраверсу "Татсейс", соответствующий центральной части профиля ГСЗ, на следующем рисунке (рис. 1В) глубинные построения по этому фрагменту временного разреза [5]. Одним из наиболее интересных результатов оказалось совпадение областей интенсивной сейсмической записи с отрицательными аномалиями r $t(h)$, которые соответствуют повышенным значениям V_p волн и могут быть интерпретированы как интрузивные тела основного состава. Вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи (рис. 1Б), как было показано ранее [6] связаны с присутствием влаги, нивелирующей эффект рассеяния шероховатых границах. Этот же вывод в неявной форме следует из результатов изменений упруго-деформационных свойств [7], ни в одной породе не было зарегистрировано уменьшение V_p после насыщения водой, а для гранитоидов характерной чертой оказалось ее увеличение вплоть до 22 %. Уве-

личение V_p вследствие заполнения мелких пор и трещин означает, что водонасыщенная среда становится менее рассеивающей. Схожая картина наблюдается в различных регионах, например, на опорном профиле 2-ДВ-М [8] на границах Центрально-Охотского прогиба и его средней части, где вертикальные области интенсивной записи лежат на участках довольно резких и узких подъемов изолиний скорости продольных волн ГСЗ. Возможность проникновения воды на большую глубину подтверждается результатами расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения углеводородов Тенгиз [9], было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин существует до средней части коры включительно. В таких условиях трещины вертикальных разрывных нарушений (РН), заполнившись водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным. Причем давление в сообщающихся трещинах может не превышать гидростатического во всем диапазоне глубин проникновения зоны РН [10].

Области пересечения отражающих границ от зон РН (рис. 1Б, В), являются отображением сложно ориентированной системы очагов – флюидопроводящих каналов в земной коре, определяющих современную миграцию флюидных потоков между средней корой и верхними горизонтами осадочного чехла. На временном разрезе динамически интенсивные области (рис. 1Б) прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. К ним примыкают или пересекают наклонные и листрические разломы. Безусловно, какая-то их часть лежит вне плоскости сейсмического разреза и контакта может и не быть. Но то, что другая часть контактирует с этими областями не вызывает сомнений. Области контакта этих структур, возможно, образуют промежуточную зону накопления флюидов.

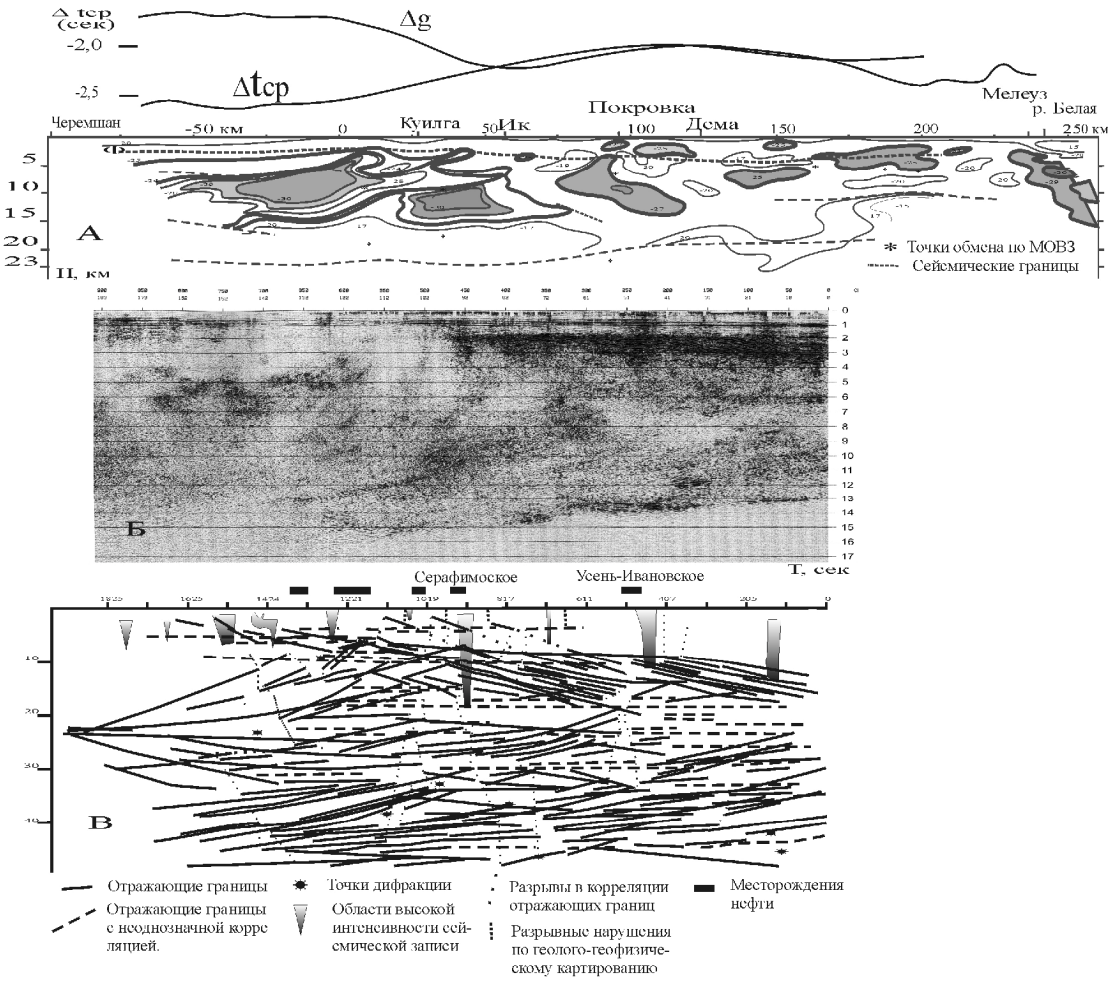


Рис. 1. *А – Глубинный разрез по профилю ГСЗ "Черемшан – Мелеуз" временных аномалий r t(h) первых коровых Р-волн. Б – Фрагмент временного разреза по геотраверсу "Татсейс". В – Глубинный разрез по этому фрагменту геотраверса [5]*

Главная роль зонам милонитизации, как каналам миграции мантийных флюидов отводится в [11, 12]. В зонах бластомилонитов вдоль плоскостей рассланцевания обеспечивается универсальный и интенсивный массоперенос флюидных, петрогенных, рудных компонентов и углеводородов. Милониты в зонах РН представлены обычно прослоями ультрамелкозернистых пород с проявлениями рекристаллизации и флюидизации. В наиболее мелкозернистых милонитах в серпентинитах размер зерен по лабораторным данным может достигать размера около 0,1 мкм [13]. Величина водонасыщения определяется структурой породы, физико-химическими свойствами ее скелета и составом флюида. К термодинамическим факторам относится, низкая свободная межфазовая энергия твердое тело-жидкость, для которой справедливы соотношения Гриффитса: $s_c = a(Eg / l)^{1/2}$, где s_c – прочность, g – межфазовая энергия, E – модуль упругости, l – характерный размер дефекта, a – коэффициент пропорциональности. Из этого соотношения, очевидно, что катаклазиты и милониты на больших глубинах, способны лучше других удерживать воду.

При определенном уровне поверхностной энергии, обеспечивающем образование и термодинамическую устойчивость связанной сети жидких межзеренных прослоек, по ним может реализоваться массоперенос вещества. В поле приложенных напряжений он может на несколько порядков превышать скорость перемещения атомов в твердой фазе [14].

Результатом, имеющим фундаментальное значение в изучении глубинного строения по технологии многократных наблюдений МОВ-МОГТ, явилось открытие тонкой структуры в расслоиности земной коры и верхней мантии. Это означает, что фактически не существует даже весьма незначительных по отношению к длине сейсмической волны объемов пространства в консолидированной коре без неоднородностей, которые, как правило, связаны с присутствием трещиноватости. Поэтому можно с достаточной уверенностью утверждать, что на всех глубинных уровнях земной коры могут создаваться условия для флюидонасыщения. В свое время на существование в земной коре сложно ориентированной системы узлов РН обратил внимание Ф.Я. Корытов [15]. Узлы пересечения отражающих поверхностей могут рассматриваться как наиболее проницаемые каналы фильтрации флюидных потоков. Очевидно, что в них должны существовать большие локальные напряжения, ведущее к более сильному дроблению пород, чем в каждой из отражающих зон РН в отдельности, соответственно увеличивается 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. Относительно более высокие локальные напряжения в зонах пересечения РН могут приводить также к компакции, образованию уплотненных зон с ориентированной слоистостью перпендикулярно максимальным напряжениям. Это подтверждается результатами математического моделирования процесса развития деформации наклонного РН [16]. Существование порогового напряжения снижения эффективной прочности ведет к смене знака дилатансии и образованию зон уплотнения. 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. Это в свою очередь будет способствовать увеличению числа трещин и расширением спектра их ориентировок [17].

Другим фактором в термодинамике разрушения являются атомные связи в минералах. Силикаты, содержат в основном связи Si-O и Me-O, которые играют различную роль в минералах с разной структурой кристаллической решетки. Чем больше связей Me-O рвется при разрушении горной породы, тем больший эффект должна оказывать вода [14]. По данным исследований этих авторов вода снижает прочность амфиболита на 50-60 %, а гранита на 30-35 %, что позволило выявить общую закономерность – большему понижению прочности подвержена более прочная порода. Следовательно, в блоках основных пород будет увеличиваться влагосодержание. Это в свою очередь ведет к возрастанию интенсивности механохимических преобразований энергии на границе более твердого массива пород. Помимо того, в

трещиноватости более жестких массивах пород влага может лучше сохраняться при геодинамических нагрузках на среду.

Одной из особенностей распределения скоростей в консолидированной коре под месторождениями нефти отмечается наличие на границе Мохоровичича блоков с повышенными значениями скорости V_p [18]. Они свойственны молодым и древним платформам. Возможно, на завершающей стадии развития осадочного бассейна на этих высокоскоростных блоках взаимосвязь между корой и мантией приобретает, некоторый, более автономный, стационарный характер. На докембрийских платформах, формирующиеся рифтовые зоны ″обтекают″ кратоны – высокоскоростные блоки [19]. На границе более упругого тектонического блока происходит диссипация упругой энергии, ее преобразование в энергию физико-химических реакций. Вдоль границ таких блоков, возможно, существуют стационарные зоны обмена веществом и энергией между земной корой и мантией.

На рис. 2 (см. вкл.) представлен монтаж (с сокращениями) сопоставления интерпретаций геофизических методов [20]. Из него можно увидеть подтверждение общей закономерности в локализации месторождений, крупнейшие месторождения бора расположены над зонами подъема изолиний V_p (рис. 2б, см. вкл.). Область ярких отражений (рис. 2а, см. вкл.) QBBS на геоэлектрическом разрезе (рис 2в, см. вкл.) лежит в области высоких сопротивлений, и не находит отображения на томографическом разрезе V_p. При этом QBBS находится, примерно между высокоомными аномалиями, непосредственно около вулканов (рис. 2в, см. вкл.), что позволяет допустить присутствие воды в области QBBS. На томографических разрезах проходящих через вулканы Камчатки наблюдается схожая картина, вулканы находятся на границе высокоскоростных блоков, это дает основание предполагать, что и в данном случае высокоомные аномалии могут отвечать областям повышенных значений V_p. Область ″ярких пятен″, соответствующая зоне субдукции хорошо коррелируются с высокими значениями V_p (рис 2б, см. вкл.) и приблизительно также как QBBS на геоэлектрическом разрезе. Она интерпретируется как зона дегидратации пород. Следовательно, присутствие в обеих областях интенсивной сейсмической записи влаги может быть непротиворечиво интерпретировано с данными других геофизических методов.

Таким образом, в консолидированной коре, более предпочтительным, с точки зрения устойчивости накопления и сохранения флюида при постоянном воздействии волн деформаций и напряжений очаги флюидизации, представленные более плотными и/или жесткими, но трещиноватыми породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. – Вып. 131. – М.: Недра, 1994. – С. 396-406.
2. Кузин А.М. Реальная среда и интерпретация сейсмических данных // Геофизика. – № 2. – 2001. – С. 19-28.
3. Кузин А.М. Механически жесткие геологические образования и флюидизация (к методологии интерпретации сейсмических данных) // Мат. XIII Междунар. конф. Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. – Т. 2. – Казань, 2007. – С. 185-188.
4. Кузин А.М. Методологические аспекты прогнозирования месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным // Сб. трудов науч. конф. к 100-летию со дня рождения Ф.И. Вольфсона (1900-1988). – М.: ИГЕМ, 2007. – С. 102-106.
5. Краснопевцева Г.В., Кузин А.М. Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ ″Черемшан-

Мелеуз″ // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы: Мат. Всерос. конф. – М.: ГЕОС, 2008. – 622 с.
6. Кузин А.М. О методологии интерпретации в прогнозировании месторождений флюидального генезиса // Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и битумов. Проблемы их освоения: Мат. научн. конф. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2005. – 360 с.
7. Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. – М.: Наука, 1979. – 152 с.
8. Сакулина Т.С., Тихонова И.М., Крупнова Н.А., Павленкова Н.И. Новые данные о типе и строении земной коры по результатам полевого эксперимента на опорном профиле 2-ДВ-М Магадан – Южные Курилы // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Мат. Междунар. науч.-практ. семинара. Роснедра, ВСЕГЕИ. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – С. 192-197.
9. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН. – Т. 324. – № 6. – 1992. – С. 1169-1174.
10. Gough D.L. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust // Nature. – 1986. – V. 323. – N 11. – P. 143-144.
11. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 223 с.
12. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. Национальный геофизический центр РАН. – М., 1993. – 194 с.
13. Ritter E.H., Brodie K.H. Experimental syntectonic dehydratation of serpentinite under conditions jf controlled pore water pressure // Ibid. – V. 105. – № B5. – 1988. – P. 45-54.
14. Траскин В.Ю., Скворцова З.Н. Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // Флюиды и геодинамика. – М.: Наука, 2006. – 283 с.
15. Корытов Ф..Я. О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. – М.: Наука, 1974.
16. Стефанов Ю.П. Особенности процессов деформации за пределом упругости в плотных и пористых геологических средах // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Мат. Всеросс. сов. В 2-х т. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. –Т. 2. – С. 158-160.
17. Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюиды и геодинамика. – М.: Наука, 2006. – 283 с.
18. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. – М, Центр ГЕОН, 2000. – 194 с.
19. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы. // ДАН. – Т. 386. – № 5. – 2002. – С. 651-655.
20. 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. В трех томах. Глобальные закономерности размещения. – Т. 1. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. – 390 с.

УДК 550.834.551.243

О ФЛЮИДНОЙ ПРИРОДЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПАРАМЕТРА V_p / V_s В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти газа РАН, г. Москва, Россия

Наиболее вероятным источником переноса энергии тектонических процессов являются H_2O H_2, He, N_2, CO_2, CO, CH_4 и ряд других углеводородов. В книге [1] на основе проведенных экспериментов по имплантации водорода и гелия в образцы пород при концентрациях, соответствующих природным предлагается механизм сейсмичности, обуславливающий периодическою блокировку движений тектонических блоков. Подтверждением взаимосвязи тектонического землетрясения с дегазацией гелия могут служить короткопериодные внутрисуточные вариации концентраций гелия зафиксированные при афтершоках 6-ти бального землетрясения в Грозном в 1976 году [2]. При имплантации были обнаружены следующие особенности насыщения и последующей дегазации образцов горных пород:

1. Отсутствуют закономерности в кинетике выделения He в зависимости от времени насыщения образцов. Увеличение времени насыщения He не приводило к росту его концентрации в образцах. Причем, превысить концентрацию в исходных образцах не удалось.
2. Скорость дегазации He не зависит от температуры. Высокая скорость дегазации наблюдалась также при нормальной температуре.
3. Предварительная дегазация образцов в вакууме не приводит к полному выходу различных газов, в том числе H_2, He.
4. Наблюдается "импульсный выброс" газов при дегазации (H_2, He, N_2).
5. Дегазация образцов после имплантации H_2, He сопровождается восстановлением начальных структурных параметров. Происходит релаксация возникших напряжений с постоянной по времени 3-6 месяцев также как при хранении насыщенных образцов в нормальных условиях.

На основе этих экспериментальных данных выделены три основных процесса, определяющих неустойчивость литосферы при прохождении через нее легких газов [2]:

– формирование пористости с высоким внутренним давлением газов;
– междоузельная диффузия;
– фазовые переходы по высокотемпературному типу в присутствии He.

Применительно к интерпретации вариаций значений V_p/V_s они имеют прямое отношение.

В опытах деформация структуры достигала предельных величин 0,06-0,01. Такие деформации значительно меньшие природных и близкие к предельным, будут достижимы в литосфере при незначительных потоках водорода и гелия. Восходящая диффузия H_2, He реализуется по схеме твердое тело – флюид – твердое тело, сопровождаясь термическими процессами блокировки зон миграции. Постепенно дислокации, вакансии, дефекты упаковки др. будут заняты водородом и его миграция, будет осуществляться только по междоузлиям [2]. Блокирование атомами H_2 дислокаций в породе, возможно служит фактором ее упрочнения и может обеспечивать латеральное распространение флюида в зоне волновода и способствовать образованию пластов и линз с повышенным газосодержанием, соответственно с повышенными значениями V_s и низкими значениями V_p/V_s .

В равновесных состояниях легкие газы в матрице находятся в основном в положении замещения (т.е. в вакансиях) и в порах. Коэффициенты диффузии He^+ вакансия и H^+ вакансия также весьма малы, D ~ 10-13–10-15 $см^2/с$. Последующий захват междоузельных атомов (H_2, He) будет сопровождаться уменьшением периодов решетки, вплоть до отрицательных изменений. При образовании вакансионных комплексов период решетки опять увеличивает-

ся. В условиях взаимодействия с непрерывным и переменным потоком восходящих легких газов твердая фаза среды будет испытывать макроскопические деформационные эффекты, аналогичные радиационной ползучести и распуханию. Для реализации этого крупномасштабного деформирования за счет внутрипорового давления H_2, Не необходимо соблюдение двух условий. Первое условие определяет требование к концентрации микропор: расстояние между микропорами должно иметь порядок длины дислокационного стока. Второе требование выражает условие нарушения равновесия вокруг поры: $P - 2\gamma / r > \sigma b / r + L$, где P – внутрипоровое давление газа, γ – поверхностная энергия, σ – модуль сдвига, b – вектор Бюргерса, L – литостатическое давление. Для приведенных концентраций гелия эти условия выполняются при $L < 10^{-15}$ кбар (H < 35-40 км) и равномерного распределения микропор с радиусами 10^{-6} см < r < 10^{-4} см [2].

По-видимому, это явление объясняет экспериментальные данные по релаксации внутренних напряжений образцов пород. Вне зоны разлома характерны деформации расширения, сопровождающиеся уменьшением упругих (на 10-20 %) и прочностных (на 30-40 %) свойств, то для образцов из зоны разлома наблюдается обратное явление (рис. 1.): сжатие, увеличение скорости упругих колебаний и прочностных характеристик. Физика этого явления в [3], к сожалению, изложена неясно. Наиболее вероятной причиной является дегазацией на уровне кристаллической решетки и межзеренного пространства. Удаление атомов Н, Не, уменьшает плотность и увеличивает жесткость породы, что способствует восстановлению кристаллической структуры. По интерпретации данных ГСЗ район локализации полиметаллических месторождений подстилается мощной наклонной зоной пониженных значений V_P/V_S , уходящей к границе Мохо [4].

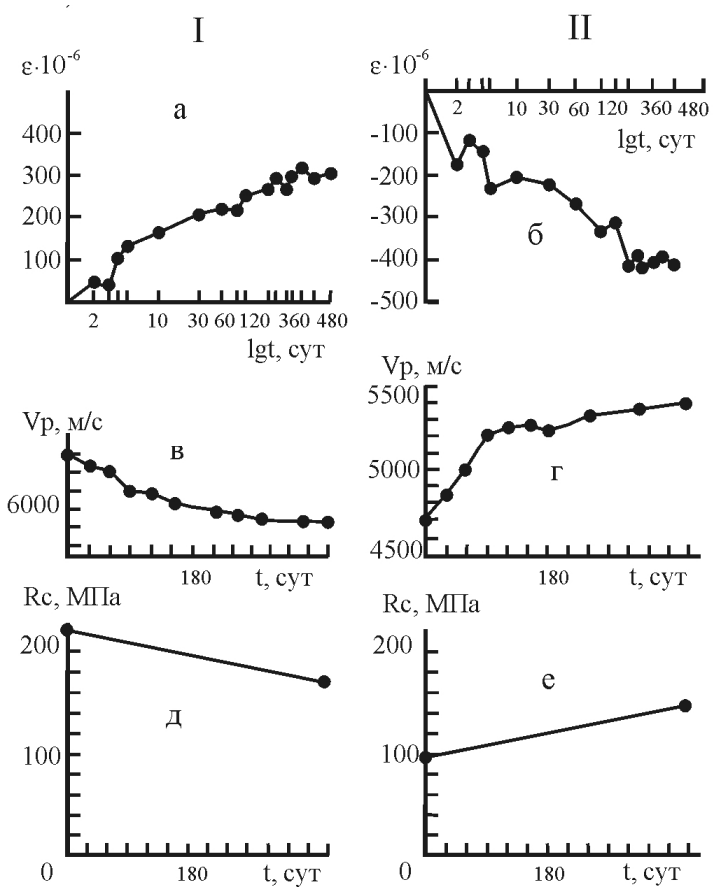


Рис. 1. Изменение свойств и состояния образцов габбро-долеритов под влиянием свободной разгрузки. I – образцы из Хараелахской мульды с глубины 1752 м; II – образцы из Норильско-Хараелахского разлома с глубины 1570 м. *а, б – относительные деформации; в, г – скорости продольных волн; д, е – прочность на сжатие [3]*

При десорбции атомов H и последующих экзотермических реакциях образуются метан и вода. Эти реакции наиболее интенсивно идут при температурах 400-600° С. Для реальной геологической среды коэффициент теплового расширения $\alpha \sim 10^{-5} \div 5 \cdot 10^{-6}$ 1/град и концентрации диффундирующего H_2, в твердой фазе около 0,1 см^3/кг, предельная деформация литосферы будет достигнута при повышении температуры на 10-20° С. Реакцией на эти процессы будут обратимые изменения объема, расширение – сжатие – расширение [1]. Отсюда появляется источник механической энергии для функционирования волноводов в качестве очагов флюидизации в нижней части коры и на границе Мохо.

Наиболее сильные изменения происходят в кристаллической структуре, где присутствуют элементы с переменной валентностью (например, Fe). При этом анион кислорода вытесняется из узла решетки и транспортируется к границе в виде подвижного радикала OH^-. Появление OH^- приводит к понижению поверхностной энергии и соответственно росту интенсивности преобразования в области тектонического течения. Компенсация уменьшения количества анионов и потери электронейтральности могут осуществляться путем преобразования FeO в Fe_2O_3,. Такие преобразования приведут к наблюдаемым уменьшениям параметров кристаллической структуры и формированию неустойчивого (или неравновесного) состояния. Здесь упругая энергия запасается на стадии имплантации, а ее высвобождение на второй стадии – стадии релаксации. Аналог этого состояния – сжатая пружина [1]. Эти процессы хорошо вписываются в зависимость $K = H(V_p/V_s)$ для древних платформ, в которой наблюдается увеличение V_p/V_s с глубиной, связанное повышением основности пород и соответственно относительно высоким содержанием железа. Преобразование Fe^{+2} в Fe^{+3} может способствовать удалению из кристаллической решетки породообразующих минералов магния, что совместно с выделением воды создает условие для образования солевого раствора. Это может быть объяснением низких значений электросопротивления в нижней части коры архейских платформ.

Ситуация при диффузии H_2, He через структуры кварцита и полевого шпата, слагающих земную кору, несколько иная. Здесь упругая энергия тоже запасается на стадии имплантации, но аналогом этого состояния является растянутая пружина. Имплантации гелия в структуру эталонного образца кварца приводила к увеличению объема кристаллической решетки до 1-1.5 %. Породы кислого и среднего состава распространены преимущественно в верхней половине коры на архейских платформах и предположительно во всем разрезе коры фанеройских структур. Как известно, коэффициент Пуассона (s) для кварца имеет аномально низкое значение (наиболее низкие значения установлены для аморфного кремнезема), это означает, что продольной деформации растяжения может также отвечать поперечная деформация растяжения или ее отсутствие, что объясняет поведение кварца при имплантации H_2, He.

Породы с повышенным содержанием кварца характеризуются большей хрупкостью, чем основные породы. К увеличению хрупкости приводит еще и газонасыщение пород. В нижней части коры в восходящем потоке газов может присутствовать силан, при взаимодействии которого с водой выделяется кварц и водород: $Si_2H_6 + 4H_2O = 2SiO_2 + 7H_2$. Струи силана были обнаружены В.Н. Лариным [5]. Фанерозойские платформы более флюидонасыщены, чем архейские [6], что и находит свое отображение в низких значениях на графиках $K(H)=V_{cp}/V_{cs}$ [7], где V_{cp} и V_{cs} – средние скорости.

Захват H_2, He дефектами структуры существенно ограничивает их подвижность. При миграции по вакансионному механизму коэффициенты диффузии составляют 10^{-13}-10^{-15} см^2/сек и меньше в широком диапазоне температур. Следовательно, часть легких газов в геологической среде может быть практически выключена из влияния на динамические явления в среде [1]. С другой стороны насыщение геологической среды H_2, He увеличивает ее энергетический потенциал, что часто игнорируется при изучении реологии геоматериалов. Если учитывать, что существует долговременный и переменный восходящий поток легких газов с различным содержанием компонент газов по глубине (не исключено, что с резким различием), то влияние на динамические явления в среде может оказывать поток, контролируемый

междоузельным механизмом диффузии. Это позволяет предполагать, что области пониженных значений V_p/V_s в нижней части консолидированной коры отражают современный в геологическом смысле процесс дегазации. В средней части коры струйный характер восходящих потоков водорода и гелия может находить отображение в вертикальных зонах интенсивной сейсмической записи, нередко с горизонтальной слоистостью внутри этих зон.

В зависимости от масштаба и интенсивности дегазации могут происходить различные сценарии развития событий от землетрясений до образования слоев и блоков с различными эффективными значениями σ. При тектонической активизации древних структур наблюдаются примерно та же картина распределения V_p/V_s как и для фанерозойских структур. Например, на сейсмических разрезах очаги землетрясений в Байкальской рифтовой зоне располагаются на наклонной границе слоя относительно пониженных значений s [8]. Таким образом, средняя и нижняя части земной коры могут рассматриваться как флюидонасыщенные.

Границу Мохо можно определить как пограничную область перехода воды и молекул газов из межкристаллического пространства в структуру кристаллической решетки. В работе [9] рассмотрено проявление сейсмичности как функции проницаемости геологической среды в диапазоне глубин от 10 км до 80 км, обосновывается физическая природа, уровня повышенной сейсмичности на глубине приблизительно 70 км. Образование этого уровня связывается с переходом водного флюида в кристаллическую решетку минералов так, согласно [10] для давлений порядка 22 кбар, соответствующей этой глубине энергетически выгодным становиться вхождение воды в кристаллическую решетку минералов. Это может увеличивать дифференциацию разреза по V_p/V_s . Кроме того, характер и величины значений распределения V_p/V_s в верхней мантии во многом будут, предопределяться преимущественным химическим составом флюидных потоков. По концепции эволюции флюидного режима эндогенных процессов [11] вынос в земную кору из мантии флюидных и некогерентных элементов способствовало ее истощению и кристаллизации пород на все больших глубинах. Увеличение мощности и жесткости тектоносферы приводило к увеличению глубины проникновения разломов в верхнюю мантию. Инверсия флюидного режима эндогенных процессов с восстановительного на окислительный на рубеже архея и протерозоя обусловила изменение характера петрогенеза и рудообразования. В целом для эндогенных флюидных систем в верхней части коры отмечается их значительная инверсия. Применительно к интерпретации ″слоистости″ распределения V_p/V_s для верхней мантии, инверсия флюидных систем может являться еще одним аргументом, позволяющим рассматривать V_p/V_s , как функцию флюидизации.

По-видимому, именно восходящая миграция H_2, Не в составе флюидного потока совместно с тектоническими волнами обеспечивают условия для длительного функционирования гидротермальных систем. Аномальные содержания Не на целом ряде месторождений нефти подтверждают этот вывод. Процесс водородной дегазации Земли позволяет объяснить образование рудных месторождений с рассеянной минерализацией без привлечения магматизма. При диффузии в кристаллическую решетку H^+ нарушают связи между элементами-примесями в структуре породообразующих минералов, заставляя эти элементы мигрировать на границы микропор. Волны деформаций напряжений способствуют развитию сети трещин, на стенках которых эти элементы начинают концентрироваться. Численное моделирование процесса тепломассопереноса для окисленных и восстановленных флюидов показало, что нет существенных различий в их агрессивности при воздействии на породы в интервале давлений и температур литосферы [12]. Углеродистые флюиды более интенсивно гранитизируют литосферу, чем окисленные (водные), при условии, что те и другие содержат Cl, F. Если они отсутствуют, то у водных и углеродистых флюидов нет выраженных свойств ″гранитизаторов″. О возможности образования гранитов в отсутствие воды отмечено также в книге [13]. Вполне вероятно, что образование в океанах асейсмичных поднятий с переходными типами коры: увеличение мощности коры до 10-25 км, понижение скорости до 6 км/с и кислым составом пород [14] может быть связано с дегазацией из мантии восстановленных флюидов. Следовательно, с самого зарождения континентальной коры гранитизация развивалась в присутствии воды и/или восстановленных флюидов. С практической точки зрения, это может

быть использовано для обоснования исследований этих поднятий на предмет поисков углеводородов.

Представленные результаты приводят к достаточно парадоксальному выводу о том, что каждый реологический уровень тектоносферы сам по себе является флюидонасыщенным. Для каждого реологического уровня тектоносферы существует свое равновесное содержание (концентрация) флюида, что подтверждается одинаковым диапазоном изменения V_p/V_s . Отсюда, возможно и обратное утверждение, свойства тектоносферы определяется, не только реологией геоматериала, но и формой нахождения флюида.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. – Королев: ЦНИИМАШ. 2007. – 160 с.
2. Валяев Б.М., Домнин П.Д., Люстих А.Е., Яницкий И.Н. Короткопериодные вариации потока гелия в связи с афтершоками землетрясения 28-29 VI 1976 г. в Грозном // ДАН СССР. –Т. 235. – № 2. – 1977. – С. 466-469.
3. Шаумян Л.В. Массивы скальных пород // Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1986. – 254 с.
4. Кузин А.М. Отображение общих закономерностей в локализации месторождений флюидного генезиса по данным интерпретации сейсмических методов // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Тр. Всероссийской (с международным участием) конференции. – Апатиты: Изд. Геологического института КНЦ РАН, 2009. – С. 175-182.
5. Волков Ю.В. Реакция превращения воды в кварц и ее значение для геологии // Система ″Планета Земля″: 15 лет междисциплинарному научному семинару. 1994-2009. Монография. – М.: ЛЕНАНД, 2009. – С. 151-152.
6. Киссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы // Флюиды и геодинамика. – М.: Наука, 2006. – 283 с.
7. Егоркин А.В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. – 1996. – № 4. – С. 25-30.
8. Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах. – Новосибирск: ВО Наука, 1993. – 199 с.
9. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В Особенности сейсмического режима литосферы – проявления воздействия глубинного водного флюида // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Мат. докладов Всероссийской конференции – в 2-х томах. – Т. 2. – М.: ИФЗ, 2009. – С. 345-353.
10. Адушкин В.В., Родионов В.Н. О природе механического движения в недрах Земли // Физика Земли. – № 2. – 2005. – С. 88-91.
11. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики: Мат. Теоретического семинара ОГГГТН РАН, 1998-1999 гг. – М.: ГЕОС, 2000. – 246 с.
12. Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. – Новосибирск.: ″Гео″, 2007. – 192 с.
13. Ботт М. Внутреннее строение Земли. – М.: Мир, 1974.
14. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. – М.: Наука, 2006. – 283 с.

УДК 551. 24

"ПАРАДОКСЫ" БОЛЬШИХ И МАЛЫХ СКОРОСТЕЙ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Ю.О. Кузьмин

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, Россия

"Парадоксы скоростей" появились в проблеме "Современные движения земной коры", которая сейчас именуется "Современная геодинамика", во второй половине 20 века, когда многочисленные, разномасштабные повторные геодезические наблюдения приобрели систематический характер. Так, "парадокс" больших скоростей современных движений земной коры проявился в том, что при унаследованном характере движений от прошлых геологических эпох, современные вертикальные движения на платформе со скоростями порядка нескольких мм в год сформировали бы горы и впадины в несколько км высотой (глубиной), чего фактически нет [1].

Для объяснения этого парадокса были привлечены представления [2] о прерывистом (пульсационном) характере движения астеносферного слоя, который приводит к знакопеременным вертикальным и горизонтальным движениям земной поверхности. Предложенные механизмы достаточно хорошо объясняли формирование основных пространственно-временных характеристик современных геодинамических процессов, полученных по результатам повторных нивелирных наблюдений вдоль линий Государственной нивелирной сети с большими интервалами между повторениями (десятки лет) и расстояниями между измерительными пунктами (десятки км).

Однако, в связи с бурным развитием работ на специально организованных геодинамических полигонах различного целевого назначения, были получены новые данные о современном геодинамическом состоянии недр платформенных, слабосейсмичных регионов.

Знаковым событием, разрушившим привычную парадигму унаследованного характера развития современных геодинамических процессов явилось организация Министерством нефтяной промышленности СССР в начале семидесятых годов прошлого века долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах. В качестве таких объектов были использованы территории крупных нефтегазоносных бассейнов древней докембрийской Русской платформы (Припятский прогиб, западное и северо-западное обрамления Прикаспийской впадины, Башкирский свод и Соликамская впадина), Западно-Сибирской плиты (Вартовский свод), предгорных и межгорных прогибов складчатых областей (Тёрско-Каспийский, Предгиссарский, Рионо-Куринский) [3]. Крайне важно, что основные параметры измерительных систем (густота пунктов, частота опроса и точность наблюдений) на геодинамических полигонах, расположенных в платформенных, асейсмичных районах, оказались идентичными полигонным системам измерений, расположенных в орогенных, сейсмоактивных областях.

Оказалось, что имеют место интенсивные локальные аномалии современных движений земной поверхности, приуроченные к зонам разломов различного типа и порядка. Эти движения высокоамплитудны (50-70 мм/год), короткопериодичны (0,1-1 года), пространственно локализованы (0,1-1 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости относительных деформаций у них крайне высоки ($5 \cdot 10^{-5}$ - $x10^{-4}$/год) и поэтому они были определены как суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов [4, 5, 6].

Естественно, что подобный, "высокочастотный" спектр движений оказался трудно объяснимым в рамках динамики астеносферных процессов. В конечном итоге главный вопрос разрешения "парадокса" больших скоростей свелся к анализу соотношения региональных и локальных процессов. Действительно, если имеет место унаследованная схема дефор-

мирования, то локальные деформации в зонах разломов должны иметь монотонный, однонаправленный характер развития во времени в полном соответствии с морфолого-генетическими характеристиками разрывных структур и региональной схемой тектонических напряжений. Однако, как показали детальные исследования локальная динамика разломных зон демонстрирует явно выраженный автономный характер.

Так, например, в целях выявления тонкой структуры деформационных процессов на локальном уровне был проведен уникальный эксперимент. Вдоль простирания регионального Речицкого разлома (Припятская впадина, Белоруссия) было исследовано пространственное распределение вертикальных смещений, на основе 26 квазиортогональных пересечений зоны разлома нивелирными профилями. Уникальность эксперимента заключалась в том, что практически одновременно проводились повторные высокоточные (со среднеквадратической погрешностью 1.5-2 мм) наблюдения с интервалом в 1 год.

На рис. 1а, б представлены итоговые результаты. Оказалось, что из 26 пересечений, только на 9 участках были выявлены аномальные деформации. Примечательно, что амплитуда и морфология аномальных смещений во многом идентичны. Из рис. 1а следует, что величины среднегодовых скоростей варьируют в пределах от 10 мм в год до 20 мм в год. Морфологически смещения представляют собой узкие пикообразные просадки земной поверхности, имеющие ширину 0.5-1.0 км. Такой тип деформационных аномалий в зонах разломов был идентифицирован, как аномалии γ типа [4]. Местоположение Речицкого разлома в пределах Припятской впадины и номера профилей, на которых были выявлены аномальные смещения, показаны на рис. 1б.

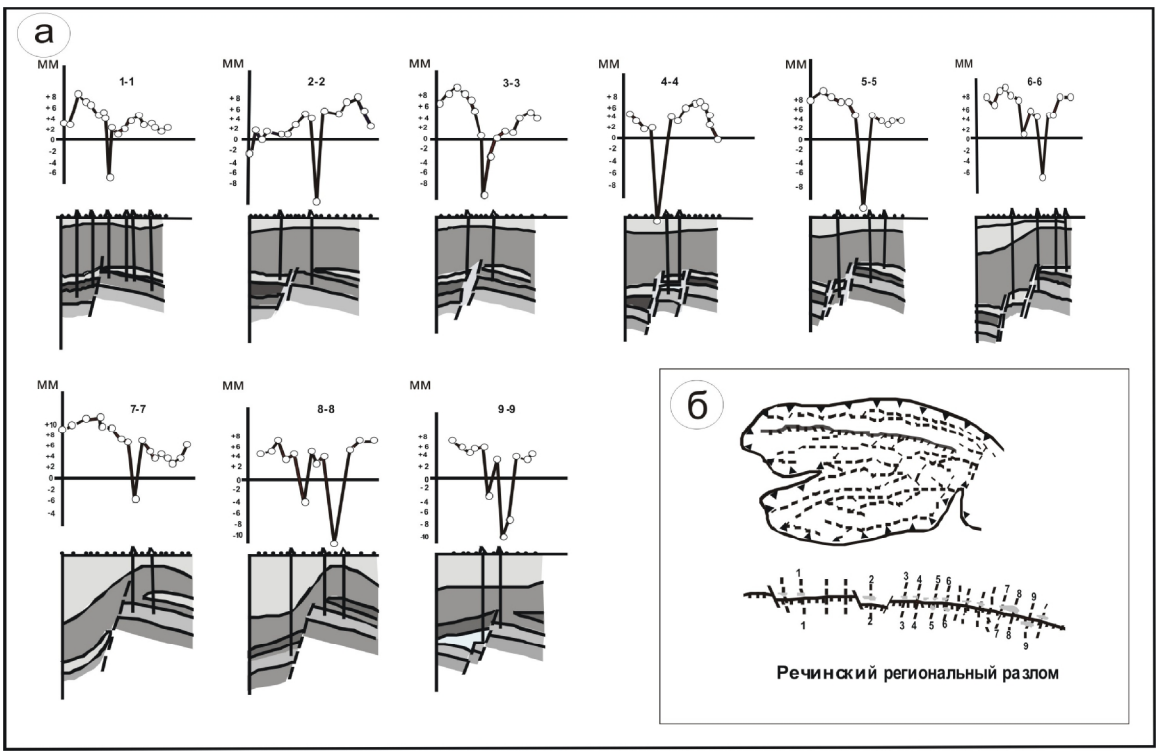


Рис. 1. Распределение современных вертикальных смещений земной поверхности по профилям, организованным вдоль простирания Речицкого разлома (а) и местоположение нивелирных профилей (б)

Отсюда следует два важных вывода. Во-первых, показано, что даже в пределах одной разломной зоны картина пространственного распределения деформаций носит контрастно – неоднородный, дискретный характер. Во-вторых, полученные результаты указывает на отсутствие ступенеобразных вертикальных смещений в пределах столь ярко выраженной разломной зоны сбросового типа. Подробный анализ других разломных зон расположенных в пределах Припятской впадины так же выявил повсеместное проявление аномалий γ типа и

отсутствие значимых ступенеобразных смещений, т.е. отсутствие унаследованности современных движений.

При тектонофизическом анализе результатов измерений в современной геодинамике одним из наиболее важных вопросов является вопрос временной стабильности регионального напряженно-деформированного состояния. Зачастую исследователям приходится постулировать неизменность и/или монотонность во времени уровня и направленности регионального поля напряжений. Это естественным образом вытекает из анализа натурных данных. Нередко при использовании результатов геодезических наблюдений (наземных /или спутниковых) возникает необходимость тривиального осреднения и экстраполяции измеряемых кинематических величин (скорость и направленность смещений) в условиях редких и спорадических циклов повторных наблюдений, проводимых на больших базах измерений. Естественно, что при сопоставлении GPS-наблюдений, имеющих 2-3 повторных цикла измерений в интервале нескольких лет на расстояниях первых десятков км, с высокоточными наземными, многолетними наблюдениями, возникают принципиальные противоречия.

Так, по результатам ряда исследователей [7], скорости относительных горизонтальных деформаций земной поверхности, полученные по данным GPS измерений, достигают величин 10^{-8}-10^{-9} в год, в то время, как наземные наблюдения (светодальномерные и деформографические), выявляют среднегодовые скорости на уровне 10^{-5}-10^{-6} в год [8]. Все это позволяет трактовать выявленное несоответствие, как ″парадокс″ малых скоростей горизонтальных деформаций земной поверхности [7].

Иными словами, ″парадоксы″ больших и малых скоростей деформаций в современно геодинамике сводятся к надежно установленному эмпирическому факту – наличию исключительно высоких локальных скоростей деформаций в зонах разломов, порядка 10^{-5} в год и более, которые протекают в обстановке весьма низких региональных деформаций, имеющих среднегодовые скорости на 2-3 порядка меньше.

Для разрешения этих ″парадоксов″ в [4] предложена схема формирования соотношения региональных и локальных процессов в современной геодинамике. Для этого использованы методы наследственной механики деформируемых сред [9]. Рассматривая, для феноменологической иллюстрации, одномерное уравнение развития деформации во времени можно записать

$$\varepsilon(t) = \frac{s(t)}{E(t)} + \int_0^t K(t-\Theta)\cdot s(\Theta)d\Theta, \qquad (1)$$

где $s(t)$ и $E(t)$ – приложенное напряжение и модуль Юнга соответственно; $(t-\Theta)$ – история нагружения, K – интегральное ядро Вольтерра, характеризующее функцию памяти (унаследованности) процесса. Справедливо полагая, что установившееся вязкое течение является полностью унаследованным процессом, можно уравнение (1) переписать в следующем виде

$$\varepsilon(t) = \frac{s(t)}{E(t)} + \int_0^t K(s)\cdot s(\Theta)d\Theta. \qquad (2)$$

Дифференцируя (2) по времени получим

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2}\cdot\dot{E} + K(s)\cdot s\ . \qquad (3)$$

Так как в случае установившегося течения: $K(s)=\frac{1}{h}$, то (3) будет иметь вид

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2}\cdot\dot{E} + \frac{s}{h}. \qquad (4)$$

Уравнение (4) является аналогом уравнения Максвелла для вязкоупругой среды, но для сред с нестабильными жесткостными характеристиками, т.к. модуль Юнга в физическом смысле является коэффициентом ″сопротивления″ (жесткости) среды приложенным нагрузкам (напряжениям).

Геодинамический анализ этого уравнения показывает, что третье слагаемое характеризует абсолютную унаследованность деформационного процесса.

Использование первого слагаемого позволяет разрешить ″парадокс″ больших скоростей в рамках схемы внешнего силового воздействия астеносферного слоя, предложенного В.А. Магницким. Однако, в рамках этого подхода не удается разрешить ″парадокс″ малых скоростей, т.к. малым внешним силовым воздействиям соответствуют и малые деформационные отклики среды. В то же время, выше было показано, что имеют место деформационные аномалии с высокой скоростью деформирования в зонах разломов при низких скоростях внешнего, по отношению к разломной зоне, нагружения.

Использование второго слагаемого, которое характеризует так называемое ″параметрическое″ возбуждение (индуцирование) процессов, позволяет достаточно адекватно разрешать оба ″парадокса″ скоростей в современной геодинамике. Действительно, вариации во времени внутренних параметров среды в обстановке внешнего квазистатического нагружения, обеспечивают наличие высоко интенсивных деформаций в зонах разломов (″парадокс″ больших скоростей) и малую интенсивность региональных деформаций (″парадокс″ малых скоростей).

Исключительно важным аргументов в пользу использования ″параметрической″ идеологии при разрешении обоих ″парадоксов″ является анализ энергетики деформационных процессов.

Как следует из основ физики деформируемых сред с дефектами, процесс нагружения деформируемой среды может быть осуществлен двумя путями: ″мягким″ и ″жестким″.

В случае ″мягкого″ нагружения деформационные процессы развиваются в обстановке фиксированных, квазистатических нагрузок. При реализации ″жесткой″ схемы фиксированными являются смещения (деформации). В опытах с образцами горных пород первая схема соответствует, так называемым испытаниям на ползучесть. В рамках ″жесткой″ схемы реализуется заданная программа монотонного (постоянного) смещения нагружающих элементов пресса.

Можно достаточно легко показать, что накоплению энергии и концентрации напряженно-деформированного состояния в случае ″мягкой″ схемы соответствует ″мягкое″ включение – область пониженных жесткостных параметров среды. В случае ″жесткой″ схемы накопление энергии происходит в пределах ″жестких″ включений – областей повышенных жесткостных параметров среды.

Действительно, если, в рамках феноменологического подхода, в качестве базового энергетического параметра выбрать удельную объемную потенциальную энергию деформирования, то она может быть выражена в двух формах, учитывающих параметры жесткости, напряжений и деформаций. В первом случае используются параметры жесткости и напряжения:

$$e = \frac{s^2}{2 \cdot E}. \qquad (5)$$

Во втором случае – жесткости и деформации:

$$e = \frac{1}{2} E \cdot e^2. \qquad (6)$$

Если теперь, как и прежде, считать, что $s = s(t)$, $e = e(t)$, $E = E(t)$, то варьируя величину удельной энергии во времени, можно оценить знак ее изменения (накопление или уменьшение) в зависимости от знака изменений параметров жесткости (″ужесточение″ или ″размягчение″) для ″мягкого″ и ″жесткого″ способов нагружения, соответственно:

$$de = \frac{s \cdot ds}{2 \cdot E} - \frac{s^2}{2 \cdot E} \cdot a \ . \qquad (7)$$

где: $a = \frac{dE}{E}$ – относительное изменение жесткости среды.

$$de = E \cdot e \cdot de + \frac{1}{2} E \cdot e^2 \cdot a \ . \qquad (8)$$

Т.к. в случае ″мягкого″ нагружения – $s = const$, $\overset{*}{s} = 0$, то изменение энергии будет:

$$de = - \frac{s^2}{2 \cdot E} \cdot a \ . \qquad (9)$$

В случае ″жесткого″ нагружения - $e = const$, $de = 0$:

$$de = \frac{1}{2} E \cdot e^2 \cdot a \ . \qquad (10)$$

Отсюда следует, что в случае a • 0 (размягчение) энергия накапливается (de • 0) при мягкой схеме нагружения, а в случае a • 0 (ужесточение) энергия накапливается (de • 0) при ″жесткой″ схеме нагружения.

Иными словами, в случае малых скоростей регионального деформирования аномальное напряженно-деформированное состояние будет формироваться в пределах ″мягких″ включений. Естественно, что применительно к условиям земной коры таковыми являются зоны разломов различного типа и порядка.

Таким образом, рассмотрение эмпирических результатов наблюдений совместно с анализом в рамках физики деформирования неоднородных сред указывает на то, что в качестве наиболее адекватного механизма, позволяющего разрешить, как ″парадокс″ больших скоростей, так и ″парадокс″ малых скоростей деформаций в современной геодинамике, являются представления о параметрическом индуцировании малыми воздействиями деформационных процессов в зонах разломов в обстановке квазистатического регионального режима нагружения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00825-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буланже Ю.Д., Магницкий В.А. Современные движения земной коры. Состояние проблемы //Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 10. – 1974. – С. 19-54.
2. Магницкий В.А. Современные вертикальные движения земной коры: ″Парадокс″ больших скоростей // Земля и Вселенная. — № 4. 1985. – С. 10-15.
3. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. – М.: Наука, 1989. – 189 с.
4. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений. – № 11. – М.-Д.: Дониш, 1989. – С. 52-60.
5. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. – М.: Агентство Экономических Новостей, 1999. – 220 с.
6. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. – № 10. – 2004. – С. 95-112.
7. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. – 2009. – № 11. – С. 44-60.
8. Кармалеева Р.М., Кузьмин Ю.О. Геодеформационный мониторинг особо ответственных и экологически опасных объектов // Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 303-312.
9. Работнов Ю.Н. Элементы наследственной механики твердых тел. – М.: Наука, 1977. – 384 с.

УДК 551.2:504

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПОДНЯТИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИЙ

Ю.О. Кузьмин[1], А.И. Никонов[2]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия;
[2]Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

Традиционно считалось, что для платформенных территорий, в пределах локальных структур залегания слоев пород имеет пликативный характер (образование пологих складок без разрыва их сплошности) с углами наклона их крыльев, изменяющихся от 40′ до 1° реже 2-3°. Механизм образования таких структур связывался со структурами облекания выступов фундамента осадочным чехлом на фоне эпейрогенических (региональных) движений [3].

Внедрение новых технологий и научных подходов в практику геологоразведки и разработки нефтегазовых месторождений, а в частности геолого-геофизических методов изучения геологического строения локальных структур, а также развитие теории неорганического происхождения углеводородов позволило пересмотреть позиции на процессы формирования таких структур [2, 3]. Основными факторами структурной неоднородности пород, проявленными в виде зон вертикальной и горизонтальной трещиноватости (разломов), таких поднятий являются разнонаправленные вертикальные движения блоков фундамента [4, 6]. В связи с чем, формирование морфоструктурных особенностей стратиграфических поверхностей данных поднятий определяются амплитудой поднимающихся или опускающихся блоков фундамента.

Работы по физическому и математическому моделированию деформационных процессов в горных породах при формировании локальных поднятий (изгиб слоев), позволяют продемонстрировать образование зон аномальных напряжений, реализация которых может привести к образованию зон разломов [5] .

Палеотектонические построения позволяют наглядно проследить изменение во времени пространственное положения любого выбранного горизонта и оценить размах вертикальных движений в пределах исследуемой площади (Нейман, 1984). Но данный анализ на основе изучения мощностей литолого-стратиграфических разностей пород не позволяет выделять в разрезе этих структур разрывных нарушений. Поэтому применение методов геометрической теории деформаций совместно с методами палеогеодинамического анализа позволяет выделять типы разломообразования.

Как известно, из основ механики твердого тела деформацию можно представить в виде двух компонент: объемной и сдвиговой. Первая отождествляется с изменениями размеров деформируемого объкта, вторая с изменением его формы. Применительно к проблемам изучения вертикальных движений как современного, так и палеорельефа поверхности, эти два типа деформаций сводятся к изгибу и сдвигу соответственно. Особенно актуальной эта проблема становится для установления механизмов деформирования (типов движений) в зонах разломов.

В ранее опубликованных работах с использованием комплекса геолого-геофизических, дистанционных исследований и палеогеодинамических построений приведены доказательства, подтверждающие факт формирования антиклинального поднятия за счет разнонаправленных вертикальных движений блоков фундамента, залегающих в его основании и разделенных зонами разломов (Кравцов, Никонов, 1996; Кузьмин, Никонов, 2002).

В данной работе впервые предложена методика для палеогеодинамического анализа формирования локальных структур, а также определения типа деформирования предполагаемых зон разломов на примере Щелковского поднятия. За эпоху наблюдений в данном

случае берется интервал времени между нижней и верхней стратиграфической поверхностью. Реперами служат стратиграфические отбивки по глубине скважин, минимальные значения которых в пределах стратиграфической поверхности принимаются за ноль. Остальные значения поверхности вычисляются как разность между имеющимися и минимальными значениями. В результате получаются относительные отметки поверхности, с которыми легко оперировать, проводя палеогеодинамический анализ. Для Щелковского поднятия за нулевую поверхность (фоновую), принят стратиграфический горизонт верхнего девона хворастанских известняков, залегающий выше кровли фундамента от 120 до 300 м.

С целью проведения дальнейшего определения типа деформирования пород для выбранного локального поднятия строятся графики эволюционного развития структуры и разности амплитуды вертикальных движений между более ранней стратиграфической поверхностью и более поздней. Первый тип графиков – эволюционный, получается непосредственно вычитанием фоновой поверхности из всех последующих и характеризует накопленную деформацию за время формирования структуры. Второй тип графиков – пульсационный, показывает величину вертикальных смещений структурных поверхностей, произошедших за период активизации блоковых движений. Для проведения палеогеодинамического анализа были выбраны два профиля, пересекающие структуру поднятия в крест его простирания.

Анализируя графики эволюционного развития (Кузьмин, Никонов, 2002) можно сделать вывод о том, что на фоне общего поднятия структуры начиная с верхневоронежсого времени верхнего девона в центральной части структуры (скв. 19, 107, 154, 20) формируется зона опускания. Максимальные величины проседания структуры характерны для клязменского времени, а их сумарная осадка относительно поверхности хворастанского горизонта верхнего девона составляет 44 м. Второй тип графиков показывает, что в пределах разновозрастных стратиграфических поверхностей происходит постоянная смена знака вертикальных движений. При чем, развитие структуры включая поверхность семилукского возраста происходит на фоне регионального сжатия. В дальнейшем региональное поле напряжений сменяется растяжением вплоть до начала кревякинского времени верхнего карбона, где происходит новый этап смены растяжения сжатием.

Основу формализованного анализа определения типа деформирования стратиграфических поверхностей составляют два безразмерных параметра P и Q (рис. 1).

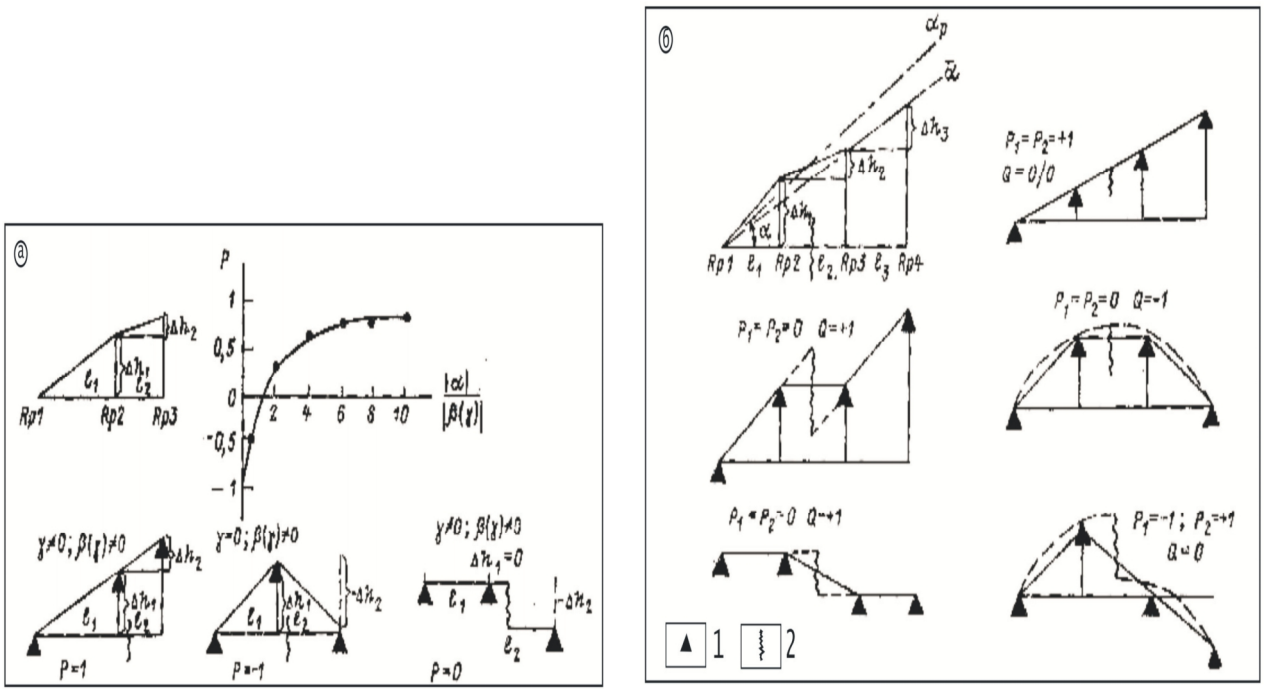


Рис. 1. Определение формализованных параметров, показывающих тип аномалий: *а) схема трех реперов, б) схема четырех реперов*

Первый определяет степень неоднородности деформирования поверхности, а второй характеризует тип ее деформации. Количественная оценка степени однородности деформирования стратиграфической поверхности определяется параметрами α – однородный наклон и γ – локальный изгиб, а вычисления проводятся по формуле

$$P = \frac{/a/-/g/}{/a/+/g/},$$

где $a = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{\Delta h_2}{l_2}\right)$, $b = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_2}{l_2}\right)$; Δh – значение превышения одной точки над другой, а l - расстояние между скважинами.

Предложенный параметр не имеет особых точек и изменяется в интервале $|1;-1|$. Пример градуированного графика параметра P представлен на рис. 1а. Каждому значению P соответствует вполне определенный тип деформирования. Так, значению P = +1 соответствует α – аномалия, означающая региональный наклон; при P = –1 имеет место чистый изгиб – аномалия типа γ, что означает максимальное нарушение однородности деформирования. Высокая степень неоднородности ($P \to -1$) может быть обусловлена как локальным проявлением сдвигов бортов разлома, так и изгибом в окрестностях тектонического нарушения. Для того, чтобы разделить вклад этих причин необходимо ввести в рассмотрение не две секции исследования отметок палеорельефа (три пункта, разлом проходит через одну из секций), а три секции (четыре пункта, разлом проходит через среднюю секцию) – рис. 1а. Чтобы для четырех пунктов ввести параметры, аналогичные α и γ, рассмотрим суперпозицию трех левых и трех правых пунктов (рис. 1б). Для них необходимо найти соответствующие наклоны α_1 и α_2 и изгибы γ_1 и γ_2.

Средние значения наклона и изгиба будут равны

$$\bar{a} = \frac{1}{2}(a_1 + a_2) = \frac{1}{4}\left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{2\Delta h_2}{l_2} + \frac{\Delta h_3}{l_3}\right); \; \bar{g} = \frac{1}{2}(g_1 + g_2) = \frac{1}{4}\left(\frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_3}{l_3}\right).$$

Для определения регионального наклона и изгиба будем считать среднюю секцию "дефектной", искажающей региональные значения наклона и изгиба, и исключим ее из рассмотрения, тогда

$$a_P = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{\Delta h_3}{l_3}\right).$$

Так, как в общем случае мы имеем суперпозицию регионального наклона, изгиба и дифференцированных движений бортов разлома, то освободимся для начала от регионального наклона, для чего введем величину модифицированного наклона α^*, где он будет равен:

$$a^* = \bar{a} - a_P = \frac{1}{4}\left(2\frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_3}{l_3}\right).$$

Аналогично введем модифицированный изгиб γ^*

$$g^* = \bar{g} - g_P\left(\frac{\Delta h_3}{l_3} - \frac{\Delta h_1}{l_1}\right).$$

Из этих величин α^* и $(\gamma)^*$ образуем параметр Q, аналогичный P, где

$$Q = \frac{|a^*| - |g^*|}{|a^*| + |g^*|}.$$

В зависимости от соотношения α^* и γ^* параметр Q изменяется в интервале |-1; 1| аналогично параметру P. Значению Q = +1 соответствует наклон, а значению Q = –1 – изгиб.

Отсюда вытекает следующая методика количественного определения степени однородности деформирования и выявления типов аномальных движений. На первом этапе по методике четырех нивелирных пунктов определяются параметры P_1 и P_2 (для трех левых и

трех правых пунктов). Если P_1 и $P_2 \to 1$, то это свидетельствует в пользу высокой степени однородности деформирования и отсутствия аномальных изменений. Параметр Q считать в этом случае не имеет смысла. Если среднее значение $P_{ср} = \frac{1}{2}(P_1 + P_2) \to 0$, то в этом случае имеют место аномальные движения. Подсчитанный в этом случае параметр Q свидетельствует о том, какой тип аномалии имеет преимущество в данной разломной зоне.

Проявление типов деформирования структурных поверхностей на Щелковском поднятия при его формировании во времени, продемонстрировано на профиле, проходящем также через скв. 19, 107, 154, 20 (рис. 2).

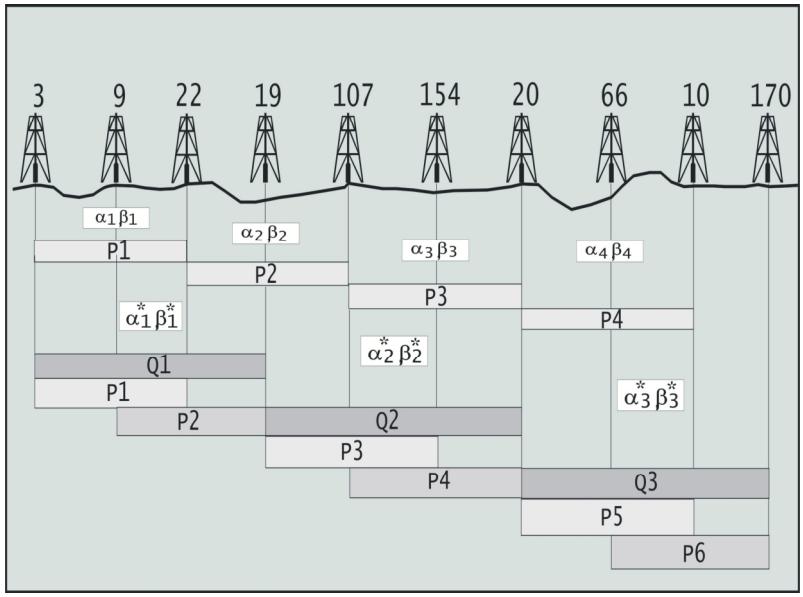


Рис. 2. Схема размещения скважин (реперов) для расчета параметров *P* и *Q* в пределах широтного профиля Щелковского поднятия. *1 – положение реперов (скважин), 2 – положение разломов*

Для выделения участков неоднородного деформирования были рассчитаны параметра P_1, P_2, P_3, P_4, которые отражают поведение стратиграфических поверхностей в соответствии с рис. 2. Для выявления участков профиля, характеризующихся наибольшей контрастностью движений были определены средние значения параметров P, которые равны соответственно: -0.3, -0.25, -0.24 и –0.05. Все они, за исключением $\overline{P}_4$ (последнего) имеют близкие значения и отрицательный знак, что говорит о неоднородном характере деформирования в пределах этих участков. Значение $\overline{P}_4$ близко к нулю и означает относительно спокойный, однородный характер деформационных процессов в этой части профиля и отсутствие интенсивных движений. Для установления преобладающих типов деформирования (сдвиг или изгиб) рассчитаны изменения параметров Q_1, Q_2 и Q_3 и по ним построены графики, характеризующие режим деформирования выявленных выше аномальных участков (рис. 3).

С целью определения устойчивости преобладающих типов деформирования были определены средние значения параметров $\overline{Q}$, которые соответственно равны: 0,31, –0,26 и 0,3. Сопоставление средних значений показывает, что $\overline{Q}_2$ является единственным участком отрицательного знака параметра Q. Это свидетельствует о том, что доминирующим типом деформирования на данном участке является изгиб стратиграфических поверхностей на протяжении всего исследуемого интервала времени. Полученные значения параметров $\overline{Q}_1$ и $\overline{Q}_2$ указывают на наличие сдвигового типа в пределах крыльев структуры. Детальный анализ временного хода изменения параметра Q указывает на характерные интервалы времени, которым присущи смена типов деформирования исследуемых поверхностей. Так, например, на втором аномальном участке четко выявляется временная граница смены типа деформирова-

ния. За период с 1 по 12 цикл средние значения параметра $\overline{Q}_2 = -0{,}42$, а после 12 цикла оно равно $\overline{Q}_2 = -0{,}01$. Это свидетельствует о том, что до 12 цикла преобладающим типом деформирования был чистый изгиб, а после, к имеющему место изгибу, добавляется сдвиговая деформация. Примечательно, что этот участок находится в центре структуры.

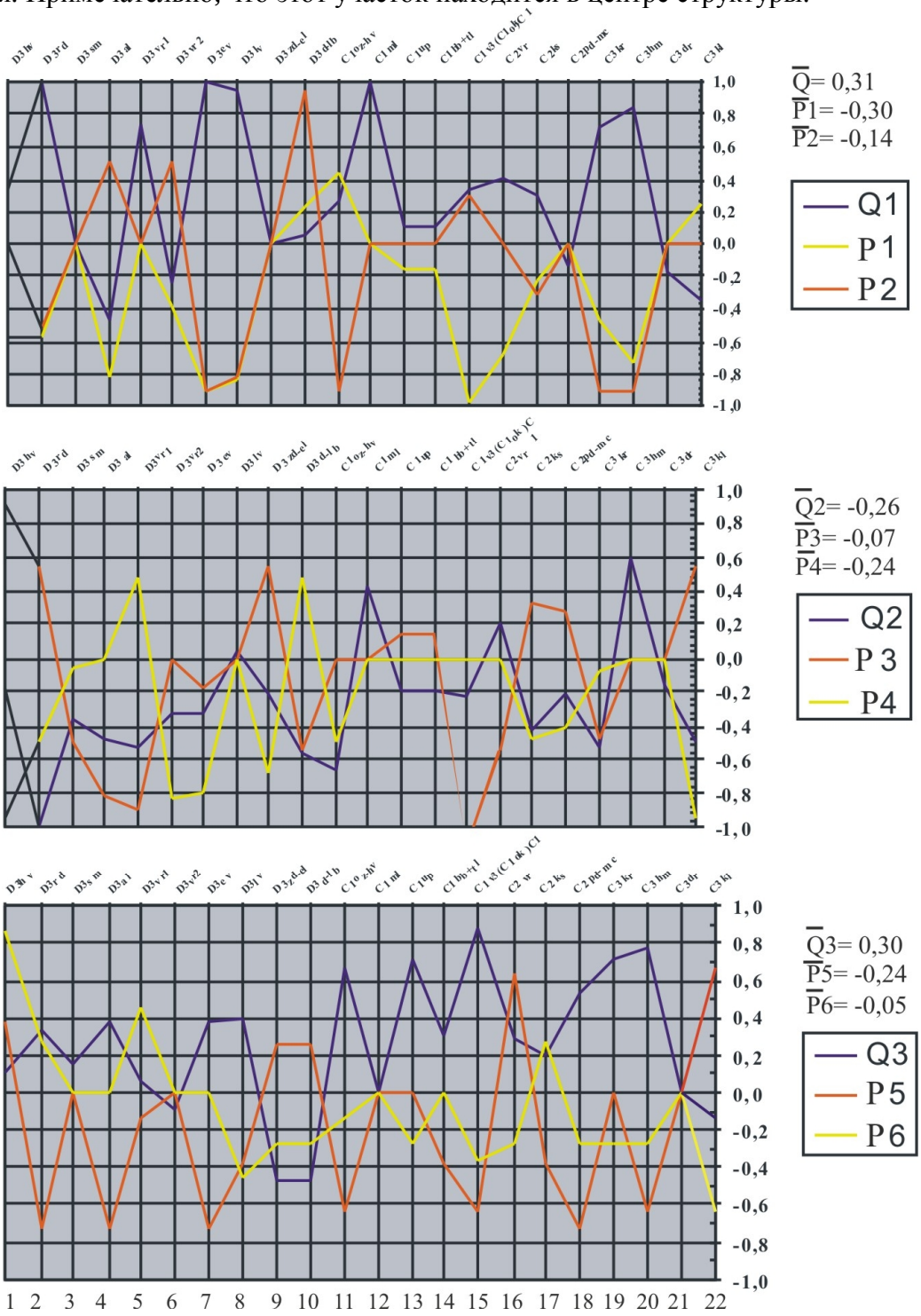


Рис. 3. Графики определения типа деформирования стратиграфической поверхности в пределах участков с выявленными активными вертикальными движениями

Характер временного хода деформирования на крыльях структуры указывает на то, что за исключением 4, 6, 18, 21 и 22 циклов на первом участоке и 7,9, и 10 циклов на третьем участке все значения параметра являются положительными. Это свидетельствует о том, что

практически на всем протяжении периода формирования структуры сдвиговые деформации на ее крыльях носят унаследованный характер.

Выявленные закономерности режима деформирования на Щелковской структуре находят естественное тектонофизическое обоснование. Приуроченность второго аномального участка (параметры P_2, Q_2) к центральной части поднятия, характеризуется в его пределах формированием локальной просадки стратиграфических поверхностей в условиях горизонтального растягивающего напряжения, обусловленного изгибом. Естественно, что в подобной ситуации на крыльях поднятия будут формироваться сдвиговые перемещения разного знака. Таким образом, предлагаемая методика позволяет эффективно проводить анализ пространственно-временной структуры в пределах поднятия за счет палеогеоденамических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации // Геология и геофизика. – № 7. – 1964. – С. 3-12.
2. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. – № 6. – 1994. – С. 78-84.
3. Шахновский И.М. Происхождение месторождений рудных и горючих полезных ископаемых. – М.: ОАО ″ВНИИОЭНГ″, 2005. – 64 с.
4. Кузьмин Ю.О. Никонов А.И. Эколого-геодинамическая опасность подземных хранилищ газа. //Информационное обеспечение рационального природопользования. – М., 2001. – С.163-171.
5. Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. – № 12. – 1973. – С. 32-48.
6. Кравцов В.В., Никонов А.И. Системно-иерархическая структура полей напряжений и ее отражение на аэрокосмических снимках на примере Самотлорского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – № 8-9. – 1996. – С. 40-44.
7. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. – М.:Недра, 1984. – 80 с.

УДК 551.24:550.34

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

Основная сеть разломов региона была заложена главным образом в позднем архее [1]. В домезозойскую историю выделяется от четырех до десяти этапов их активизации, протекавших в различных геотектонических режимах. Разломы характеризуются сложным строением и являются границами оформившихся в кеноранскую эпоху геоблоков и входящих в их состав блоков II и III порядка

Для региона характерно развитие двух разновидностей глубинных структур (линейно-блоковые и блоковые структуры III и IV порядков) – в виде желобов и в виде перевернутых конусов и блоков [2]. Структуры первого типа характеризуются максимальным погружением фундамента до 4-5 км (прогибы или системы прогибов), валообразными поднятиями поверхности Мохо с амплитудой 2-18 км и значительным сокращением мощности коры. Для структур второго типа (блоки) характерна приподнятая поверхность кристаллического фундамента (глубина залегания 0-2 км), погружение границы Мохо до 38-42 км. Большинство регио-

нальных тектонических узлов обусловлено пересечением рифейских грабенов северо-западного и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простираний. Те части региона, где отмечаются узлы их сопряжения, характеризуются наиболее высокой блоковой делимостью, им свойственны повышенная сейсмичность и аномальные значения теплового поля. Процессы тектогенеза в регионе в общем случае проявлялись в развитии тектонически ослабленных зон повышенной проницаемости земной коры, которые имеют генеральное северо-западное простирание; поперечным разломам протерозойских структур свойственно северо-восточное направление, т.е. они образуют как бы ″вторичные″ тектонические зоны, используя систему древних поперечных и диагональных разломов. В совокупности, зоны создают в пространстве сложный рисунок, образующий своеобразный тектонический каркас как рифтогенных, так и блоковых структур, последовательно развивающихся во времени. Тектоническая активизация разломов фундамента прослеживается вплоть до кайнозоя.

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. В местах этих пересечений система разломов представляла собой динамо-пару, функционировавшую в режиме растяжения-сжатия [2]. Т.е. на пересечении северо-западных и северо-восточных дислокаций возникал вертикальный глубинный стволовой канал (рис. 1).

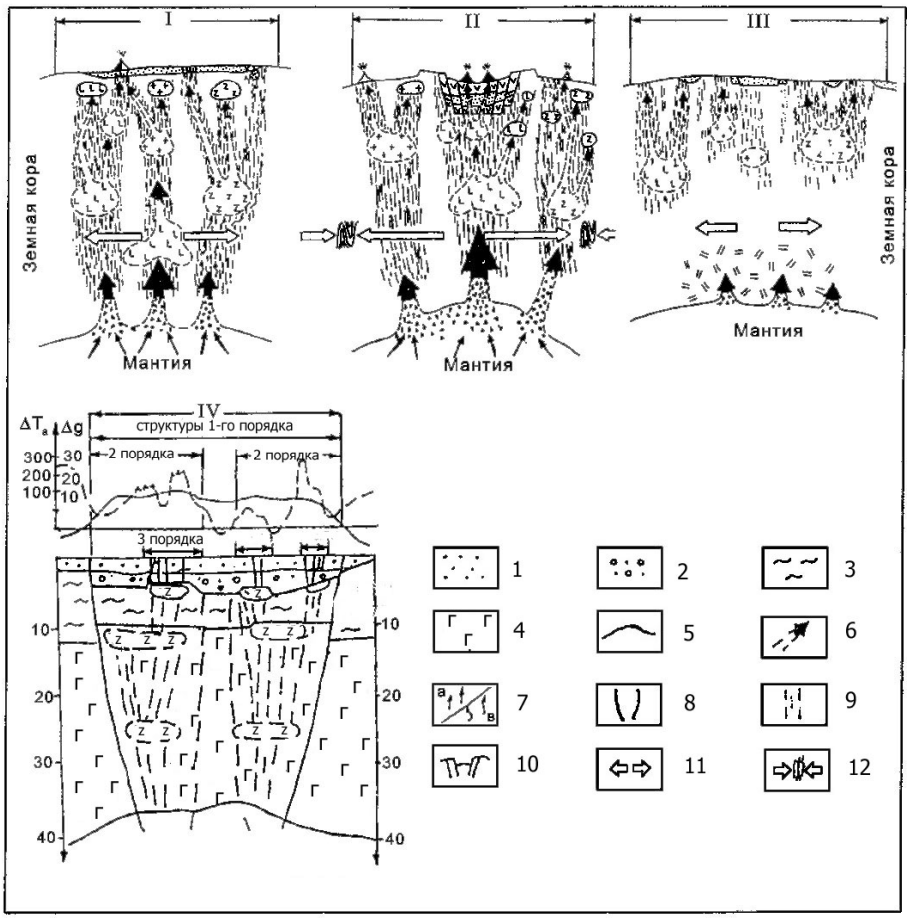


Рис. 1. Модель эволюции тектонических структур систем севера Русской плиты [2]. *I-III - стадии развития: I - зарождения и созревания; II - активного рифтогенеза; III - затухания; IV - палеозойская тектоно-магматическая активизация рифейского палеорифта; 1 - осадочные отложения; 2 - рифейские осадочно-вулканические отложения; 3 - гранитно-метаморфический слой; 4 - базальтовый слой; 5 - поверхность Мохо; 6 - высоко проницаемая вертикальная мантийная колонна; 7 - теплопотоки (а), флюидные потоки (в); 8 - конические разломы; 9 - зоны проницаемости (трещиноватости, разломы); 10 - осевые грабены; 11 - направление и интенсивность растяжения; 12 - зоны сжатия*

Венд-палеозойский осадочный чехол. В целом, разрывные нарушения представляют собой геологические тела, объем которых формируется в результате линейной деструкции земной коры (зона динамического влияния разлома). В различные эпохи активно проявлялись не все разломы, а часть из них, порой не на всем своем протяжении, а лишь на отрезках, заключенных между разломами других простираний. Т.е., на своем протяжении разломы меняют свои характеристики в геолого-геофизических материалах и неоднородны как вкрест, так и по простиранию. На территории севера Русской плиты подавляющее большинство разломов являются нарушениями со смещением слоев в теле фундамента, а в осадочном чехле им обычно соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексурообразные перегибы [2]. Иначе обстоит дело с узлами пересечения тектонических дислокаций, которые представляют 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 (рис. 2).

Как показывают наши данные, по северной границе Евроазиатской плиты, на современном этапе достаточно велика роль сдвиговой составляющей, что подтверждается также независимыми исследованиями [3]. 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. 2-9), являющихся транспортером глубинных газов.

Данные по исследованию хранилищ газа говорят, что газовое истечение сформировавшиеся в покровных толщах, имеет две секции, расположенные вдоль траектории проявления [4]. В пределах первой – в водонасыщенной толще разреза – это серия поднимающихся по подводящему каналу пузырьков, в пределах второй – в почвенном воздухе – это пульсирующие струйки газа, вырывающиеся из сопла, сформированного устьем канала на разделе между водонасыщенной и аэрированной частями подземной среды.

Узлы тектонических нарушений, имея сложную структуру проводимости, могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода природные диполи) [2] (рис. 2-3,9).

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. 2-8). К верхней части разреза приурочены и комплексные геохимические аномалии. О протекающих здесь гидрохимических процессах говорит и повышенная намагниченность четвертичных отложений [2].

Педосфера. Предварительные результаты исследований содержания калия и фосфора в почвах в районе тектонического узла показывают, что четко просматривается закономерность, чем ближе к центру узла пересечения тектонических дислокаций, тем содержание исследуемых элементов выше (рис. 2-7).

Биота. Имеются факты о локализации на тектонических разломах и нефтегазоносных структурах в тундровых и северо-таежных зонах массивов таежных лесов более высокого бонитета [5]. Это подтверждается и нашими данными об изменении площадной структуры растительного покрова в узлах тектонических нарушений (рис. 2-4). С тектоническими узлами совпадают также места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев, участки загрязнения почв и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев и дихотомии деревьев (рис. 3).

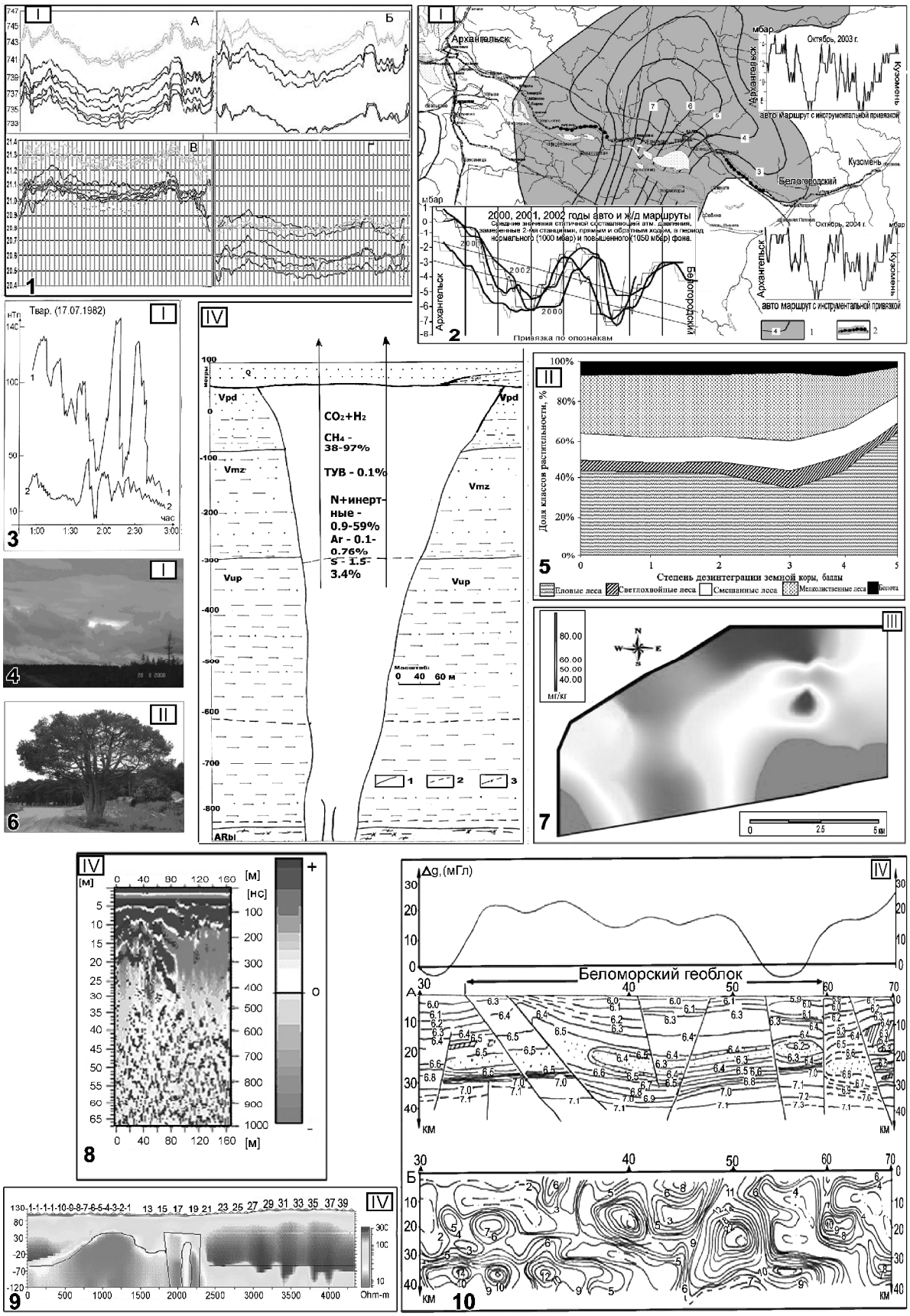


Рис. 2. Модель межгеосферного взаимодействия на площади тектонического узла. *I – атмосфера: 1 – графики атмосферного давления и содержания кислорода; 2 – строение атмосферного минимума; 3 – графики магнитных вариаций в тектоническом узле и за его пределами; 4 – структура облачности; II – биосфера: 5 - структура растительного покрова; 6 – дихотомия деревьев; III – педосфера: 7 – содержание К в горизонте А0; IV - литосфера: 8 – результаты георадиолокационных исследований: 9 – геоэлектрический разрез; 10 – разрез по данным ГСЗ*

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. Таким образом, полученные данные позволяют говорить о возможном влиянии тектонических узлов и их ″энергетических″ свойств на экологическое состояние окружающей среды. Не меньшее значение имеют и газовые составляющие зон региональных разломов.

В 2008 и 2009 гг. нами были проведены измерения атмосферного давления по профилю Архангельск-Пинега (участок Кеницы – Чуплега) для уточнения динамики изменения содержания кислорода в приземном слое атмосферы на площади тектонического узла. Полученные в 2008 и 2009 гг. результаты говорят, что, несмотря на практически полную сходимость графиков атмосферного давления, картина содержания кислорода в 2009 г. отличается от подобной в 2008 г. (рис. 2-1). Содержание кислорода зависит от PT условий и подтока глубинных газов. Значения атмосферного давления в период замеров были практически идентичны (рис. 2-1), температурный режим характеризуется около нулевыми значениями и не имеет значимых различий. Таким образом, остается только увеличение подтока глубинных газов, в первую очередь CO_2. Вопрос этот имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

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. 2-2), что вполне объяснимо, учитывая повышенное количество атмосферных осадков, выпадающих по периферии узлов (по нашим данным – 26-38 %).

Атмосфера. В 2001-2009 гг. нами проводились измерения атмосферного давления над тектоническими узлами[2], и был установлен факт постоянного ″дефицита″ атмосферного давления. Минимумы имеют сложное строение с повышением значений в центре и понижением по периферии (рис. 2-2). Неоднократные измерения, проведенные в разные годы и сезонные периоды, показывают, что выделенные минимумы являются статичные и не претерпевают сезонных изменений. Такое строение барического поля обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков. Установлено, что частота выпадения осадков и их количество в центре и на периферии узлов пересечений тектонических дислокаций, которые территориально совпадают со стационарными минимумами атмосферного давления существенно различаются. Осадки в центре тектонических узлов выпадали значительно реже, а их количество на 26-38 % меньше. Такое распределение осадков неизбежно влияет и на растительные сообщества, что подтверждается повышенным содержанием Pb (7.91 мг/кг) во мхах и в сфагновых мхах (6.81 мг/кг), увеличением содержания Zn (61.17-77.53 мг/кг) в зеленых мхах [6] и пространственным распределением калия и фосфора в почвах в районах тектонических узлов (рис. 2-7).

Выявленный факт изменения динамики короткопериодных вариаций в момент магнитных бурь в тектоническом узле и наличие зон повышенной проводимости (рис. 2-3) позволяет предположить возникновение в тектонических структурах наведенных магнитотеллурических токов и, как следствие, ионизацию воздуха над тектоническими нарушениями и узлами разломов. Своеобразная структура облачности над узлами говорит об изменении электрической проводимости атмосферного воздуха (рис. 2-4). Постоянно наблюдаемый розоватый оттенок облачности можно интерпретировать как проявление эффекта черенковского свечения, возникающего за счет сжатия горных пород. Так на космических снимках циклонов в северном полушарии отчетливо видны результаты ядерного взаимодействия нейтронов и высокоэнергетических протонов с озоновым слоем планеты в виде отдельных лепестков, закрученных против часовой стрелки [7]. Над тектоническими узлами наблюдается изменение содержания кислорода в приземном слое атмосферы (рис. 2-1), что говорит о наличии глубинной дегазации по ослабленным зонам в земной коре.

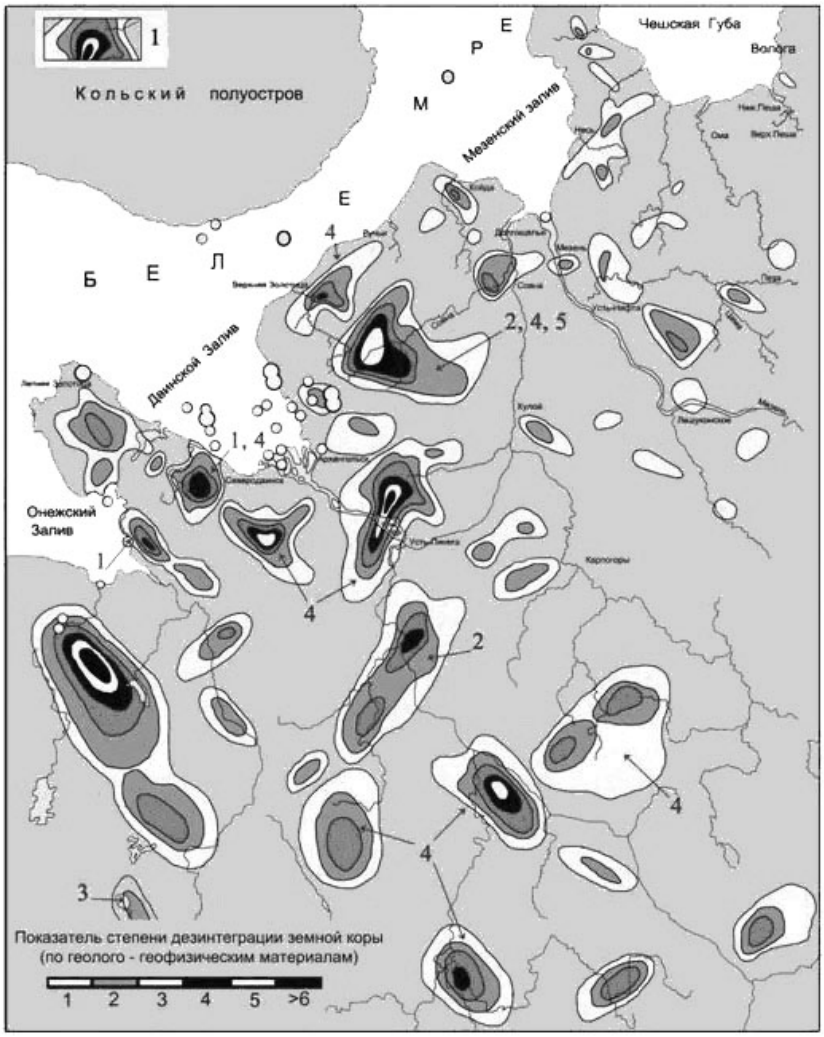


Рис. 3. Схема размещения тектонических узлов. *1 – площади тектонических узлов; цифры на схеме - места: 1 – гибели морских звезд; 2 – повышенной дихотомии деревьев и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев; 3 – массовой гибели рыб; 4 – с повышенным содержанием тяжелых металлов в почвах; 5 – изменения структуры растительного покрова*

Таким образом, наши данные свидетельствуют о наличии на участках тектонических нарушений наведенных магнитотеллурических токов, глубинной дегазации и изменений структуры барического поля. Наблюдается встречная система "воздействие-отклик", т.е. не только изменение геомагнитного поля и атмосферного давления воздействуют на напряженно-деформированное состояние геологической среды, но и сама среда воздействует на гелиометеорологические параметры. Т.е., в районе тектонических узлов формируются вертикальные сквозные каналы сложного межгеосферного взаимодействия, захватывающие литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_р_север_а и Программы ОНЗ РАН № 9 "Межгеосферные взаимодействия", проект "Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты"

ЛИТЕРАТУРА

1. Савицких А.В., Афанасьева Е.Н., Гукасян Г.О. и др. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – С. 39-52.

2. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. – Архангельск: ОАО ″ИПП ″Правда Севера″, 2004. – 283 с.
3. Анжелье Ж., Бержерат Ф., Стефансон Р. Как анализ напряженного состояния может подчеркивать развитие и механическое поведение сложных разрывных структур? Пример Исландии // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тез. докл. Всерос. конфер. – Т. 2. – М.: ИФЗ РАН. 2008.
4. Зубарев А.П., Шулейкин В.Н. Комплексный геофизический и геохимический контроль при эксплуатации подземных газохранилищ. – М.: ГАЗПРОМ, 2009. – 264 с.
5. Бгатов В.И., Кужельный Н.М., Лизалек Н.А. и др. Дегазация Земли и растительный покров // Дегазация Земли: Геофлюиды, нефть и газ, парагенезисы в системе горючих ископаемых: Тез. междунар. конфер. – М.: ГЕОС. 2006. – С. 49-52.
6. Тарханов С.Н., Прожерина Н.А.. Коновалов В.Н. Лесные экосистемы бассейна Северной Двины в условиях атмосферного загрязнения. Диагностика состояния. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 333 с.
7. Ахундов И.Д., Гусейнов М.А., Солодилов Л.М. Магнитные бури, вариации геомагнитного и магнитотеллурического полей при электромагнитном излучении из очага землетрясений // Разведка и охрана недр, – № 2. – 2007. – С. 34-38.

УДК 550.341

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЕВРАЗИИ.

О.А. Кучай

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Работа посвящена особенностям сейсмотектонических деформаций по данным параметров механизмов очагов коровых землетрясений, произошедших в разных геодинамических условиях Евразии. Район исследования включает в себя Тянь-Шань, Таримский массив, Тибет, Памиро-Каракорум, Куньлунь, Алтай, Саяны, Карпаты, Кавказ. Можно перечислить многочисленные работы по анализу ориентации осей сейсмотектонических деформаций и напряжений [1-7] в этом районе. В данной работе рассмотрим только вертикальную, меридиональную и широтную компоненты деформаций по методу [8, 9], где деформирование объемов земной коры при смещениях частиц среды по разноориентированным разрывам в очагах землетрясений характеризуется тензором СТД, равным сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в единице объема за определенный промежуток времени. Деформация тех участков, где, наряду со слабыми, возникли и сильные землетрясения, определяется в основном последними. В силу того, что сейсмический момент землетрясения пропорционален величине подвижки по разрыву и площади разрыва, он является естественным весом при изучении деформаций. Более того, именно сильные землетрясения собственно и определяют направление сейсмического течения в региональном плане. Тогда как умеренные и слабые события ″чутко″ реагируют на локальные особенности строения среды на другом масштабном уровне. Там, где отсутствовали сильные землетрясения, приходится довольствоваться умеренными ($4.9 < M > 5.6$).

Сейсмотектонические деформации получены по данным о механизмах очагов землетрясений (CMT catalog, Harvard) с M = 4.9-8.0, произошедших на исследуемой территории с 1976 по 2008 гг. В связи со сравнительно небольшим количеством землетрясений для значительной территории и неравномерным их распределением в пределах района, был выбран

достаточно большой размер площадки осреднения (1°x1°, с шагом 0,5°), что позволило получить сглаженную картину сейсмотектонического деформирования.

Сейсмотектоническая деформация вокруг Восточно-Европейской платформы свидетельствуют о меридиональном укорочении объемов земной коры в районе Кавказа, северной Анатолии (от 35 меридиана на восток), Динарского нагорья и меридионального удлинения в Каспии, горах Греции, в западной части северной Анатолии, на северо-западе и севере Евразийской плиты (рис. 1а).

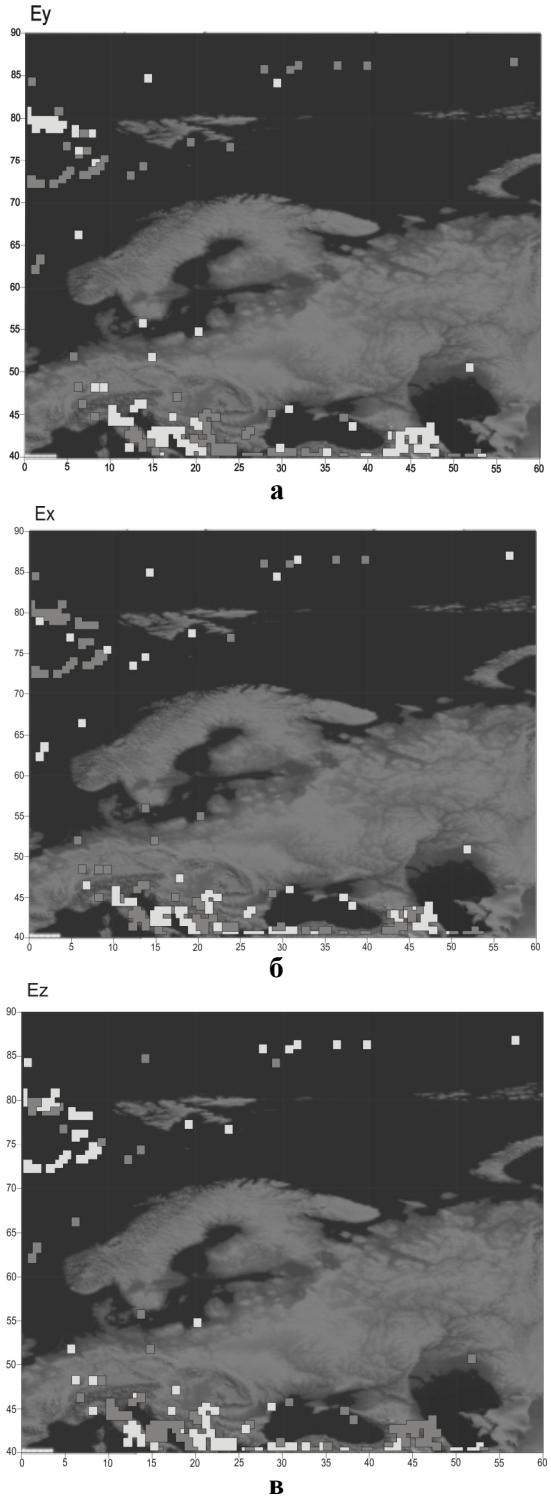


Рис. 1. а - поле меридиональной компоненты сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений; б - поле широтной компоненты сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений; в - поле вертикальной компонента сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений. *Темным цветом показаны области удлинения, светлым - укорочения*

Поле широтной компоненты сейсмотектонических деформаций более мозаичное (рис. 1б).

Поле вертикальной компоненты характеризуется преимущественно вертикальным удлинением на Кавказе и Динарском нагорье. Остальная территория, для которой удалось рассчитать сейсмотектоническую деформацию объемов земной коры, характеризуется преимущественно вертикальным укорочением (рис. 1в).

Результаты расчета сейсмотектонических деформаций по данным сильных и умеренных землетрясений ($M > 4.9$) показывают, что вертикальная компонента деформаций, отражая тип подвижки в очагах, соответствует геологической ситуации в каждом регионе и связана с особенностями строенная.

Так в условиях орогена сейсмические события характеризуются преимущественно надвиговыми и сдвиговыми подвижками. В Байкальской рифтовой зоне по узким каналам происходит растекание пластичного вещества мантийной астеносферы у подошвы земной коры [10]. Под действием гравитации кора растягивается с возникновением рифтовых впадин, в пределах которых формируются очаги сбросового типа. По данным Е.Е. Милановского [11] в западной части Тибета происходит развитие рифтогенных грабенов, входящих в единый парагенез структур сжатия и ориентированных соответственно в направлении сжатия на ССВ. В этой же работе также подчеркивается, что под южной частью Тибета существует крупный мантийный диапир, что сопровождается развитием субмеридиональных грабенов и растяжением верхних горизонтов коры. Существование Тибетского плюма подтверждается работой [12]. В этой части Тибета происходят землетрясения сбросового и сдвигового типов. В условиях орогена сейсмические события характеризуются преимущественно надвиговыми и сдвиговыми подвижками. Проявление пространственной связи между характером деформаций в крупных приповерхностных геодинамических структурах Центральной Азии и в среднекоровом сейсмоактивном слое (по механизмам сильных $M > 4.9$ очагов землетрясений), указывает на унаследованность тектонических процессов в верхней коре и прослеживается до глубин 10-30 км.

В тоже время по горизонтальным компонентам сейсмотектонических деформаций, полученным по данным механизмов очагов сильных землетрясений, выделяется граница, проходящая в пределах 95-100 меридианов и разделяющая район исследования на две зоны: западную и восточную (рис. 2). Земная кора западной части района испытывает деформации преимущественно меридионального укорочения и широтного удлинения, восточной части – меридионального удлинения и широтного укорочения. Таким образом, выделяется условная граница, проходящая между 95 и 100 меридианами и по-видимому связанная с давлением Индийской плиты с юга в северном направлении и Охотоморской и Филипинской плит с востока в западном направлении. Эта условная граница является зоной контакта двух основных направлений горизонтального давления на Азиатский континент. В тоже время эта граница свидетельствует о предельной зоне влияния Индийской плиты.

Для того чтобы проверить устойчивость расчета сейсмотектонических деформаций для восточной части района, привлечены дополнительные материалы по механизмам очагов землетрясений [13-21], которые позволили рассчитать компоненты сейсмотектонических деформаций за больший временной интервал. Для Алтая-Саянской области и Байкальской рифтовой зоны привлечены сейсмологические материалы более слабых землетрясений ($3.5 < M > 4.5$). Полученные расчеты свидетельствуют, что восточный район сохраняет широтное удлинение и меридиональное укорочение. Однако поле деформаций Алтае-Саянской области и некоторых частях БРЗ становится менее однородным из-за использования слабых событий.

Полученные нами данные по сейсмотектоническим деформациям сопоставлялись с широтной и меридиональной компонентами, рассчитанными по материалам космической геодезии и приведенными в статье [22]. Район исследования был разбит на блоки, оконтуренные крупными разломами. В пределах каждого блока рассчитывались компоненты плоского тензора деформаций. Предварительно было снято жесткотельное вращение плиты. За-

падная часть района характеризуется широтным удлинением и меридиональным сокращением, что прекрасно согласуется с сейсмологическими материалами. В восточной части исследуемой территории также обнаружено совпадение в деформировании поверхностных и глубинных объемов земной коры: широтного укорочения и меридиональное удлинение. Выделенная по сейсмологическим данным условная граница подтверждается и на материалах, рассчитанных по GPS.

Для территории Азии рассмотрены сейсмотектонические деформации, в районах, где Индийская плита глубоко внедрилась в Азиатский континент (рис. 2). Как известно там возникают глубокофокусные землетрясения до глубин 250-300 км на Памире и Гиндукуше и в районе восточного выступа Индийской плиты до глубин 160км (район Бирмских гор). Сейсмические события Памиро и Гиндукуша формируют зону, которая погружается в Гиндукуше к югу-западу. Вторая сейсмическая зона в районе Бирмских гор простирается по дуге с СВ на ЮЮВ и сужается с глубиной с западной стороны.

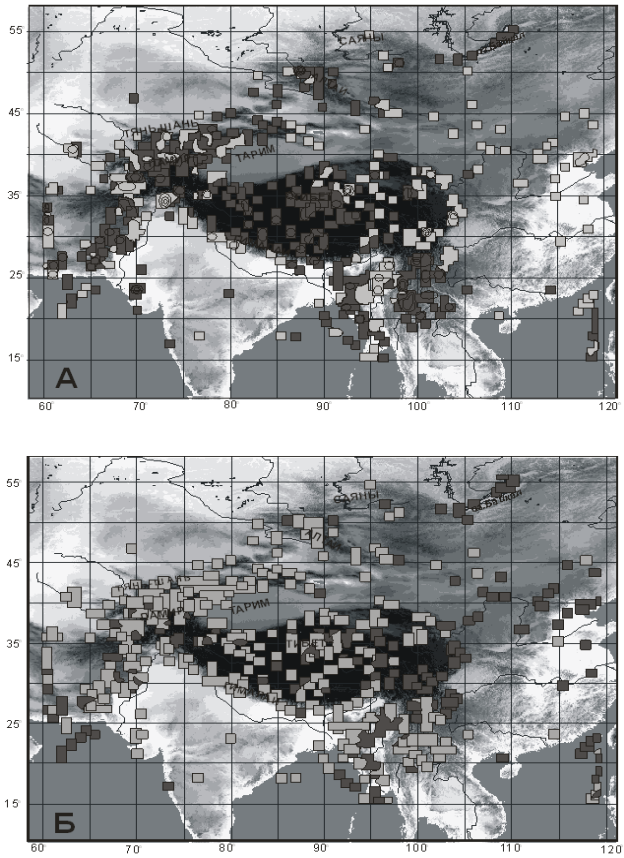


Рис. 2. А - широтная компонента сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений. Б - меридиональная компонента сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений. *Темным цветом показаны области удлинения, светлым - укорочения*

Сейсмотектонические деформации получены по данным о механизмах очагов землетрясений с M = 4.7-7.3, произошедших в Гиндукуше и в Бирмских горах в основном за период с 1976 по 2009гг.[CMT Catalog], причем список землетрясений пополнился за счет более ранних определений, полученных в работах [13-16, 18, 20-21].

Характерной особенностью сейсмотектонических деформаций наиболее глубоких сейсмоактивных слоев является широтное и меридиональное укорочение при вертикальном удлинении.

Работа была выполнена в рамках Программы 8 Президиума РАН № 16 и Интеграционного проекта СО РАН № 44.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гущенко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А. направление действия современных мегорегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // Докл. АН СССР. – Т. 234. – № 3. – 1977. – С. 556-559.
2. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – С. 14-23.
3. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. – Душанбе: Дониш, 1988. – 230 с.
4. Петров В.А., Niu Anfu, Смирнов В.Б., Мострюков А.О., Li Zhixiong, Пономарев, Jiang Zaisen, Shen Xuhui Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая. // Физика Земли. – № 10. – 2008. – С. 101-112.
5. Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р., Васильева О.Н. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии. // Физика земли. – № 10. – 1982. – С. 90-102.
6. Ребецкий Ю. Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. – М.: Академкнига, 2007. – 406 с.
7. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас.Л.С. Исследования механизмов очагов сильных коровых землетрясений Северной Евразии 1927-1991 гг. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. – М.: ИФЗ РАН, 1993, – С. 123-131.
8. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 174 с.
9. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного обьема земной коры // Изв.АН СССР. Физики Земли. – № 10. – 1979. – С. 14-23.
10. Zorin Yu. A., Novoselova M.R., Turutanov E.H., Kojevnikov M.V. Lithospheric Structure of the Mongolian-Siberia mountainous province // J. Geodynam. – № 11. – 1990. – P. 327-342.
11. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. – М.: Недра. 1991. – 148 с.
12. ПогребнойВ.Н., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и Геофизика. – Т. 42. – № 10. – 2001. – С. 1532-1542.
13. Широкова Е.И О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – № 6. – 1961. – С. 876-881.
14. Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморского-Азиатского сейсмического.// Известия АН СССР. Физика Земли. – № 1. – 1967. – С. 22-36.
15. Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР, Физика Земли. – № 11. – 1974. – С. 22-36.
16. Широкова Е.И. Особенности механизмов очагов землетрясений Средней Азии // Известия АН СССР. Физика Земли. – № 10. – 1979. – С. 44-57.
17. Molnar P. and Tapponnier P. Active Tectonics of Tibet // J. Geophysical Research. NB11, November 10. – V. 83. – 1978. – P. 5361-5375.
18. Verma R.K. and Chandra Sekhar Seismotectonics and focal mechanisms of Earthquakes from Pfmir – Hindukush Regions. // Tectonophysics. 112. –1985. – P. 297-324.
19. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. – М., 1993. – С. 113-122.
20. Соболева О.В., Кучай О.А., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.Е. Каталог механизмов очагов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана за 1959-1979 гг. ВИНИТИ, Деп. 2243. – М., 1980. – 25 с.
21. Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964-1990. Материалы мирового центра данных Б. – М., 1994. – 87 с.
22. Yanxing Li, XikangHu, Shui Ping, Liangquan Ge, Hudng Cheng, Zhu Wenyao, Hu Xiaogong The Current Strain Fields in the Continent of China and its Adjacent Areas from GPS Measurement Results // Proceeding of the Fourth Workshop, 14-19 May. – 2001. – P. 113-123.

СОДЕРЖАНИЕ

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ..... 3

О ДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРОЦЕССЕ ТЕКТОГЕНЕЗА..... 3

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ И СОБЫТИЯ..... 9

Александр Андреевич Дубянский (1880-1974) к 130-летию со дня рождения..... 10

Борис Александрович Андреев (1910-1969) к 100-летию со дня рождения..... 11

Академик Петр Николаевич Кропоткин (1910-1996) к 100-летию со дня рождения..... 12

Сергей Васильевич Медведев (1910-1877) к 100-летию со дня рождения..... 16

Владимир Иванович Смирнов (1910 - 1988) к 100-летию со дня рождения..... 19

Митрофан Степанович Точилин (1910 - 1968) к 100-летию со дня рождения..... 21

Виктор Иосифович Мячкин (1930-1980) к 80-летию со дня рождения..... 24

Академик Сергей Леонидович Соловьев (1930-1994) к 80-летию со дня рождения..... 29

Андрей Петрович Тарков (1930-2002) к 80-летию со дня рождения..... 31

Живое слово об Андрее Петровиче Таркове..... 32

В.Н.Семов (1932-2007) НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВМЕСТНОГО РАЗВИТИЯ РАЗЛОМОВ 33

Неизвестный А.П.Карпинский..... 37

Карпатское землетрясение 10 ноября 1940 года..... 40

НЕИЗВЕСТНЫЙ «АТЛАС КАРТ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ» (из забытого научного прошлого) 46

НАУЧНЫЕ ДОКЛАДЫ..... 48

«Бренд» наших конференций к 10 летию создания..... 48

Абдуллаев З.Б. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАБАЗИТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА... 49

Адушкин А.В. СЕНСОРНЫЙ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЬ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ОСТАТОЧНЫХ СМЕЩЕНИЙ В ЗАРЯДНЫХ ШПУРАХ ПРИ РАЗРАБОТКЕПОРОДЫ НА РУДНИКАХ..... 53

Адушкин В.В., Перник Л.М. ВЗРЫВНЫЕ РАБОТЫ КАК ИСТОЧНИК ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)..... 55

Альбеков А.Ю., Рыборак М.В. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ КУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)..... 56

Антонов Ю.В., Глазнев В.Н., Плаксин Д.О., Дручек Е.Ю. ИЗУЧЕНИЕ СИНХРОННЫХ ВАРИАЦИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ… 61

Аптикаева О.И. ЦИКЛИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S - ВОЛН В ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОНАХ И БЛОКАХ НА ГАРМСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ..... 65

Аржанникова А.В., Аржанников С.Г О МЕХАНИЗМЕ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНЫХ ВПАДИН ВЕРХНЕДЖИДИНСКОЙ ДЕПРЕССИОННОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)..... 70

Аронов А.Г., Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Карабанов А.К., Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р. АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМОТЕКТОНИКА РАЙОНА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 76

Артеменко Г.В., Самборская И.А. ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО ВУЛКАНИЗМА В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА..... 81

Ассиновская Б.А., Щербакова Н.В. СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 21 СЕНТЯБРЯ 2004 ГОДА..... 86

Ассиновская Б.А НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БАЛТИЙСКО-БАРЕНЦЕВСКОГО РЕГИОНА..... 89

Афонин А.А., Котляров А.А., Лопанчук А.А., Максимов А.Ю., Кузьмин Ю.Д. СРЕДСТВА КОНТРОЛЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ ИЗОТОПОВ РАДОНА ДЛЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ..... 91

Ахвердиев А.Т. ПРОИСХОЖДЕНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ…… 92

Бабошко А.Ю., Борисов А.А. Геник И.В. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СТАДИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ…… 97

Багдасарова М.В. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ДЕВОНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ, МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ПРИПЯТСКОГО АВЛАКОГЕНА)…….. 102

Багирбекова О.Д., Джафарова Р.С., Мирзоева Д.Р. УСТАНОВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВРЕМЕНИ АЛУНИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАГЛИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ (АЗЕРБАЙДЖАН)…….. 107

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Саватенков В.М. О КОМПЛЕКСЕ ОСНОВАНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СКВАЖИНЫ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ..... 111

Бархатов И.И. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ КАК ФАКТОР АКТИВИЗАЦИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ…… 115

Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. СОВРЕМЕННЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДИННО-АРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ…….. 118

Березнева С.И. СВЯЗИ ГРАВИМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ВКМ В ИХ ИСТОРИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ…… 124

Блинова Т.С., Evans J.R. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ НЕУСТОЙЧИВЫХ ЗОН ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И СЕЙСМИЧНОСТИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СОЕДИНЁННОГО КОРОЛЕВСТВА ВЕЛИКОБРИТАНИИ И СЕВЕРНОЙ ИРЛАНДИИ…….. 126

Боброва Е.М. ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД КОМАТИИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ НЕОАРХЕЙСКОГО БЕЛГОРОДСКО-МИХАЙЛОВСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КМА (НА ПРИМЕРЕ КОСИНОВСКОГО УЧАСТКА)…… 132

Боброва Е.М., Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОДАХ НЕОАРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КМА (НА ПРИМЕРЕ КОСИНОВСКОГО УЧАСТКА)……... 136

Бойко П.С. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОНОРИТОВ ВТОРОЙ ФАЗЫ ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА КМА…….. 140

Бочаров В.Л ПРИРОДНЫЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ИХ ОСВОЕНИЯ В КРИЗИСНЫХ УСЛОВИЯХ…… 145

Бочаров В.Л. К ОЦЕНКЕ РОЛИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ……. 149

Бугаенко И.В., Кендзера А.В., Цветкова Т.А. ТРЕХМЕРНАЯ Р-СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОБЛАСТИ ВРАНЧА И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ……... 152

Булина Л.В. НЕКОТОРЫЕ ИДЕИ ПО ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ…….. 156

Бурдакова Е.В. СПОСОБ ОБНАРУЖЕНИЯ ПУСТОТ В ЗЕМНОЙ КОРЕ…….. 157

Бурдакова Е.В., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Паламарчук В.К., Прялухина Л.А. ЗАТИШЬЕ В СРЕДЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ…….. 160

Бурдакова Е.В., Тимичева В.М. ГОРНЫЕ УДАРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ КАК ПРЕДВЕСТНИКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ…… 162

Бычков С.Г., Долгаль А.С., Мичурин А.В. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ИХ ТРАНСФОРМАНТ……... 164

Велизаде С.Ф. ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА…… 169

Верхоланцева Т.В. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ ВЗАИМОСВЯЗИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ОТРАБОТКИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ…… 172

Галаганов О.Н., Горшков В.Л, Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П., Щербакова Н.В. СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАДОЖСКО-ОНЕЖСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ……... 175

Геник И.В., Простолупов Г.В., Бабошко А.Ю. ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СТАДИИ ЗОНАЛЬНО-РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (НА ПРИМЕРЕ ГАЙНИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)…….. 179

Гитис В.Г., Щукин Ю.К. ПРИМЕНЕНИЕ СЕТЕВЫХ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ……... 185

Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Притыка И.В., Кораблинов П.В., Севастьянов Д.П., Горских П.П. ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫХ ТЕЛ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА…….. 189

Глазнев В.Н., Стариков В.С. ОЦЕНКА РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МАГНИТНОГО ГРАДИЕНТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ РЕШЕНИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ…… 193

Глатоленков А.И. СТРУКТУРНЫЕ ОБРАЗЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ПРЕДНАЗНАЧЕНИЕ (ЗАМКНУТЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ)……... 197

Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Прялухина Л.А., Бурдакова Е.В., Паламарчук В.К., Шарков Д.В. СПОСОБ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ НА АКВАТОРИЯХ ПО МАГНИТНЫМ И ГРАВИТАЦИОННЫМ АНОМАЛИЯМ…….. 201

Годзиковская А.А КАРТОЧНЫЙ КАТАЛОГ КАМЧАТКИ…….. 204

Годзиковская А.А. ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА…… 208

Гольцев В.С. О СИСТЕМЕ ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ ВОССТАНАВЛИВАЮЩЕЙ ПОТЕНЦИАЛ И ЕГО ПРОИЗВОДНЫЕ НА ГРАНИЦЕ ОБЛАСТИ ВКЛЮЧАЮЩЕЙ ИСТОЧНИКИ…. 212

Гончаренко О.П., Писаренко Ю.А., Московский Г.А., Кириенко О.С., Писаренко В.Ю. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ БОРОНОСНОСТИ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ…… 214

Гончарова Л.В. БОЛЬШЕМАРТЫНОВСКИЙ ПЛУТОН: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ (ВКМ)…… 219

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ В НЕОАРХЕЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА…… 223

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА 225

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ ДЕВОНСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ…….. 228

Гуфельд И.Л. ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ ОБЪЕМНО-НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ…….. 233

Гуфельд И.Л., Новосёлов О.Н. ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ…… 237

Дрогицкая Г.М., Заяц В.Б, Степаненко В.М. РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ НОВОУКРАИНСКО-КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ) ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ…… 243

Дубянский А.И. СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ПАВЛОВСК-СТОРОЖЕВОЕ…… 247

Дубянский В.И., Силкин К.Ю. ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ ИНФОРМАТИВНОГО СОДЕРЖАНИЯ МИКРОСЕЙСМ, НАБЛЮДАЕМЫХ НА СЕЙСМОГРАММАХ МОВ…….. 250

Евсеев А.В., Ежова И.Т. ОРГАНИЗАЦИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ ПО ВЫБОРУ ПЛОЩАДКИ АЭС С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТИПОВОГО ПРОЕКТА……... 253

Ежова И.Т., Надежка Л.И., Трегуб А.И. СТЕПЕНЬ ИЗРЕЗАННОСТИ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВКМ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРОЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ…… 255

Енгалычев С.Ю. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОЛИБДЕН-УРАНОВЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА НА ЗАПАДЕ ПСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ: СОСТАВ, ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ……... 258

Жигалин А.Д., Кофф Г.Л. ПСИХОТРОПНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ – НОВЫЙ ВИД НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ?!..... 263

Зайцев В.А., Панина Л.В. НЕОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ТАТАРСТАНА……. 268

Залялов И.М., Гатиятуллин Р.Н., Кашуркин П.И., Рахматуллин М.Х., Кузьмин Ю.К., Никонов А.И. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА…….. 272

Зейгельман М.С., Панченко Н.В. К ПОСТРОЕНИЮ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ: ПОИСК МНОЖЕСТВ ДОПУСТИМЫХ РЕШЕНИЙ…….. 276

Зеленщиков Г.В., Зеленщикова К.Х., Макарюха С.В., Радаева Т.П. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЧЕРНОРЕЧЕНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ВОСТОЧНОМ ДОНБАССЕ (РОСТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)…….. 279

Зинатов Х.Г. ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЛИТОСФЕРЫ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН НА ОСНОВЕ НЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ……. 286

Зинатуллина И.П. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРО- ТАТАРСКОМ СВОДЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН……. 290

Золототрубова Э.И., Надежка Л.И., Ипполитов О.М., Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. 3-D ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА…….. 294

Иванов Н.Ю. ПРИЧИНЫ ЧАНДЛЕРОВСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЛЮСА ЗЕМЛИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ДАННОГО ФИЗИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА……... 296

Иванов Н.Ю. К ВОПРОСУ О ВЕЛИЧИНЕ ЦЕНТРОБЕЖНОЙ СИЛЫ ИНЕРЦИИ В ТЕЛЕ ЗЕМЛИ….... 299

Иванов Н.Ю. ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ МОЩНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ…….. 303

Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ К ПЛАТФОРМЕ НА ПРИМЕРЕ КОПЕТДАГСКОГО РЕГИОНА…….. 308

Ипполитов О.М., Надежка Л.И., Ефременко М.А. НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СООТНОШЕНИИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ТРАНСФОРМИРОВАННОГО ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ……... 312

Кармалеева Р.М. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕФОРМОМЕТРИЧЕС-КИХ ИЗМЕРЕНИЙ В ЗАДАЧАХ ГЕОДИНАМИКИ……. 316

Кендзера А.В., Кутас В.В., Омельченко В.Д., Андрущенко Ю.А., Гордиенко Ю.А. ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В 2005 – 2008 ГОДУ……. 321

Кендзера А.В., Лесовой Ю.В., Амашукели Т.А., Семенова Ю.В. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗАЩИТА В УКРАИНЕ…….. 326

Киреенко О.С., Писаренко Ю.А. СТРОЕНИЕ ПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ И ПОИСКОМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ…… 331

Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Локтев Д.Н., Санина И.А., Волосов С.Г., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А., Черных О.А. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ МАЛОАПЕРТУРНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППОЙ В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛЕНИНГРАДСКОЙ…….. 335

Козлова И.А., Юрков А.К. ВЛИЯНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ НА ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В ДИФФУЗИОННОМ И КОНВЕКТИВНОМ РЕЖИМЕ ИЗМЕРЕНИЙ…… 339

Копп М.Л., Иоффе А.И. ФОРМА В ПЛАНЕ ДЕНУДАЦИОННЫХ УСТУПОВ РУССКОЙ РАВНИНЫ КАК ИНДИКАТОР РЕГИОНАЛЬНЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ…… 343

Коренев В.В., Юшин А.А., НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДОСТОВЕРНОСТИ ОЦЕНКИ САМОРОДНОМЕДНГО ОРУДЕНЕНИЯ ……. 347

Короновский Н.В. ВОЗМОЖНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛАТФОРМ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИЛ……. 350

Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. СКОРОСТНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ…… 353

Кузин А.М. «ЖЕСТКИЕ» НЕОДНОРОДНОСТИ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ КАК ВОЗМОЖНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ ВОДЫ…… 354

Кузин А.М. О ФЛЮИДНОЙ ПРИРОДЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПАРАМЕТРА Vp/Vs В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ……..... 359

Кузьмин Ю.О. «ПАРАДОКСЫ» БОЛЬШИХ И МАЛЫХ СКОРОСТЕЙ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ…….. 364

Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПОДНЯТИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИЙ……. 369

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ…… 374

Кучай О.А. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЕВРАЗИИ…… 380

К статье **«Связи гравимагнитных аномалий с тектоническим строением ВКМ в их историческом развитии»** *(С.И. Березнева)*

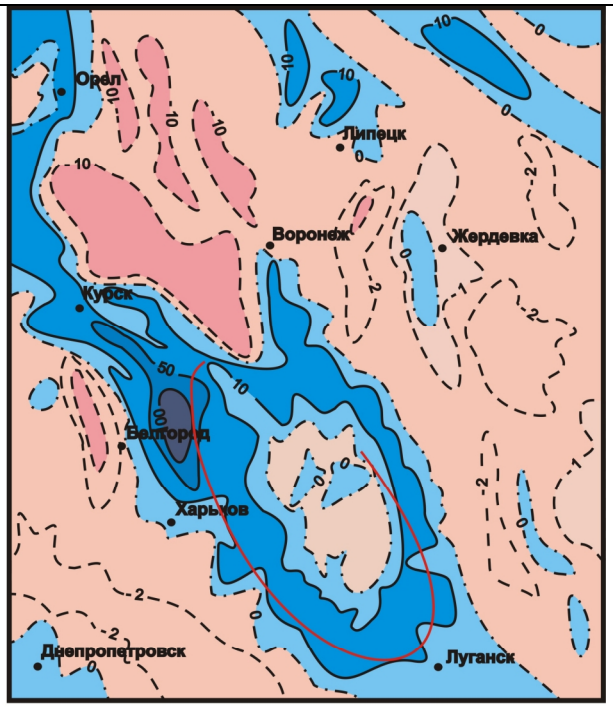


Рис. 3. Карта магнитного поля

Условные обозначения

Ось замкнутой аномалии вертикального градиента

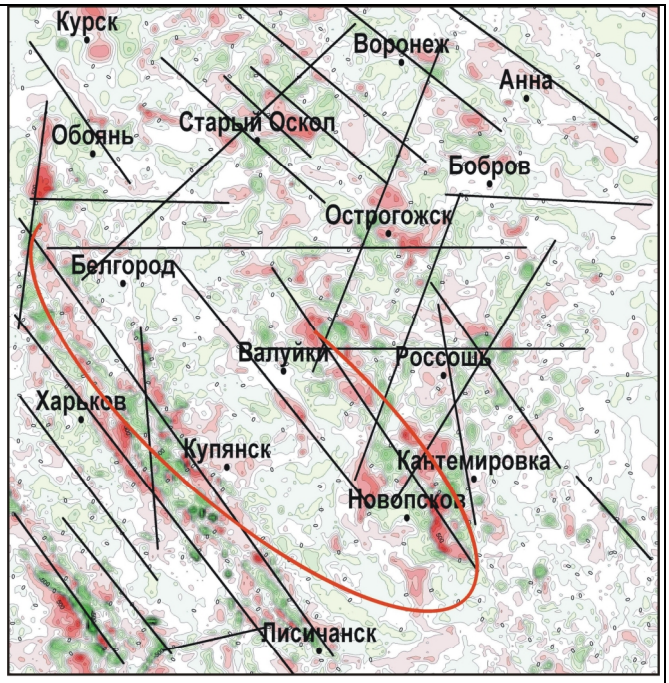
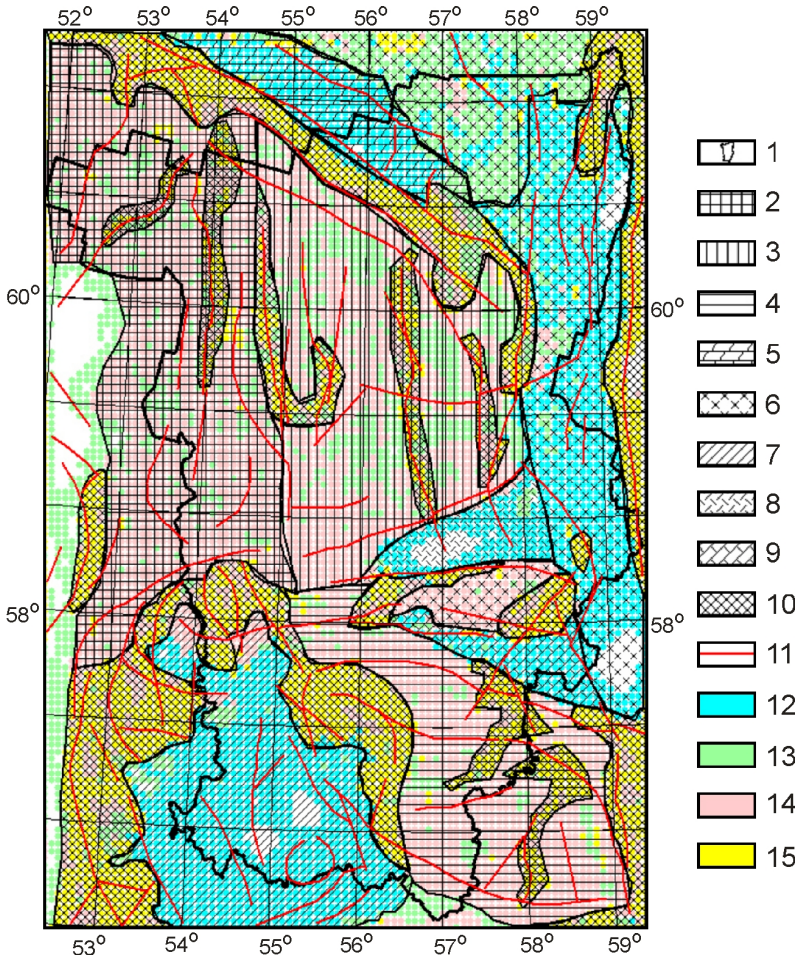


Рис. 4. Карта вычисленного градиента силы тяжести

Условные обозначения

Оси линейных аномалий вертикального градиента

Ось замкнутой аномалии вертикального градиента



К статье

«Структурно-тектоническое районирование на основе классификации геопотенциальных полей и их трансформант»

(С.Г. Бычков, А.С. Долгаль, А.В. Мичурин)

Рис. 2. Карта классификации геофизических полей методом *k* – средних *1 – граница Пермского края; 2 – Коми-Пермяцкий беломорский массив; 3 –Камский беломорский массив; 4 – Кунгуро-Красноуфимский беломорский массив; 5 – Тиманский блок; 6 – Уральская складчатая зона; 7 – Калтасинский авлакоген; 8 – Краснокамско-Гремячинский выступ; 9 – Сылвенский блок-впадина; 10 – зоны разломов; 11 – линеаменты по гравиразведке и магниторазведке; 12 – первый класс; 13 – второй класс; 14 третий класс; 15 – четвертый класс*

К статье **«Применение сетевых геоинформационных технологий для исследований в науках о Земле»** *(В.Г. Гитис, Ю.К. Щукин)*

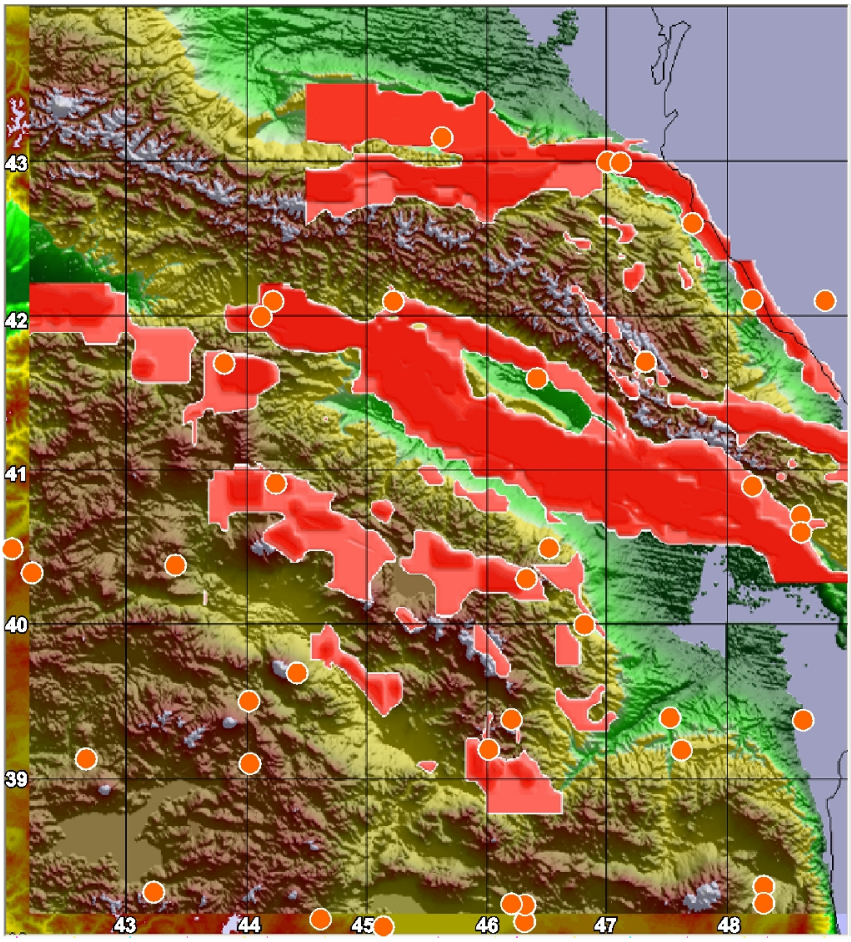


Рис. 1. Зоны ВОЗ с *M* >6.0 (*показаны красным цветом)***

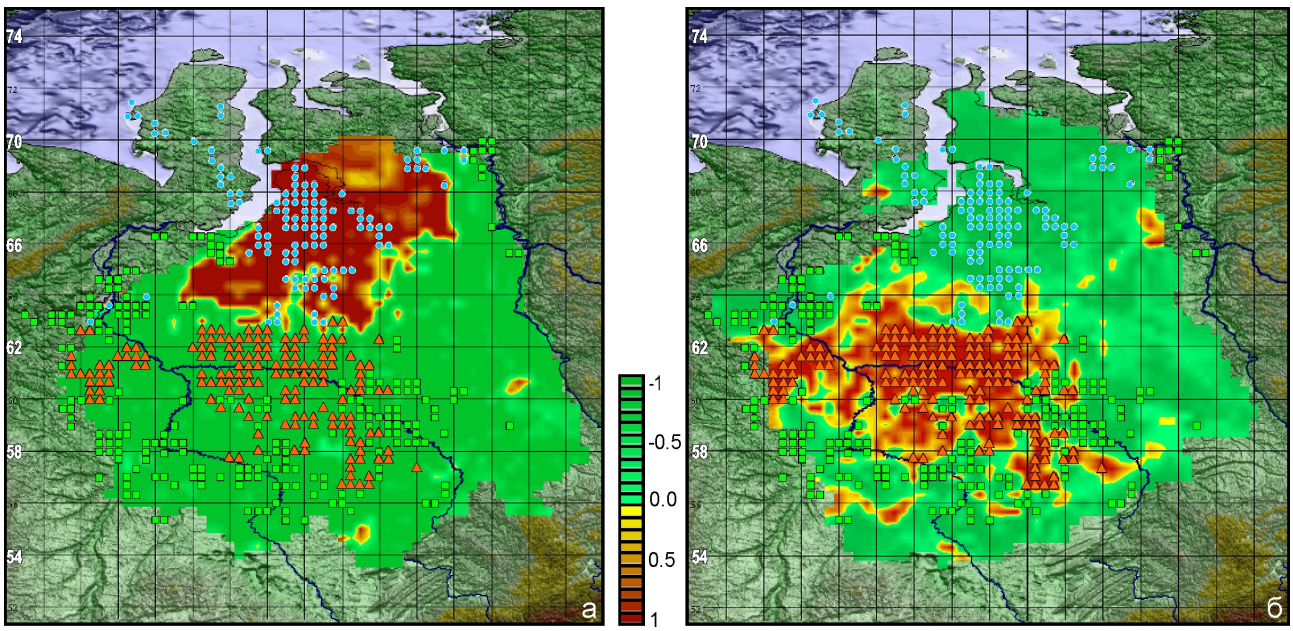


Рис. 2. Прогнозные зоны газовых (а) и нефтяных (б) месторождений *Зоны показаны красным цветом*

К статье **«Применение сетевых геоинформационных технологий для исследований в науках о Земле»** *(В.Г. Гитис, Ю.К. Щукин)*

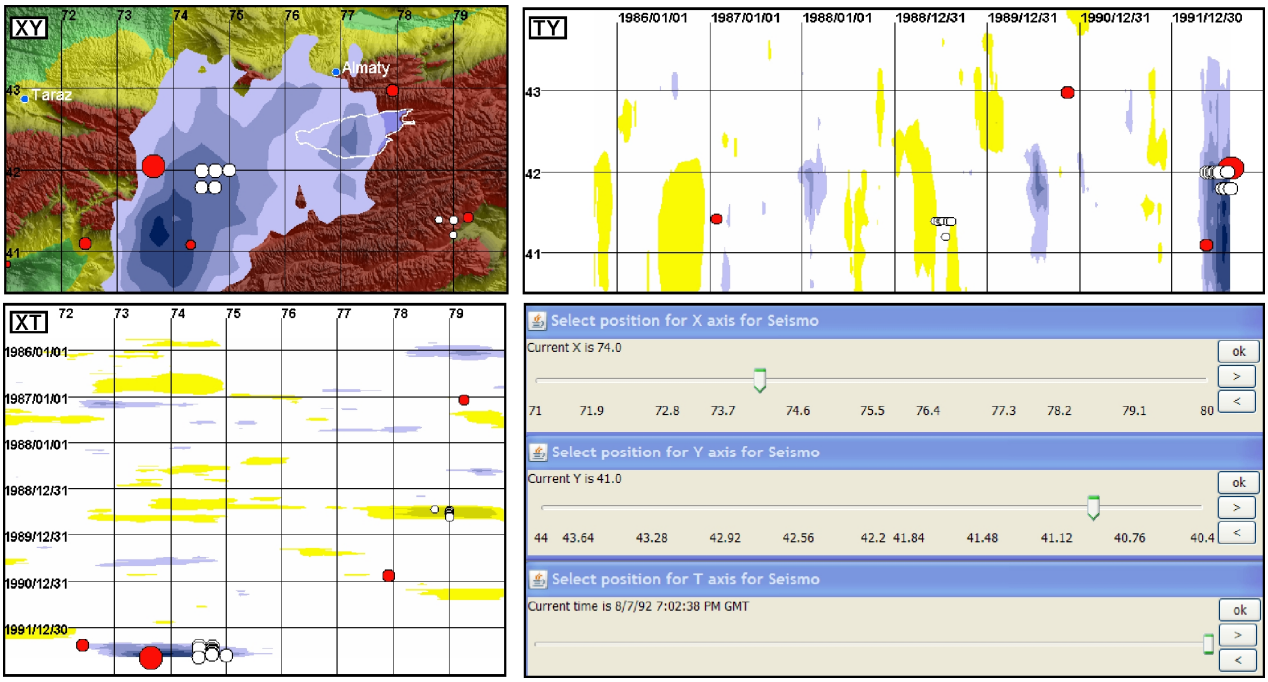
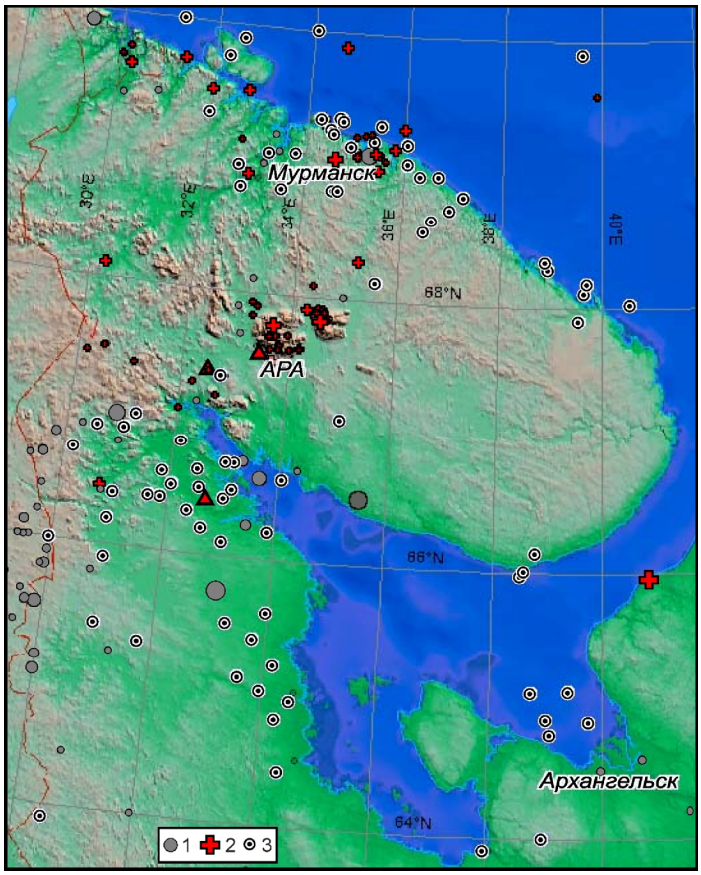


Рис. 3. Образ предвестника Сусамырского землетрясения *Окна XY, XT, YT представляют проекции 3D поля аномалий. Интенсивности цветов соответствуют значимости значений положительных и отрицательных аномалий. Проекция XY соответствует моменту времени T=28.07.1992 (21 день до землетрясения), проекция XT соответствует значению координаты Y=41°, проекция YT соответствует значению координаты X=74°. Землетрясения с M ≥ 5.5 показаны на всех проекциях красными кружками. Круг наибольшего размера соответствует Сусамырскому землетрясению.*



К статье
«Энергетическая классификация и природа сейсмических событий Кольского полуострова»
(А.А. Годзиковская)

Рис. 3. Карта эпицентров сейсмических событий, построенная по сводному каталогу
1 – тектонические, возможно тектонические;
2 – техногенные, возможно техногенные;
3 – природа не определена.

К статье **«Большемартыновский плутон: состав, строение, перспективы рудоносности (ВКМ)»** *(Л.В. Гончарова)*

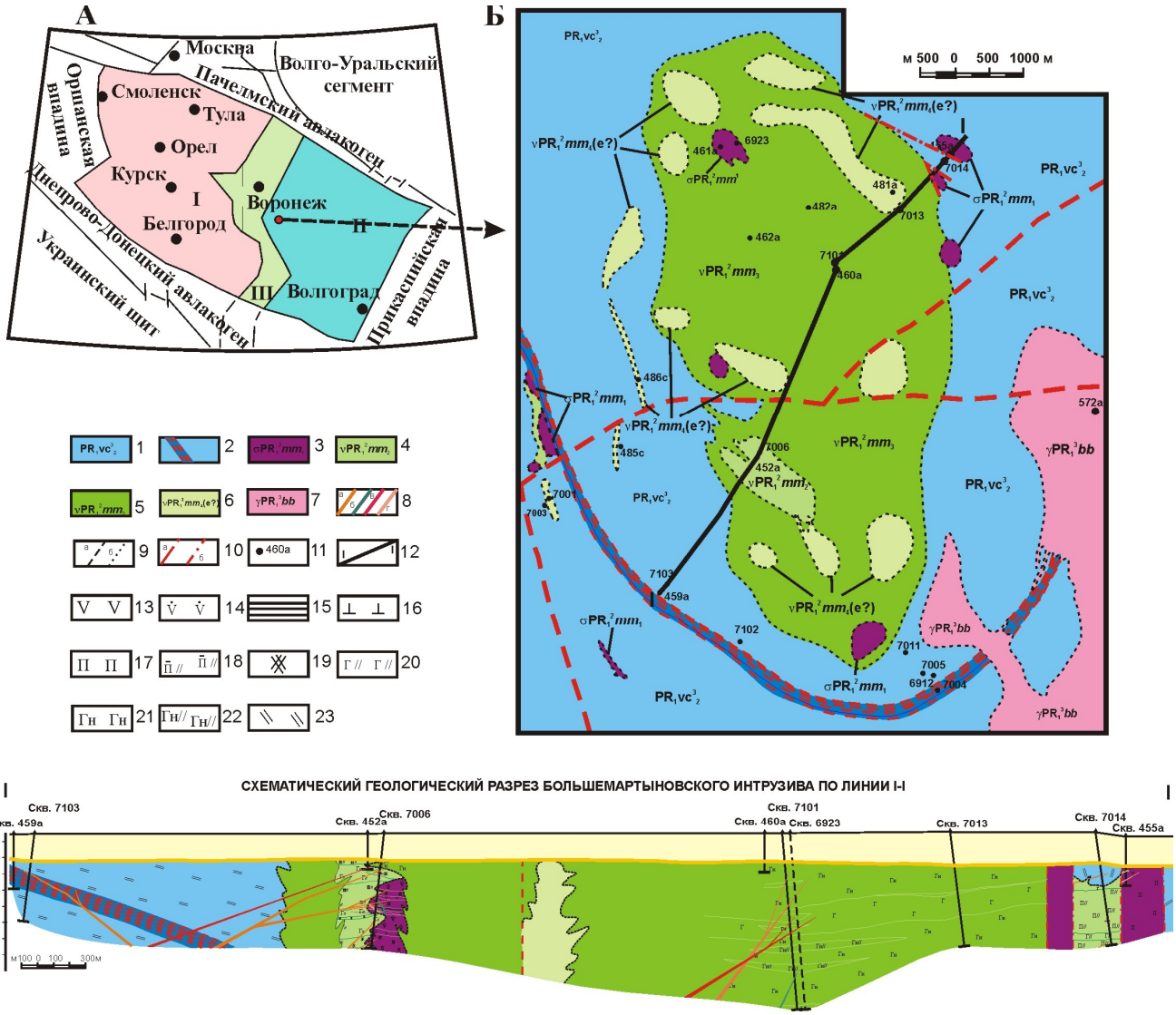


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Большемартыновского интрузива [составлена по материалам С.П. Молоткова]

1-2 - супракрустальные образования (воронцовская серия): 1 - метаморфизованные песчаниковосланцевые отложения; 2 - черные сланцы с зоной брекчирования; 3 - 7 - плутонические породы: 3 - ультрамафиты ранней фазы (дуниты и их серпентинизированные разности, перидотиты в различной степени серпентинизированные (гарцбургиты, лерцолиты), оливиновые пироксениты (вебстериты), серпентиниты); 4 - ассоциация пород ширяевского типа (титанистороговообманковые перидотиты (лерцолиты), пироксениты, оливин-роговообманковые пироксениты, безоливиновые вебстериты, роговообманковые габбро и габбронориты, горнблендиты оливинсодержащие); 5 - ассоциация пород каменского типа (безоливиновые габбронориты, габбро, габбро-диориты, диориты); б - предположительно (выделены по данным геофизики) габбро-диориты и их лейкократовые разности мамонского комплекса, с единичными дайками норитов еланского комплекса; 7 - бобровский комплекс (граниты, гранит-порфиры, лейкограниты); 8 - дайки (а) диорит; б) микрогаббро; в) плагиогранит; г) спессартит); 9- границы (а) геологические, б) фациальные); 10- разрывные нарушения (а) установленные по геофизическим данным; б) предполагаемые); 11 - скважины; 12 - линия разреза; 13 - дунит серпентинизированный; 14 - аподунитовый серпентинит; 15 - апоперидотитовый серпентинит; 16 - лерцолит; 17 - пироксенит; 18 - оливин-роговообманковый пироксенит; 19 - горнблендит; 20 - габбро роговообманковое; 21 - габбронорит; 22- габбронорит амфиболизированный; 23- метасланцы

К статье **«Об одной особенности информативного содержания микросейсм, наблюдаемых на сейсмограммах МОВ»** *(В.И. Дубянский, К.Ю. Силкин)*

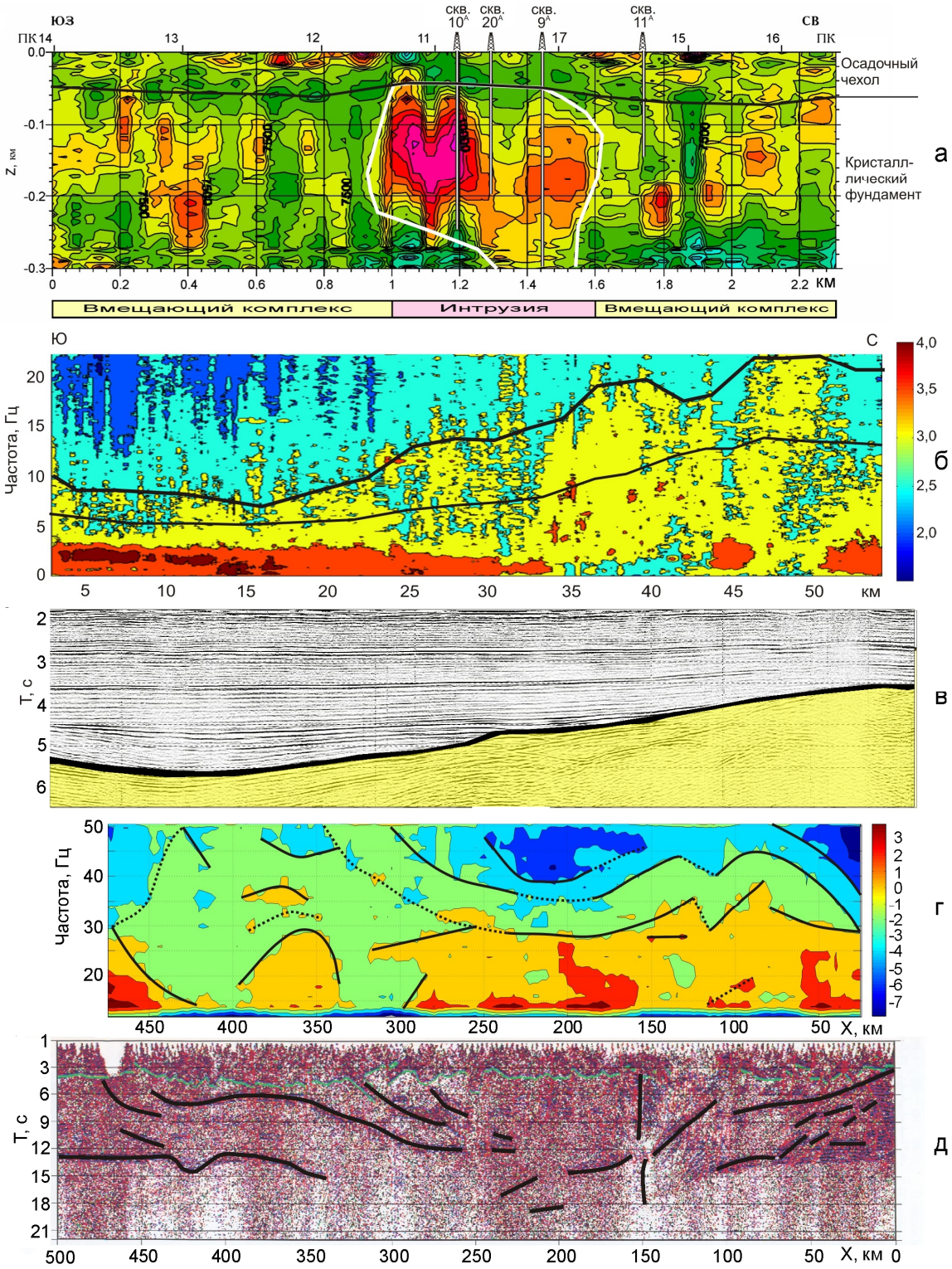


Рис. 1. Сравнение спектральных изображений микросейсм с сейсмическими разрезами *а - микросейсмическое спектральное изображение интрузивного тела (выделено белой линией) на Русско-Журавском участке ВКМ (ВГУ, 2006 г.). Показаны буровые скважины, вскрывшие интрузию. б- спектральное изображение микросейсм ДПВ (Пр.4, Обская губа), в - временной разрез МОВ ОГТ. Жирными линиями выделены: верхняя граница уровня микросейсм в 3 дБ и поверхность акустического фундамента. Конфигурации линий совпадают. г - спектральное изображение микросейсм ДПВ геотраверса «Уралсейс». д - временной разрез МОГТ [6]. Подчеркнуты границы спектральных зон.*

К статье **«Прогноз месторождений углеводородов в верхних слоях литосферы республики Татарстан на основе неогеодинамических исследований»** *(Х.Г. Зинатов)*

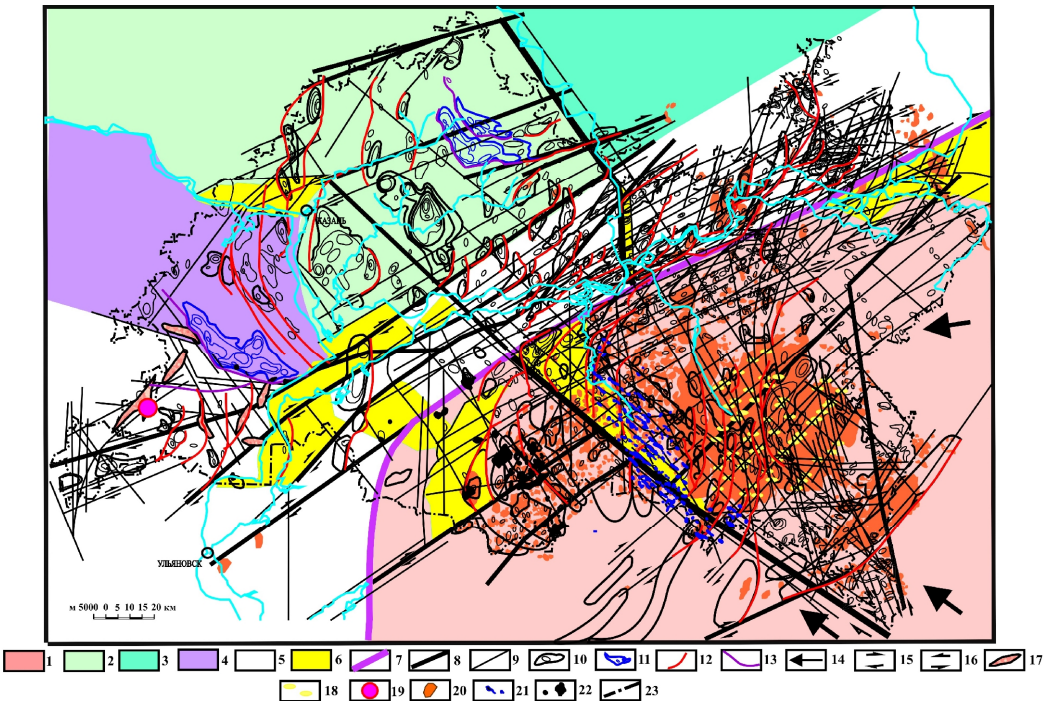


Рис. 1. Карта структурно-кинематических закономерностей размещения месторождений углеводородов в Республике Татарстан в новейшее время с элементами прогноза участков разуплотнения в земной коре

1 - б - неотектонические блоки земной коры: 1 - Южно-Татарско-Приоренбургский, 2 - Ижевско-Пермский, 3 - Ветлужско-Вятский, 4 - Верхие-Услонский, 5 - Буинско-Елабужско-Бондюжская зона, б - эрозионно-тектонические впадины; 7 -Прикамский разлом; 8 - разломы второго порядка, 9 - разломы третьего порядка; 10 - 11 - валы и локальные поднятия: 10 - взбросово-надвигового и 11 - сбросового механизма образования; 12 - 13 - флексуры: 12 - вэбросово-надвигового и 13 - сбросового типа; 14 - 16 - кинематика: 14 - блоков, 15 - право - и 16 - левосторонних сдвигов; 17 -складчато-разрывные дислокации; 18 - участки "тройного разуплотнения" земной коры в в узлах пересечения сопряженных сдвигов; 19 - Карлинская диатрема; 20 - 22 - месторождения: 20 - нефти, 21-22 - битумов в уфимских (21) и казаиских отложениях; 23- граница Республики Татарстан.

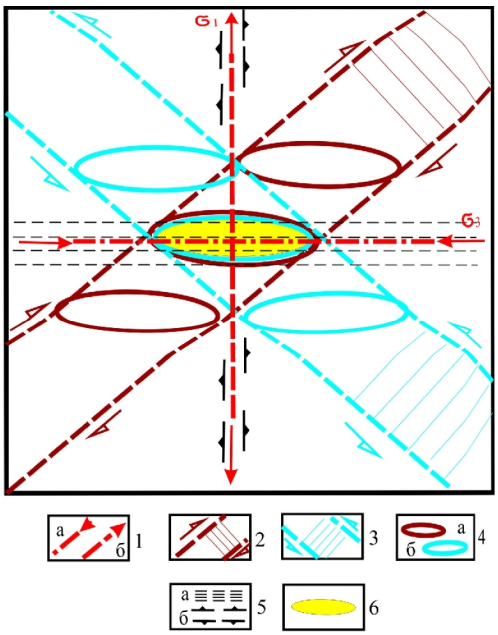


Рис. 2. Тектонофизическая схема механизма образования участка разуплотнения земной коры или аномальной штокверковой зоны трещиноватости в узлах пересечения сопряженных разнонаправленных сдвигов на неотектоническом этапе для площади Ромашкинского месторождения нефти

1 - главные оси нормальных напряжений регионального поля напряжений: а - сжатия, б - растяжения. Сдвиги : 2 - правосторонние, 3 - левосторонние. 4 - системы трещин отрыва, образующие кулисные ряды: а - лево- и б - правосторонних сдвигов. 5 - направления трещин, стремящихся под воздействием регионального поля напряжений к раскрытию (а) и закрытию (б). б - площадь разуплотнения" земной коры.

К статье **«Скоростная гетерогенность Восточно-Европейской платформы»**
(Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин)

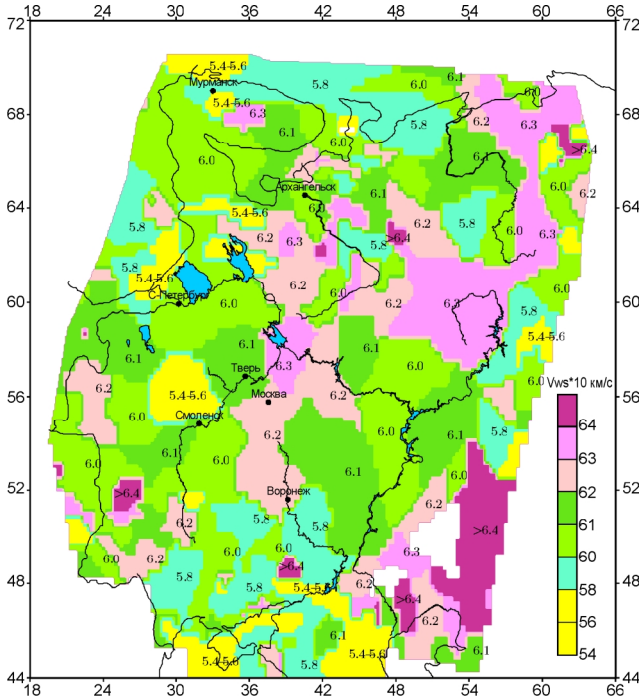


Рис. 1. Карта скорости продольных сейсмических волн в верхнем слое Восточно-Европейской платформы

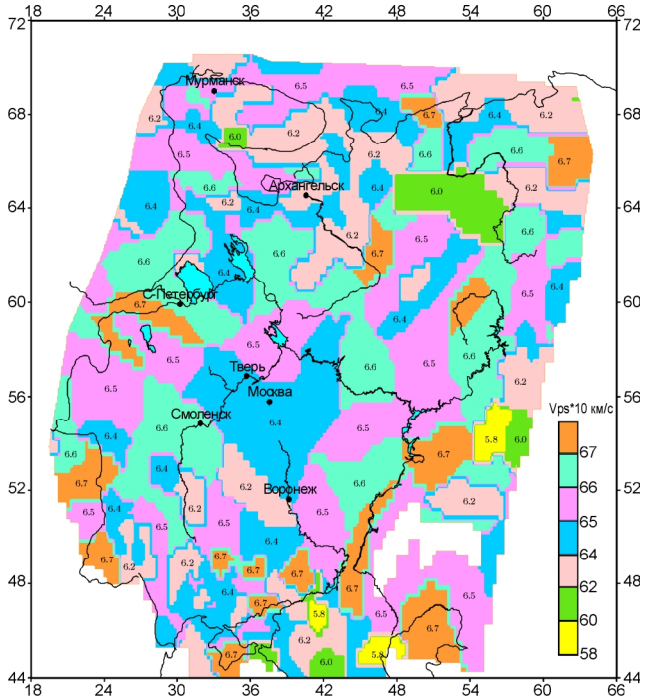


Рис. 2. Карта скорости продольных сейсмических волн в промежуточном слое Восточно-Европейской платформы

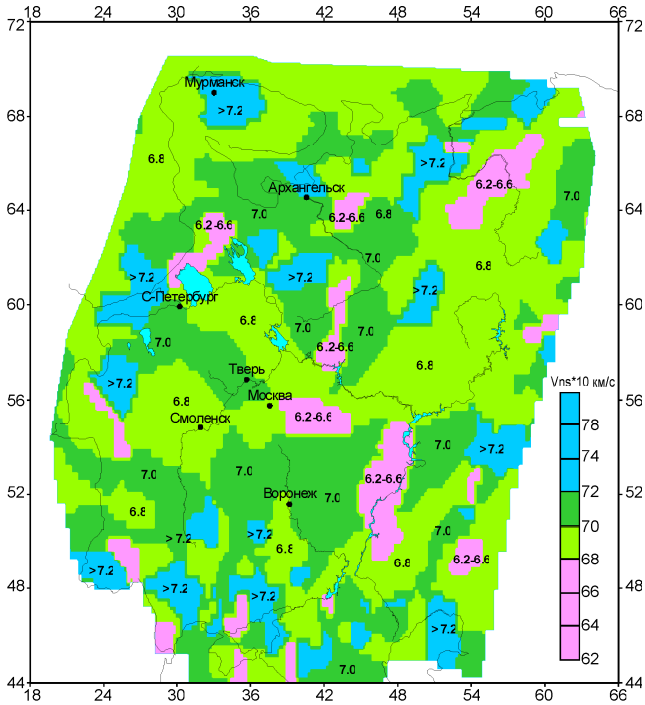


Рис. 3. Карта скорости продольных сейсмических волн в нижнем слое Восточно-Европейской платформы

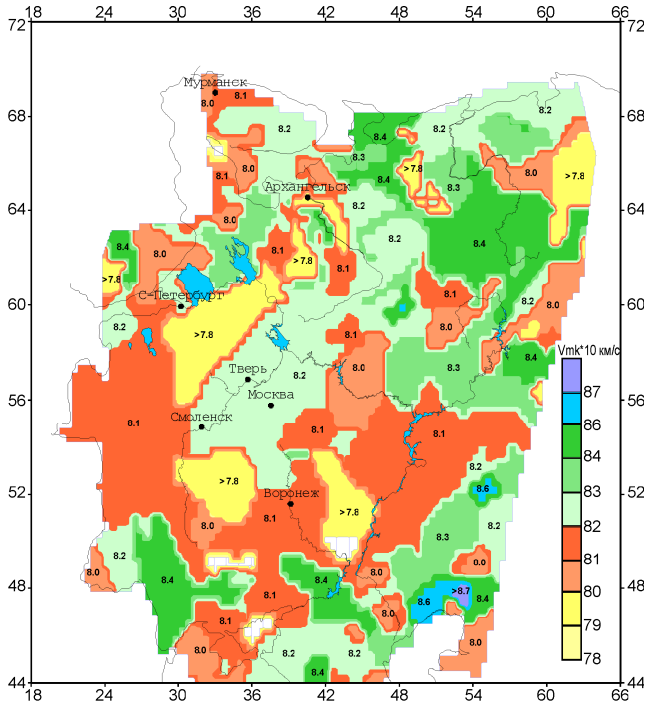
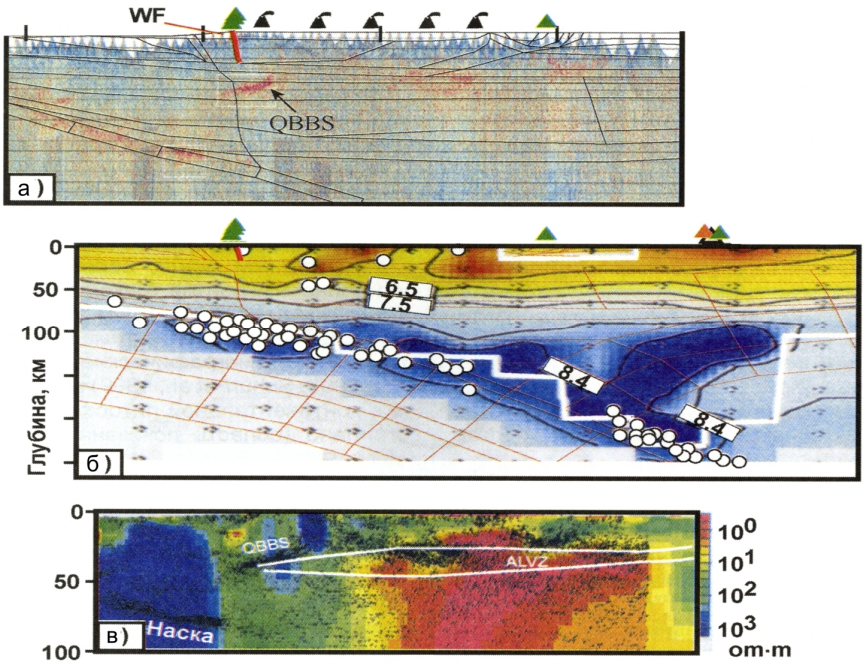


Рис. 4. Карта граничной скорости на поверхности Мохоровичича Восточно-Европейской платформы



К статье

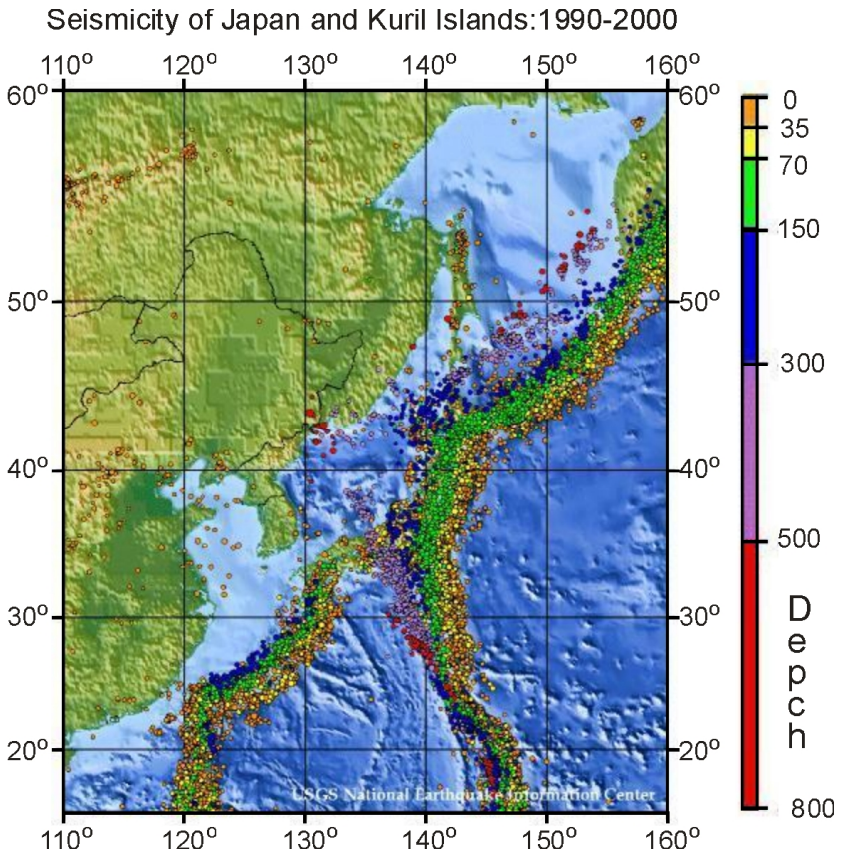
«Жесткие» неоднородности в консолидированной земной коре как возможные резервуары воды»

(А.М. Кузин)

Рис. 2. Сопоставление интерпретаций сейсмических и электромагнитных исследований в Центральных Андах [22]

а) Временной разрез МОГТ по профилю ANCORP [ANCORP Working Group, 2003]. Большие положительные амплитуды показаны красным цветом, отрицательные желтым. Малые положительные амплитуды показаны голубым цветом, отрицательные – зеленым.

б) Сечение сейсмо-томографической модели продольных волн (Vp) южной части Центральных Анд [Schurr et al., 1999]. Белой ломаной линией обведена область, для которой сейсмическая структура разрешена, за ее пределами интерполяция. Черные линии – изолинии Vp в км/с. Желтые тона – области пониженных значений Vp; голубые тона – области повышенных значений Vp; синяя заливка – высокоскоростная область (Vp>8,4 км/с). в) Геоэлектрический разрез. Черным цветом показано сопоставление с данными МОГТ, белыми линиями с данными МОВЗ и ГСЗ [Braasse et al., 2001]. Черные треугольники вулканы, зеленые крупнейшие месторождения.



К статье

«Результаты применения методики расчета физических параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры некоторых сейсмоактивных регионов»

(И.Н. Литовченко)

Рис. 2. Сейсмичность Японии, Курил за 1990-2000 гг (Earthquakes depicted on the seismicity maps are taken from the USGS/NEIC PDE catalog [4])