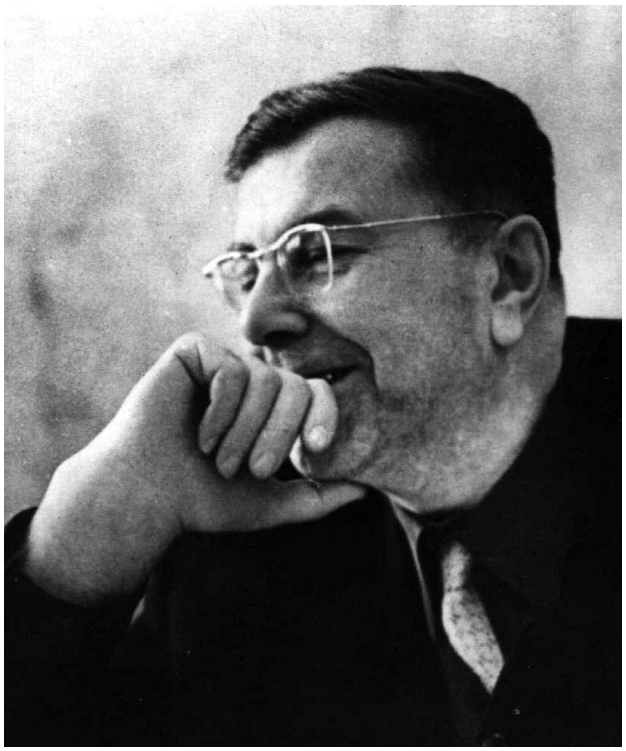
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

Научный совет по проблемам геотермии РАН
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества



ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ. ГЕОДИНАМИКА
ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича
02-06 июля 2007 г.

Екатеринбург
2007

Семинар «ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ»

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

М.И. Баранова, А.В. Мигурский, Е.Ю. Гошко - ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск

Чадобецкое поднятие одно из самых уникальных образований на Сибирской платформе. Размер его по кровле венда - 45х55 км, амплитуда – свыше 4 км. В поверхностных горизонтах поднятие представлено изометричным, слабо вытянутом в меридианальном направлении выходом на дневную поверхность древних рифейских пород среди полей пермотриасовых отложений. Центральная часть поднятия прорвана штоко- и жилообразными телами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, по периферии отмечаются трубчатые тела эксплозивных брекчий. На всей площади Чадобецкого поднятия развита мощная рудоносная кора выветривания с промышленным бокситовым, Nb - Ta и фосфатным оруденением [1]. В свете опубликованных материалов [2, 3] поднятие представляет собой крупное субвулканическое сооружение центрального типа, содержащее комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, возраст его определяется как позднетриасовый – раннеюрский, он моложе траппового магматизма.

В структурном плане поднятие приурочено к северо-западному плечу Иркинеев-Чадобецкого авлакогена, который является внутриплатформенным ответвлением Присаяно-Енисейской перикратонной системы опусканий, развитой в рифее вдоль западного обрамления Сибирской платформы. Максимальная площадь осадочной толщи в системе авлакогена ранее оценивалась в 7 - 8 км, глубина залегания кровли мантийного диапира, инициировавшего поднятие – в 4 км. Вертикальная мощность его определялась также в 4 км, локализация связывалась с подошвой осадочной толщи [2, 3].

По нашим представлениям формирование Чадобецкого поднятия происходило в зоне пересечения региональных Ангаро-Катангского правого и Ангаро-Алымджинского левого сдвигов. Сдвиги дренируютнедра Земли на десятки – сотни километров, в зонах их пересечения возникают самые благоприятные условия для поступления магмы с глубинных уровней к дневной поверхности [4].

Анализ опубликованных материалов по вопросам формирования массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, геологическая интерпретация глубинных временных и энергетических разрезов по профилю «Рассечка», проходящему через Чадобецкое поднятие, позволили нам составить возможный вариант геодинамических условий его образования.

На рис. 1 показан фрагмент сейсмоэнергетического разреза глубинного строения земной коры в районе Чадобецкого поднятия, составленный по материалам ОАО «Енисейгеофизика». Выделенный нами диапир сопоставлен с полупрозрачной зоной достаточно четкой конфигурации, хорошо корреллируемой с таковой на различных вариантах энергетических разрезов [5]. При ширине в сечении профиля до 6.5 км его высота достигает 10.8 км. Нижняя кромка диапира фиксируется на 7.3 с (~22 км). Как и предполагалось ранее, магматическое тело локализовано у подошвы осадочного чехла, где имеет максимальную ширину. Его нижняя половина находится в консолидированной коре, а верхняя – в осадочном чехле. Волновое поле в пределах осадочного чехла представлено хорошо выраженными протяженными пакетами отражений, имеющими угол падения на северо-западном крыле – 20°, на юго-восточном – 12°, явно сопоставимыми со слоистостью осадочных толщ.

Подошва консолидированной коры отождествляется нами с подошвой коромантийного слоя, который в этой части сейсмического профиля имеет вид купольной структуры с апикальной частью на глубине ~ 12.5 с, осложненной серией разрывных нарушений. Формирование этого поднятия, скорее всего, связано с утонением литосферы в центральной части палеорифта.

На энергетических разрезах предполагаемые пути движения магмы из подкоровой части в верхнекоровую прослеживаются по субвертикальным слабоволнистым нитевидным зонам, фиксируемым по смещению блоков коры. Накопление магмо-флюидов и дифференциация расплава в верхней магматической камере, очевидно, протекали не одномоментно. Под влиянием давления поднимающегося расплава во вмещающих породах кровли возникает серия радиально - концентрических разрывов с образованием куполовидной структуры [6].

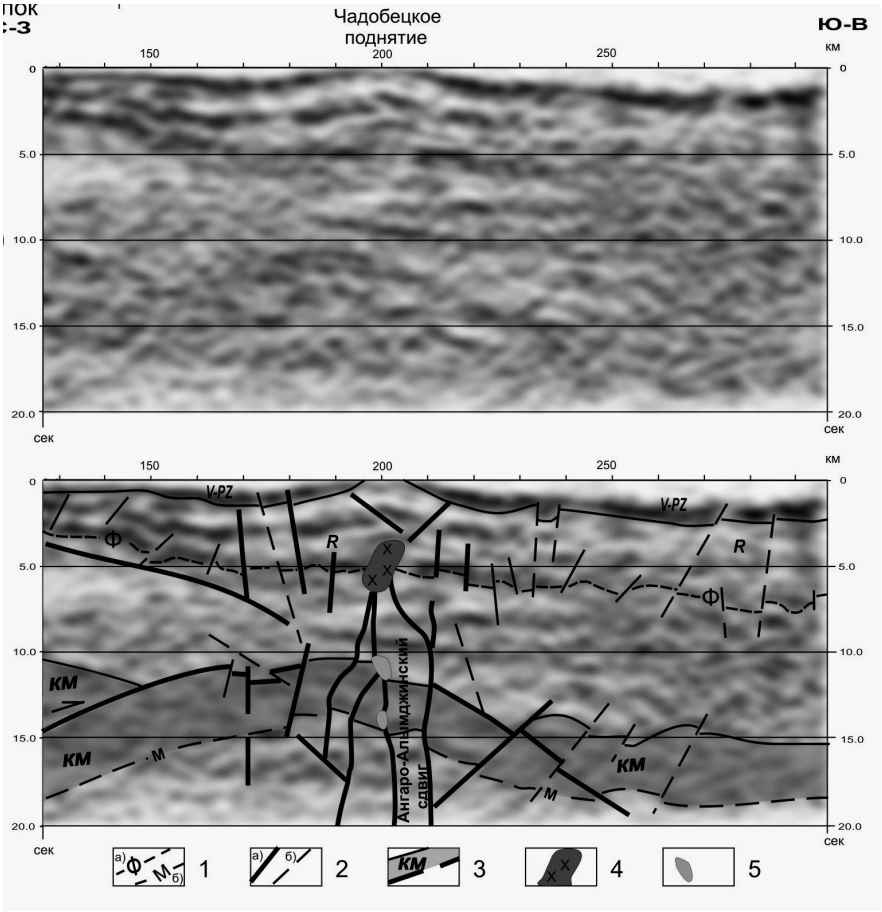


Рис. 1. Строение земной коры в районе Чадобецкого поднятия по профилю «Рассечка». Сейсмоэнергетические разрезы по данным ОАО «Енисейгеофизика»: а) исходный разрез; б) с элементами геологической интерпретации; 1 – поверхности фундамента (а), Мохоровичича (б); 2- дизъюнктвы основные (а), дизъюнктвы второстепенные (б); 3- коромантийный слой; 4- интрузия ультраосновных пород; 5 – промежуточные магматические камеры

Различие в морфологии тел ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в пределах Теринского и Чуктуконского локальных куполовидных поднятий связывается нами с различными полями напряжений в пределах этих двух структур. Скорее всего, магистральный разрыв Ангаро-Алымджинской разломной зоны проходил между поднятиями и, в связи с этим, сдвиговые процессы в северном локальном куполе происходили в обстановке транспрессии, а в южной – транстенсии, но этот факт требует дальнейшего изучения.

Литература

1. *Слукин А.Д.* Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 123 с.
2. *Лапин А.В., Пятенко И.К.* Чадобецкий комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов: новые данные о составе, строении и условиях формирования // Изв. АН СССР, сер. геол., 1992. № 6, с. 88 - 101.

3. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003. 493 с.
4. *Мигурский А.В., Старосельцев В.С.* Зоны разломов – естественные насосы природных флюидов // Отечественная геология, 2000. № 1, с. 56 - 59.
5. *Николаев В.Г.* Природа и возраст сейсмических отражений в консолидированной континентальной земной коре. М.: ГЕОС, 2004. 98 с.
6. *Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Проблема генезиса вертикальных концентрических структур по данным моделирования // Палевулканические реконструкции. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 13 - 24.

****

ПЛОТНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ НЕРОХСКОЙ И МАПАСИЙСКОЙ СКВАЖИН СЕВЕРО - СОСЬВИНСКОГО ГРАБЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

***Н.Н. Винничук*[1], *Ю.В. Ерохин* [2], *Ю.Н. Федоров*[3] -**
[1]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
[3]ТФ ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень

При интерпретации аномалий силы тяжести для изучения строения доюрского основания в западной части Западной Сибири возникли проблемы с подбором поля при известных плотностях [1, 2] кайнотипных эффузивов триасового возраста, которые слагают здесь значительные площади. Поэтому для целей моделирования большое значение имеет изучение фактических плотностей пород в наиболее глубоких структурных скважинах региона. Были измерены плотности образцов керна Нерохской и Мапасийской скважин Северо-Сосьвинского грабена, вскрывших базальты триаса до глубины 4.5 км.

Площадь находится в зоне Тагильского мегасинклинория, палеозойские структурно-вещественные комплексы которого выходят на поверхность на западе района. К востоку они погружаются под платформенный чехол Западно-Сибирского мегабассейна и отложения триаса. Отложения триаса предполагались в этом районе, по-видимому, впервые Е.М. Ананьевой и В.С. Бочкаревым. Сделанное на основании интерпретации геофизических данных предположение о существовании здесь «Северо-Сосьвинской депрессии карбон-триасового возраста, сложенной преимущественно осадочными породами» упоминается в работе [3].

По результатам измерений плотности петрографического и минералогического исследования базальтов в Нерохской скважине 11201, где керн изучен в интервале от 1741 до 4518 м, среди вулканитов можно выделить три толщи пород: верхняя толща эффузивов, толща субвулканических долеритов и нижняя пачка базальтов.

Верхняя толща эффузивов (интервал глубин от 2089 до 2840 м) представляет собой наслоение маломощных лавовых потоков, пузыристых, иногда подверженных краснокаменным изменениям (гематитизированных). Базальты содержат значительные объемы девитрифицированного стекла (местами до гиалобазальтов или гиалокластитов). Местами породы изменены до пренит-пумпеллиитовой фации. В них не сохранилось не только вулканическое стекло, но местами – плагиоклаз и даже апатит, полностью карбонатизированы. Однако толща гиалобазальтов содержит сравнительно слабо измененное вулканическое стекло. По измеренным образцам плотности верхней толщи эффузивов имеют значения (2.56 - 2.61) г/см^3.

Субвулканические долериты, залегающие в центральной части разреза Нерохской скважины (2840 - 3138 м; границы даются по данным ГИС), выделяются относительно большей свежестью. В них повсеместно сохранились первично магматические плагиоклазы. Возмож-

но, что этот интервал представляет серию силлов, разделенных покровными базальтами верхней и нижней пачек. Наличие покровных базальтов устанавливается на глубинах 3039 - 3047, 3110.5 - 3120.5 метров. Значения плотности образцов субвулканических долеритов изменяются с глубиной от 2.64 до 2.72 г/см^3.

Нижняя пачка базальтов (от 3138 до 4518 м и ниже) характеризуются обильно -миндалекаменной текстурой, повышенным содержанием девитрифицированного стекла. В отличие от верхних эффузивов вторичные преобразования в отдельных образцах составляют практически 100 % объема породы. Основная масса вулканитов сложена агрегатами хлорита с некоторым участием карбоната. По измеренным образцам нижняя пачка базальтов имеет средние плотности от 2.70 до 2.80 г/см^3 с понижением некоторых образцов до 2.66 г/см^3 и повышением до 2.89 г/см^3.

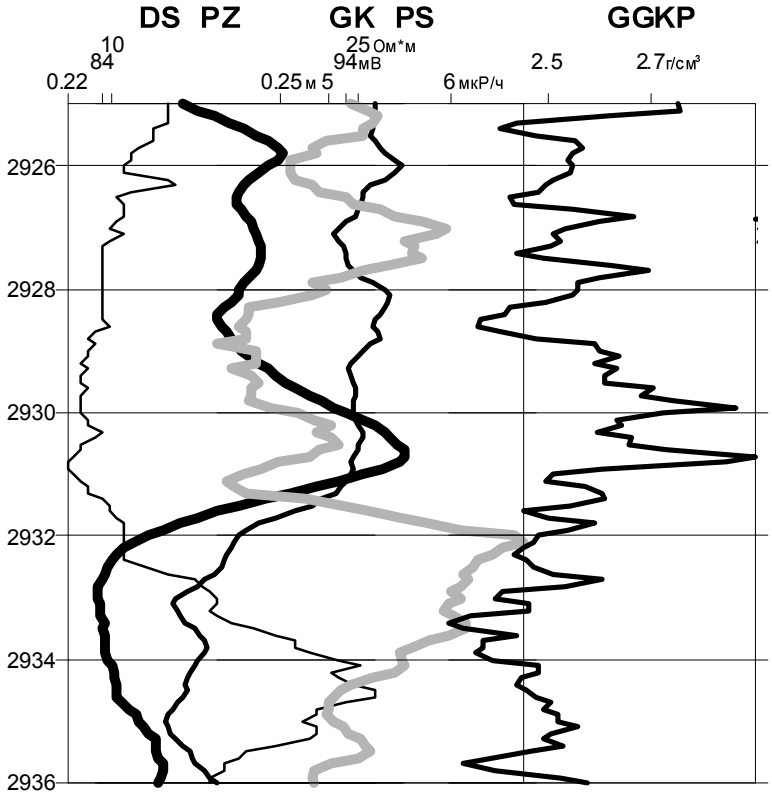


Рис. 1. Результаты каротажа в Нерохской скважине 11201. Интервал 2925 - 2936 м

При сопоставлении результатов лабораторных определений плотности с данными плотностного каротажа имеются определенные расхождения [4]. Как показывает анализ каротажных диаграмм, одной из причин этих расхождений может являться неполный выход керна в условиях достаточно резкой изменчивости свойств. Например, в интервале 2925 - 2936 м плотность согласно данным каротажа меняется от 2.4 до 2.9 г/см^3 (рис. 1). Это, возможно, является следствием внутренней неоднородности лавовых потоков. По-видимому, представляет интерес осреднение каротажных диаграмм на основе описания особенностей керна в интервалах небольшой мощности, что должно сопровождаться контрольными замерами фактической плотности.

Скважина Мапасийская 11203 является самой восточной скважиной Северо-Сосьвинского грабена, ее вскрытый разрез полностью сложен базальтами и апобазальтовыми метаморфитами. По данным сейсмопрофилирования и геологических исследований [5 и др.] она вскрыла вулканиты нижней части грабена, которые хорошо коррелируются с ба-

зальтами из нижней части разреза Нерохской скважины 11201 (от 3400 м и глубже). «Свежие» базальты имеют афировую структуру, миндалекаменную текстуру и принадлежат к лавовым фациям. Метаморфические преобразования в Мапасийских базальтах более глубоки. Формирование кварц-эпидотовых пород происходило при зеленосланцевой фации метаморфизма. Средние плотности в интервале глубин от 1460 до 1970 метров имеют значения 2.90 г/см^3.

В целом, исходя из обобщенного разреза, можно сделать вывод о существовании трех комплексов вулканитов в грабене: 1. Верхние базальты с минимальным содержанием оливина, постепенно нарастающим к низам до глубины 2840 метров. 2. Субвулканические долериты (гл. 2840 - 3138 м). 3. Нижние базальты с большим содержанием оливина ниже 3148 м. Если мысленно убрать мощный комплекс субвулканических долеритов, то налицо развитие нормальной вулканической серии от пикробазальтов к андезито-базальтам. По всей видимости, сначала формировались базальты и андезито-базальты лавовых фаций, а на заключительном этапе магматизма стали образовываться силлоподобные тела. В пользу силловой природы долеритов говорит их высокая распространенность в грабене при небольшой мощности и хаотичном распределении по разрезу.

Литература

1. Петрофизика. Кн. 1 / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.
2. Рудные месторождения и физические поля Урала / Под ред. К.К. Золоева. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.
3. Новые данные о геологическом строении Приуральской части Западно-Сибирской плиты / Ю.З. Сегаль, Н.Н. Яицкий, А.А. Колечкин и др. // Отечественная геология, 1992. № 12, с. 81-83.
4. *Винничук Н.Н.* Результаты измерения плотности в Нерохской скважине Северо-Сосьвинского грабена Западной Сибири // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2007, с. 64 - 67.
5. Глубинное строение и история формирования Северо-Сосьвинского триасового грабена Западной Сибири по геолого-геофизическим данным / Ю.Н. Федоров, К.С. Иванов, В.В. Кормильцев и др. // Горные ведомости. Тюменский науч. журнал, 2005. № 11(18), с. 44-55.

****

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА; ГЕОПОЛЯ, МАГМАТИЗМ, МИНЕРАГЕНИЯ

А.М. Виноградов - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Обобщены ранее опубликованные сообщения и статьи, наиболее продуктивные из которых составлены совестно с М.С. Рапопортом. Приводится обсуждение и развитие вопросов, обозначенных в названиях доклада и списка использованной литературы. Это связано с трудностями применения в практике мелко-среднемасштабного металлогенического прогнозирования плей-тектонической концепции, выступившей как парадигма геологических знаний. Наше обращение, в поисках новых решений, к идеям плюм-тектоники оказалось не противоречивым положениям классической геосинклинальной тектоники. Такой подход согласуется с современным развитием теории глобальной геодинамики, продуктивен при совершенствовании критериев интерпретации геополей и прогнозе известных и нетрадиционных для Урала типов рудных месторождений.

1. Западно-Сибирская тектоно-магматическая система – ЗСТМС [1] расположена в пределах Центрального сектора севера Евразии (рис. 1) участка между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, выразительно фиксируемого в структурах гравитационного, магнитного и других геополей региона. Здесь выявлено редкое для планеты множество разнообразных крупных и уникальных месторождений, связанных с особенностями фанерозойского развития тектоносферы.

2. ЗСТМС приурочена к северному замыканию известной Урало-Африканской глобальной «ступени» аномального геопотенциала и входит в состав Азиатского морфоструктурного центра - суперструктры обособленных очаговых образований Земли [2]. Ступень геопотенциала, вероятнее всего, отражает перераспределение плотностных неоднородностей на мантийном уровне, являясь отражением более древних и синхронных образований фанерозойского тектогенеза. В осадочно-породных бассейнах вдоль ступени заключено свыше 50 % разведанных углеводородов планеты.

3. По простиранию Урало-Африканской ступени наблюдается целый ряд секущих деформаций геополей. По детальным геофизическим съемкам секущие деформации фиксируются в пределах ЗСТМС, прослеживаясь со стороны Восточно-Европейской платформы. На Урале они рассматриваются как отражение тектонических дислокаций, связанных с дорифейским основанием, и контролируют распределение рудных узлов фемической специализации [3, 4]. В пределах Западной Сибири они сопоставляются с гребневыми и килевыми линиями рельефообразующих процессов в неоген-четвертичный период, и как бы подтверждают «большой закон распределения нефтянных месторождений» И.М. Губкина.

4. В пределах ЗСТМС выделены четыре главные магматические серии [5, 6], нашедшие отражение в физических полях:

- первая серия включает базитовые и базит-гипербазитовые вулканно-плутонические и интрузивные образования ранне-среднепалеозойского возраста;
- вторая серия - позднепалеозойские гранитоиды, представленные ареалом плутонов в блоках, каркас которых очерчен образованиями первой серии;
- третья серия - базальты пермско-триассовых рифтов, секущих нижележащие образования;
- последняя мезозойско-кайнозойская серия - продукты сильно флюидизированной магмы разнообразного состава, имеющие дискретно-ареальный характер распределения, в некоторых случаях приобретающий направленность вдоль оперяющих разрывов глубинных (палеозойских) разломов.

5. Мегаструктура ЗСТМС отчетливо раскрывается в ареале магматитов первой и второй серий, вероятно связанных с глубинными энергетическими очагами тектоносферы [1]. Наметившееся еще в среднем палеозое прогибание на севере ЗСТМС и воздымание на юге объясняется конвективной ячейкой, инициируемой мантийным плюмом с восходящими потоками на юге и нисходящими на севере. Отмеченное, сопровождаемое заложением Обского рифта с трапами базальтов и магматическими флюидизатами, на фоне процесса платформенной стабилизации в пределах Центрального сектора севера Евразии определили [7, 8] уникальность углеводородогенерации Западной Сибири и проявление «нетрадиционных» для Урала и Восточного Зауралья типов месторождений золота, редких, редкоземельных и радиактивных металлов.

6. Уральский подвижный пояс это - западное обрамление ЗСТМС с хорошо просматриваемым влиянием двух гипоцентров конвективных ячеек мантийного плюма [1]. Пояс формируется на восходящих с востока в сторону Главного Уральского разлома коромантийных диапирах, а в его пределах, с учетом данных сейсмологии и реконструкции разломных структур [2, 3], выделены три мегазоны: западная – со стороны подошвы, центральная - в кровле и восточная - в висячем борту диапира. Каждая из выделенных мегазон и их сопряжения характеризуются своими особенностями магмопроявления и металлогенической специализации [4, 7, 8].

7. Уральский подвижный пояс в составе ЗСТМС включает [1, 2, 7] квазиспрединговые зоны с офиолитами, сформированные на сквозных потоках энергии. На эти зоны наложены структуры вихревых вещественно-энергетических потоков, экранированных на разных коро-мантийных уровнях в области обрамления Азиатского морфоструктурного центра. К производным наиболее глубинных из них принадлежат, видимо, массивы платиноносного пояса Урала. Коро-мантийный диапир определил образование торовых структур с толеитовыми островодужными, известково-щелочными и субщелочными магматическими образованиями.

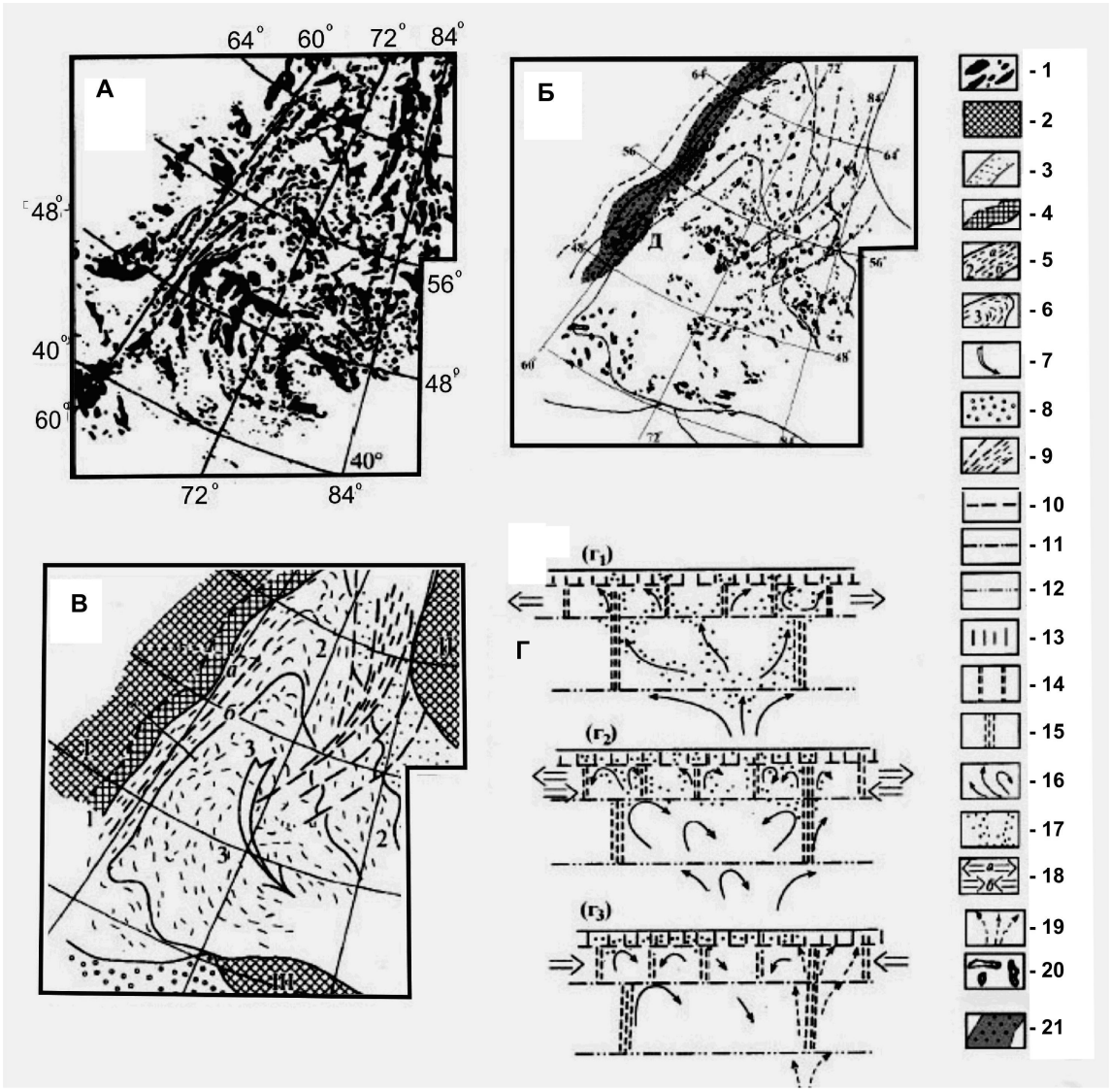


Рис. 1. Схема магнитных полей (А), распределения гранитоидных массивов (Б), строения (В), динамики развития ($Г_1$-ранняя, $Г_2$-зрелая, $Г_3$-поздняя стадии) Западно-Сибирской тектоно-магматической системы: 1 - участки повышенных, интенсивно повышенных магнитных полей (при выделении использована карта аномального магнитного поля СССР м-ба 1:2 500 000); 2 - древние платформы и массивы: Восточно-Европейская (I) и Сибирская (II) платформы, Таримский массив (III); 3 - Енисейская складчатая система; 4 - западный сектор Урала (1); 5 - внешняя часть (2) Западно-Сибирской тектоно-магматической системы, включая центральный (а) и восточный (б) сектора Урала; 6 - внутренняя (3) часть ЗСТМС; 7 - направление предполагаемого перемещения флюидно-энергетического потока (плюма) в палеозое; 8 - Альпийская складчатая система (Копетдаг, Гиндукуш, Памир); 9 - Обский пермско-триасовый рифт-грабен; 10 - 12 - условные границы геосфер (рис. 1Г): 10 - подошва литосферы, 11 - граница верхней - средней мантии, 12 - граница средней - нижней мантии; 13 - 15- условные границы отдельностей в геосферах при коэффициенте автомодельности 3.5 (по М.А. Садовскому, 1986г.): 13 - литосферы, 14 - верхней мантии, 15 - средней мантии; 16 - флюидо-энергетический поток палеозойского плюма; 17 - коро-мантийный (флюидо-магматический) диапир ЗСТМС; 18 - режим растяжения (а) и сжатия (б) тектоносферы; 19- активизация тектоносферы при зарождении Обского рифта-грабена; 20 - позднепалеозойские гранитоидные массивы ЗСТМС (сведены с геологических и тектонических карт м - ба 1:5000000 и крупнее); 21 - Урал (рис. 1Б): складчатый пояс западного обрамления ЗСТМС, где мощность мезозойско - кайнозойских отложений преимущественно меньше 50 м

Новый импульс энергопотоков обусловил активизацию тектоно-магматических процессов предорогенной стадии с формированием андезитовых и субщелочных вулканно-плутонических ассоциаций. В завершающую орогенную (коллизионную) стадию под влиянием интрателлурического потока из «истощенного» диапира развивается региональный метаморфизм, а на фронте потоков при благоприятных условиях - плутонометаморфизм сиалического профиля и палингенно-анатектическое гранитообразование. В постколлизионный этап специфика энергоструктур обусловила глобальные масштабы континентально-толеитового (траппового) магматизма на большей части площади Азиатского суперцентра. На фоне платформенной стабилизации происходила ареальная активизация, сопровождаемая проявлениями магматических флюидизатов.

Приведенный обзор элементов палеотектоники, магматизма и минерагении, находящих отражение в физических полях, показывает, что на рассматриваемой территории имеется значительный набор фактов, заслуживающих теоретического обобщения и создания концептуальных геодинамических моделей, направляющих металлогенический прогноз на выявление новых рудных районов и месторождений, прежде всего крупных и супекрупных, фонд которых, вероятнее всего, далеко не исчерпан. При разработке вопросов палеогеодинамики особого внимания заслуживает плюм-тектонические модели глобальной тектоники.

Литература

1. *Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И.* Положение Урала в структурах Евразии // ДАН, 1999. Т. 365. № 4, с. 512 - 515.
2. *Виноградов А.М., Рапопорт М.С.* Нелинейная геодинамика Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996, с. 92- 101.
3. *Виноградов А.М.* О геодинамических моделях разломных и рудовмещающих структур // Геодинамика иметаллогения Урала: Материалы ко второму Уральскому металлогеническому совещанию. Свердловск, 1991, с. 184 - 185.
4. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 187 с.
5. *Vinogradov Albert M.* Magmatism manisfestations in central sector of north Eurasia // T. 31. International Geological Congress, RioDe Janeiro, Brazil, 2000.
6. *Виноградов А.М.* Структура магматических серий и глубинное строение центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. Симпозиума. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003, с. 42 - 56.
7. *Рапопорт М.С., Виноградов А.М.* Металлогения Урала и сопредельных территорий как отражение нелинейной геодинамики тектоносферы // Металлогения складч. систем с позиции тектоники плит: Материалы I Всеросс. Металлогенического Совещания. Екатеринбург, 1994, с. 139 - 141.
8. *Виноградов А.М.* Мегаструктура геополей Урала, Западной Сибири, Казахстана – уникальной минерагенической провинции планеты // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998, с. 165 - 167.

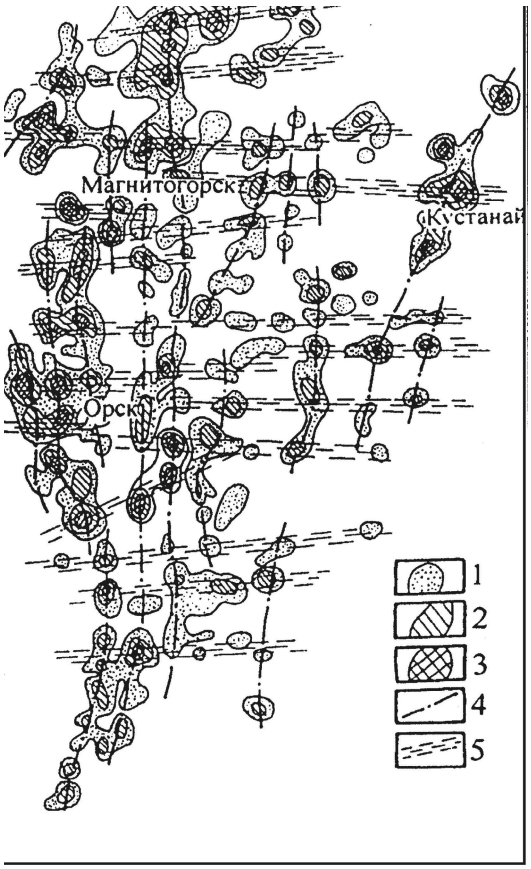
****

О СТРУКТУРЕ ГЕОПОЛЕЙ И ДИНАМИКЕ ФЛЮИДО - ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ РУДНЫХ УЗЛОВ ФЕМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А.М. Виноградов[1], А.И. Малышев[2] -
[1]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Интенсивность проявления рудного процесса в земной коре Южного Урала отражена на схеме рудных аномалий (рис. 1). При её составлении был использован графический прием, предложенный И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской. Он предусматривает учет количества

пунктов проявления рудной минерализации (точки обогащенной минерализации, рудопроявления, мелкие, средние, крупные месторождения), связанной с базитовым-базит - гипербазитовым магматизмом ранней стадии развития геосинклинали, на выбранную единицу площади. Площадь подсчета была взята 15 х 15 км^2, а для проявлений рудной минерализации были приняты выравнивающие коэффициенты. На схеме отчетливо наметилась поясность в размещении оруденения, имеющая основную - субмеридианальную и секущую - субширотную ориентировки. Пояса субмеридианальной ориентировки могут рассматриваться как рудоносные зоны. Они объединяют порой разрозненные или перемежающиеся полосы развития вулканогенных пород, интрузий гипербазитов, габбро, габбро-плагиогранит–сиенитов. Примечательно, что вдоль рудоносных зон распределение оруденения имеет неравномерный характер. Участки, включающие месторождения либо большое количество рудопроявлений, сменяются площадями с нулевыми или низкими значениями рудных аномалий. Это в какой-то степени связано с неравномерной изученностью поверхности палеозойских образований.



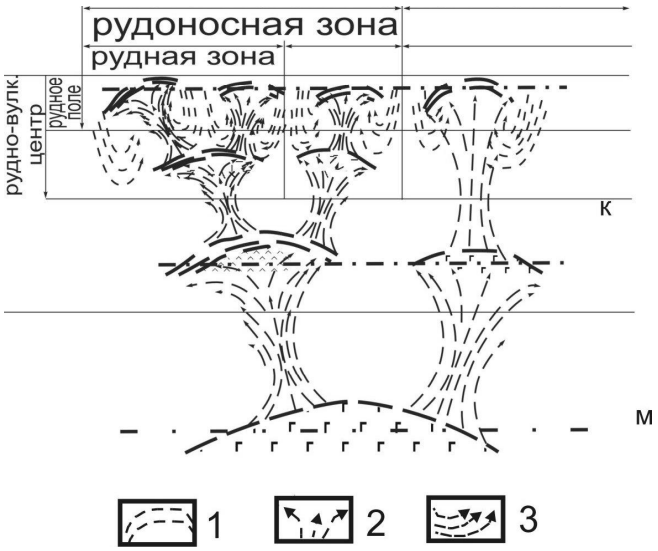
На схеме участки с экстремальными отметками аномалий коррелируются в субширотном направлении от одной рудоносной зоны к другой и выделяются в качестве рудных узлов.

Прослеженные закономерности размещения фемической минерализации справедливы в общих чертах и для колчеданного типа оруденения. Детализация этих закономерностей заключается в конкретизации объекта изучения – выделение и прослеживание вулканогенных образований, вмещающих колчеданные месторождения в связи с развитием глубинных разломов, определивших их пространственное распределение. Именно в таком сочетании принимается предмет регионального прогнозирования и поисков геофизическими методами - колчеданные рудоносные зоны и рудные узлы [1]. Характерными для рудных узлов фемического типа являются, подмеченные многими исследователями, кольцевые структуры элементов по дешифрированию космических снимков. Подобные кольцевые и овальные элементы выделяются по данным гравиметрии и магнитометрии. Они присутствуют в виде скрытой структуры, выявляемой при специальных процедурах трансформаций с использованием современных средств компьютерного анализа материала (теневой рельеф, высшие производные и др.).

Установленная упорядоченность геополей зачастую не имеет объяснения, но устой-

чивая приуроченность к известным рудоносным структурам позволяет включать её в число косвенных признаков прогнозирования объектов поисков. Нами она объясняется как отражение восходящей с мантийных глубин долгоживущей коллонны флюидо- энергетического потока.

В районе известных рудных узлов выполнено обобщение данных разночастотной сейсморазведки (ПСЗ, ГСЗ, МОВ, КМПВ) и проведены специальные экспериментальные наблюдения (МОГ, ВСП, АК, СК). В результате, в добавлении к выше отмеченному, выявлены своеобразные особенности распределения упругих неоднородностей. Они формируют границы отражений, точки дифракции и области потери корреляции упругих волн и их затухания. Так установлено, что со стороны подошвы рудных залежей в пределах рудных полей на глубинах до 500 - 1500 м фиксируются куполообразные горизонты с хорошо выраженными отражающими элементами. Им отвечают участки с тонко слоистой структурой резких изменений физико-механических свойств. Ниже на разных уровнях разрезов так же наблюдаются воздымания опорных сейсмических горизонтов. В совокупном модельном представлении предполагаются восходящие с глубин 10 - 15 км структуры вероятнее всего секущего характера по отношению к вмещающему неоднородно-слоистому геологическому пространству (рис. 2).



Таким образом, в пределах рудных узлов, расположенных на пересечениях региональных тектонических дислокаций разного направления и возрастного интервала развития в разрядке напряжений, присутствуют восходящие с глубоких горизонтов земной коры куполообразные структуры. На этих участках в районе известных месторождений наблюдается метасамотическая переработка пород. Её размах достигает 1000 – 1500 м, при этом распределение рудных тел имеет ярусный, а порой секущий характер. Вероятно, что структура рудного узла построена на восходящем от глубинного источника флюидо-энергетическом потоке.

Эволюция этого потока рассмотрена с позиции концепции «серного перехвата» [2]. При этом закономерное изменение содержаний серы в магматических флюидах отражается на процессах сульфидообразования, генетически связанного с магматическими расплавами разной основности.

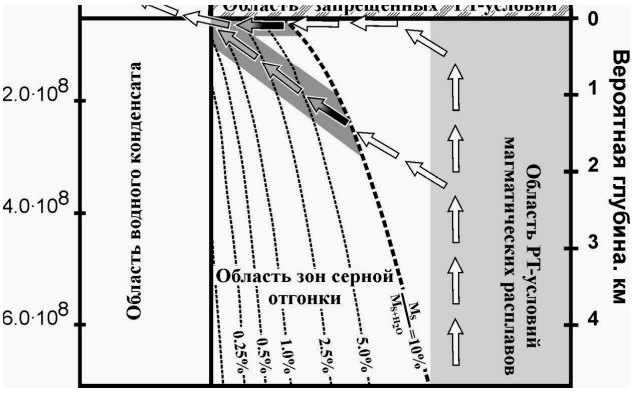
Для ультраосновных расплавов возможные зоны серной отгонки оторваны от температурной области соответствующих магм. В результате сброс серы из флюида, генерируемого ультраосновным массивом, возможен или на выходе из массива, или при быстром остывании в отрыве от последнего. Из-за высокой концентрации серы для генерации промышленно значимых сульфидных месторождений вполне достаточно сравнительно небольших (по

объему) интрузивов, а массовое сульфидообразование возможно в условиях сравнительно небольших глубин. Динамика структуры рудоносной зоны и рудного узла, подмеченная по геофизическим данным, предрасполагает к образованию таких залежей. Проявления оруденения такого типа известны в зоне Урал-Тауского (ГУРГ) разлома (Ишкининское, Дергамышское, Ивановское месторождения) и в других местах (Светлинское месторождение в Иргиз-Кусоканской зоне и др). В свете отмеченного отдельные гипербазитовые массивы заслуживают пристального внимания (например, Кусемский массив с сопровождающими его литохимическими аномалиями).

Для основных магм возникает ситуация, когда область зон серной отгонки и температурная область возможного существования магматических расплавов частично пересекаются. Это обеспечивает возможность сброса избыточной серы с её переводом в сульфидную форму непосредственно в магме. Тем самым возникает известная ситуация с одновременным существованием двух несмешивающихся жидкостей – сульфидной и силикатной. Дальнейшее развитие процесса, включая особенности разрядки напряжений вдоль глубинных разломов и секущих тектонических дислокаций, в конечном счете, приводит к образованию сульфидных магматических месторождений, которые принято называть ликвационными. Особенно благоприятными могут оказаться структуры квазиспредингового характера с крупными массивами габбро, габбродиабазов (Кенгусайская, Аралчинская, Северо-Калиновская, Орская и др.) на уровне эрозионного среза. Здесь выявлены Весеннее, Зимнее, Орское месторождения и неоцененные еще рудопроявления и литохимические аномалии.

С повышением кислотности магматического расплава зоны серной отгонки в эндогенном флюиде сначала отрываются от температурной области существования флюидогенерирующие магмы, а затем все более удаляются от неё, все ближе примыкая к барьеру водной нейтрализации. В эндогенных месторождениях эта тенденция находит отражение в переходе от чисто магматических сульфидных месторождений расслоенных габброидных интрузивов, через колчеданные месторождения, генетически связанные с расплавами андезитобазальтового и андезитового составов, к типично гидротермальным месторождениям, характерным для кислых магм. В эту группу входит полный набор полигенных и полихронных колчеданных месторождений [3] известных и прогнозных рудоносных зон и рудных узлов Южного Урала.

Следует отметить, что в мало- и среднеглубинных условиях океана, характерных для Южного Урала [4], возможно формирование как метасоматических колчеданных месторождений, преимущественно крутого залегания, так и сульфидных холмов «черных курильщиков» [5]. Причем процессы формирования этих рудных тел могут протекать одновременно (рис. 3).



Сульфидообразование в гидротермальных полях, благодаря действию рудной Т-ловушке в сочетании с деформационными процессами в разломно-деформационных

структурах, протекает весьма интенсивно и компактно. Поэтому палеогидротермальные рудные поля более удобны для поисков и последующей отработки. Однако в условиях среднеглубинной островодужной обстановки они, по сравнению со своими глубоководными океаническими аналогами, имеют больше шансов на последующее уничтожение. Во-первых, как это следует из рис. 3, они более тесно связаны с близповерхностным флюидогенерирующим активным магматическим центром и поэтому могут быть разрушены в ходе последующих циклов вулканической активности этого центра. Во-вторых, по мере роста островной дуги они могут быть выведены на эрозионный срез и уничтожены экзогенными процессами. Эти два обстоятельства понижают вероятность обнаружения колчеданных рудных тел, возникших в результате деятельности палеогидротермальных полей. В свою очередь, для рудных объектов метасоматического генезиса возможность последующего разрушения менее вероятна. Изложенная ситуация, например, весьма характерна для Александринского, Джусинского, Баймакского рудных районов.

В конечном итоге с учетом разнообразия палеоструктурных и морфологических условий в положении рудоносных зон и рудных узлов в их пределах следует ожидать сульфидные и прежде всего колчеданные проявления осадочного, гидротермального, вулканогенного, магматогенного и комбинированного происхождения. Целесообразно при использовании критериев прогнозирования и поисков исходить из представлений [3] полигенного и полихронного характера сульфидных проявлений. Определяющим может быть изучение геополей и реконструкция палеогеодинамики конкретных рудных узлов с учетом ведущего значения геофизических исследований при выявлении локальных структур с ураганной локализацией сульфидов в крупных месторождениях [1].

Литература

1. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 186 с.
2. *Малышев А.И.* Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: Институт геохимии УрО РАН, 2004. 189 с.
3. Колчеданные месторождения мира / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др.; Под. ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
4. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования // В.А. Прокин, И.Б. Серавкин и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 241 с.
5. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: Имин УрО РАН, 2001. 315 с.

****

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ГСЗ (на примере Красноленинского профиля)

В.С. Дружинин, Н.И. Начапкин, И.В. Ладовский, В.В. Колмогорова, В.Ю. Осипов –
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Основная цель построения плотностных моделей – проверка соответствия составленных сейсмических (скоростных) разрезов аномальному полю Δg и получение дополнительной информации о параметрах глубинных структур. Геолого-геофизические разрезы верхней части литосферы являются итоговым результатом комплексной интерпретации всех имеющихся данных. Важное значение для составления таких разрезов имеют плотностные модели, при построении которых используются корреляционные связи между скоростью упругих волн и плотностью пород и гравитационное моделирование методом подбора. Рассматриваются два способа построения плотностных моделей. Следует отметить, что и первый и второй способы построения плотностных моделей имеют свои плюсы и минусы.

В первом способе градиентная плотностная модель составлена на основе сейсмического

разреза земной коры, построенного в виде линий равных скоростей по первым вступлениям рефрагированных и преломленных продольных волн. .

В разрезе земной коры выделены десять субгоризонтальных слоев,отвечающих проинтерполированным значениям пластовых скоростей $V_P \in [5.0\text{-}7.0]$ км/с. За нижнюю границу плотностной модели принимается изолиния скорости V_P=8 км/с, глубина которой меняется вдоль профиля от 35 до 50 км. По большей части она соответствует сейсмогеологическому разделу ***M***. Исключение составляют переходные и отрицательные структуры.

Зависимость плотности от скорости аппроксимируется кусочно-линейной функцией по интервалам значений $V_P \in [5.0\text{-}6.5]$, [6.5-7.0] и [7.0-8.0] км/с. Решение линейной обратной задачи гравиметрии относительно десяти неизвестных $\Delta\sigma_i$ обладает достаточной устойчивостью. Поскольку значения абсолютной плотности σ_i слоистой среды заданы корреляционными зависимостями,то фоновая плотность σ_0 вычисляется однозначно σ_0 =2.87г/см^3. По линейной зависимости "плотность–скорость" это значение соответствует скорости V_P=6.35 км/с.

По значениям итервальной скорости V_P определена средняя скорость в консолидированной коре до глубины H_M . Западно-Уральская область характеризуется низкими значениями средней скорости (V_P^{cp}=6.25 км/с); Восточно-Уральская – более повышенными значениями (V_P^{cp}=6.4 км/с). Средняя скорость по всему разрезу V_P^{cp}=6.35 км/с. Такое совпадение значений средней скорости, рассчитанных двумя независимыми способами, кажется не случайным и свидетельствует о целесообразности предлагаемого подхода.

Любая экспериментальная зависимость "плотность–скорость", как правило, находится по ограниченной выборке образцов горных пород. Поэтому возможна корректировка приращения плотности как в сторону больших, так и меньших значений. В рамках доверительного интервала любое из них будет равновероятным. Решение прямой задачи гравиметрии позволяет уточнить параметры распределения плотности в отдельных местах разреза. Но соотношение между средней скоростью и фоновой плотностью, полученными по двум независимым методикам, должно укладываться в рамки принятой эмпирической зависимости для конкретной сейсмогеологической модели

Во втором способе плотностные модели строятся исходя из следующих предположений:

- сейсмические, сейсмогеологические разрезы представлены в виде разломно-блоковых моделей, наиболее адекватных реальной геологической среде. Результаты сверхглубокого бурения и современные сейсмические данные глубинного ОГТ подтверждают блоковую структуру земных недр, включая верхнюю мантию, поэтому игнорировать это обстоятельство нельзя;
- при протяженности профилей более 300 км необходимо учитывать плотностные неоднородности верхней мантии как по вертикали, так и латерали;
- уровень изостатической компенсации, определяемый особенностями сейсмической модели верхней мантии и размерами исследуемого профиля, располагается на глубине 80 км. В этом случае все аномальное поле Δg формируется неоднородностями слоя 0-80 км.

При построении начального приближения плотностной модели за основу принимается сейсмогеологический разрез, при составлении которого учитывается вся совокупность имеющихся данных о глубинном строении Уральского региона, в том числе о сложной переходной зоне в низах коры. Эта зона имеет особенно важное значение для выделения отрицательных структур основного сейсмогеологического разделы поверхности М. При гравитационном моделировании учитываются все блоки разреза с размерами, в основном сопоставимыми с глубиной их залегания. Подбор поля Δg выполняется по программе «Профиль», относительно средневзвешенного по площади блоков значения плотности σ_0 = 3.06 г/см^3 .

Разломно-блоковые плотностные модели, составленные по профилям ГСЗ, позволяют перейти к построению объемной разломно-блоковой плотностной модели верхней части литосферы. Для этого в точках пересечения профилей осуществляется корректировка глубины, мощности, плотности сейсмоструктурных этажей и строится начальное приближение модели. Затем проводится подбор поля Δg путем многократного решения прямой задач по программе «Блок». Программы решения прямой задачи гравиметрии «Профиль» и «Блок» с использованием метода оптимизации с ограничением на изменение искомых значений плотности блоков модели разработаны в Институте геофизики УрО РАН. Региональные геолого-геофизические разрезы составляются по методике глубинного геокартирования, разработанной в Институте геофизики УрО РАН.

Выводы:

- составление разломно-блоковых плотностных моделей является необходимым условием при построении геолого-геофизических разрезов по профилям ГСЗ и повышении надежности получаемой информации о глубинном строении;
- при составлении стартовой плотностной модели необходимо учитывать имеющуюся информацию по скоростям и скоростным разрезам;
- на региональных профилях протяженностью более 300 км плотностные модели должны строиться до глубины 80 км.

Необходимо продолжить исследования, учитывающие оба подхода к построению плотностных моделей по профилям ГСЗ с использованием информации об особых точках гравитационного поля.

****

НОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОГТ

А.В. Мигурский[1], М.И. Баранова[1], В.И. Вальчак[2], Н.А. Горюнов[2], А.А. Евграфов[2] -
[1]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск
[2]ОАО «Енисейгеофизика», Красноярск

До последнего времени, по материалам ГСЗ и анализа потенциальных геофизических полей [1, 2], минимальные толщины (39 км и менее) земной коры на юге Сибирской платформы близко совпадали с контурами Иркинеево-Чадобецкого авлакогена. Сейсмические профили глубинного МОГТ показали, напротив, увеличенную (до 60 км) мощность земной коры в авлакогене по сравнению со смежными структурами.

Нами это утолщение коры связывается с позднерифейской (800 - 850 млн лет) складчатостью на Енисейском кряже. На смежной части платформы она проявилась в интенсивном нарушении толщ рифея разрывами, иногда со взбросовой составляющей (сдвоение фундамента в скв. 66 на Юрубченской площади, надвиги на сейсмических профилях) и длительном свыше 100 млн лет предвендским перерыве в осадконакоплении.

Вдоль геофизических трансектов надвиги фиксируются и в нижней коре. На профиле «Алтай – Северная Земля» в районе Хоркичской площади картируется надвигание Байкитского блока на образования авлакогена (рис. 1). Видимая амплитуда смещения по поверхности «М» превышает 10 км.

Для отличия разрывов в низах коры от верхнекоровых назовем это нарушение Хоркичским коромантийным надвигом. Еще один надвиг по этому профилю, названный Мадашенским, в низах земной коры намечается непосредственно южнее Мадашенской площади. Он имеет близкие элементы залегания и амплитуду смещения с Хоркичским глубинным надвигом. С обоими нарушениями увязываются крупные валообразные структуры в верхней коре.

Южнее р. Ангары ниже поверхности «М» четко проявлен пакет отражений, близкий по

строению слою «рефлективити» воздымающийся к северу. Он, скорее всего, маркирует зону встречного надвигания Богучано-Манзинского блока на образования Иркинеево-Чадобецкого авлакогена. Этот коромантийный надвиг предлагается назвать Богучанским.

Следы раздавливания земной коры Иркинеево-Чадобецкого авлакогена достаточно хорошо сохранились на профиле - рассечке к трансекту «Алтай – Северная Земля». Здесь ярко

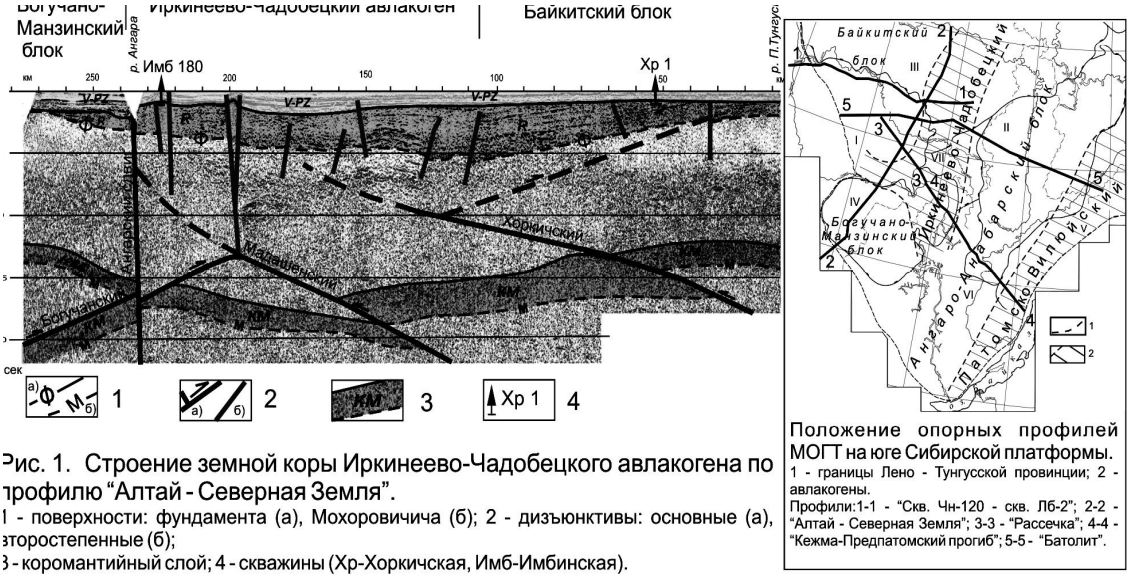


Рис. 1. Строение земной коры Иркинеево-Чадобецкого авлакогена по профилю "Алтай - Северная Земля".
1 - поверхности: фундамента (а), Мохоровичича (б); 2 - дизъюнктивы: основные (а), второстепенные (б);
3 - коромантийный слой; 4 - скважины (Хр-Хоркичская, Имб-Имбинская).

проявлен Хоркичский коромантийный надвиг. На региональном профиле «Кежма – Предпатомский прогиб» в районе р. Игирма вновь фиксируется коромантийный надвиг, названный Игирминским. Он маркирует надвигание Ангаро-Анабарского блока земной коры на образования Иркинеево-Чадобецкого авлакогена и является встречным по отношению к Хоркичскому глубинному надвигу, но его амплитуда незначительна.

В результате выясняется, что образования мобильного Иркинеево-Чадобецкого авлакогена пододвинуты под жесткие Байкитский, Богучано-Манзинский и в меньшей мере Ангаро-Анабарский блоки. Значительно меньшее утолщение (менее 50 км) земной коры Иркинеево-Чадобецкого авлакогена отмечено в его пересечении опорным профилем «Батолит». Это обусловлено преобладанием здесь сдвиговых перемещений блоков, обрамляющих авлакоген.

Новые материалы получены и по строению осадочного чехла запада Сибирской платформы. Выяснено, что рифейские депрессии здесь проявлены гораздо более масштабно и контрастно, чем это представлялось ранее. По профилю «Батолит» глубина депрессии по поверхности фундамента восточнее Куюмбинской площади достигает 9 км, а мощность отложений рифея превышает 3 - 5 км. Глубины залегания подошвы рифея свыше 15 км установлены в пределах Иркинеево-Чадобецкого авлакогена на его пересечениях профилями «Алтай – Северная Земля» и «Рассечка» [3].

Формирование толщ рифея на Сибирской платформе начиналось в рифтовых структурах. Мощность земной коры в континентальных рифтах в среднем составляет 30 км [4]. Для практически двукратного наращивания толщины коры в Иркинеево-Чадобецком авлакогене сближение жестких Байкитского и Богучано-Манзинского блоков должно было быть близким современной ширине авлакогена – не менее 90 км. Следовательно, консолидация Сибирской платформы к началу рифея еще не была полностью завершена. Составляющие ее жесткие блоки (палеотеррейны), по крайней мере, до позднего рифея обладали повышенной степенью свободы.

Этап повышенной подвижности террейнов Сибирской платформы соответствует авлакогенной стадии развития древних платформ, следующей после их кратонизации [5]. Но и в

стадию преимущественного растяжения, временами возникали обстановки сжатия с аномальным приростом толщины коры на отдельных участках мобильных областей. Это согласуется с представлениями Л.П. Зоненшайна и др. [6, с. 96], что «в районах прилегающих к Прибайкалью, Восточному Саяну, Енисейскому кряжу… в основании венда или верхов верхнего рифея существует крупное несогласие, которое свидетельствует об орогенических движениях. Мы предполагаем, что они были связаны с частичным столкновением малых континентальных блоков».

Итак, глубинные исследования МОГТ выявили крупные рифейские окраинно- и внутрикратонные бассейны с мощным (до 5 - 10 км) осадочным выполнением. Аномальные толщины земной коры в отдельных районах мобильных структур обусловлены сближением палеотеррейнов. Амплитуды этих сближений достигали десятков километров. Относительно жесткая консолидация платформы наступила только с венда. Выделение в эволюции развития древних платформ стадий кратонизации (дорифейское, возможно, и раннерифейское время) и авлакогенеза (средний – поздний рифей) находит свое подтверждение в материалах сейсмического изучения земной коры юга Сибирской платформы.

Литература

1. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / М.П. Гришин, В.С. Старосельцев, В.С. Сурков и др. М.: Недра, 1987. 204 с.
2. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Лотышев В.И.* Глубинное строение земной коры Сибирской платформы // Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы. Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003, с. 41 - 44.
3. Основные особенности строения платформенного чехла и консолидированной коры Сибирской платформы в районе опорного профиля «Алтай – Северная Земля» / А.А. Евграфов, В.И. Вальчак, В.А. Детков и др. // Пути повышения эффективности геолого-разведочных работ на нефть и газ в Восточной Сибири и Республике Саха (Якутия). Матер. Всерос. науч.-практ. конф. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006, с. 266 - 272.
4. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
5. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
6. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

****

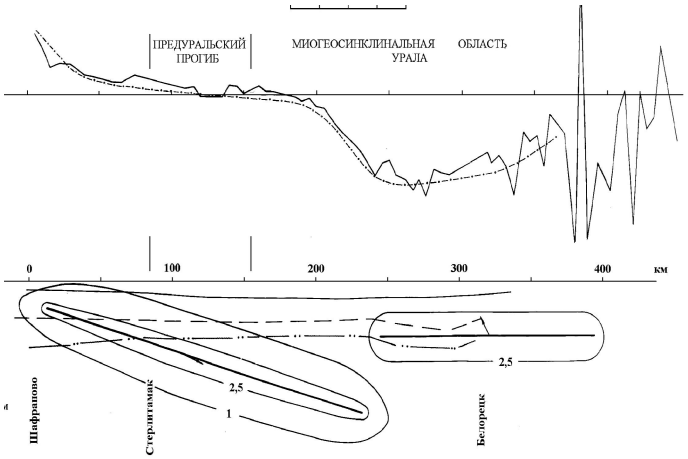
ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГО - ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.А. Пьянков - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это со-

стояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных источников может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами могут стать аномальные вековые вариации геомагнитного поля.

В настоящей работе для комплексной интерпретации статического магнитного поля используются данные высокоточных геомагнитных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя как статическое магнитное поле на широтном профиле Шафраново – Магнитогорск, так и его аномальные вековые вариации на профиле Кага – Старосубхангулово, находящемся в зоне отрицательной региональной аномалии магнитного поля. Основной закономерностью для регионального субширотного профиля является спокойный характер аномального поля ΔT, проявляющийся в переходе от слабоположительных значений ΔT величиной до 200 нТл до отрицательных с амплитудой аномального поля в минимуме до – 500 нТл (рис. 1).



При интепретации аномального поля ΔT методом автоматизированного подбора получено два материальных отрезка, поле которых адекватно описывает наблюденное. Наибольший интерес представляют эквивалентные семейства решений для отрезка с намагниченностью против современного поля. Известно, что в этом случае как правило в качестве решения для структурной задачи магнитометрии выбирается семейство кривых, характеризующих среду с направлением намагниченности по современному полю. В результате таких преобразований основной особенностью магнитной модели Урала становится региональный прогиб магнитоактивного слоя.

Для определения вероятной природы объекта, намагниченного против современного поля, используются данные повторных высокоточных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя до десяти циклов измерений за период в несколько лет. По результатам съемки получены изменения разностей $\delta\Delta T$ между пунктами векового хода и магнитовариационной станцией Нугуш. Нами интерпретируются аномальные вековые вариации $\delta\Delta T$ по профилю Кага-Старосубхангулово. Анализ нормального векового хода на исследуемой территории показал, что линия интерпретируемого профиля практически совпадает с направлением изопоры векового хода, а значение относительного нормального векового хода близко к нулю. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен факторный анализ временных рядов $\Delta T(t)$. В результате анализа получены две факторные кривые по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует отметить, что, в отличие от метода

аппроксимации сингулярными источниками, нет необходимости фиксировать направление намагничения как для источника положительного, так и отрицательного поля. Таким образом, не задавая ни параметров, ни типа источников в случае факторного анализа удалось получить результат аналогичный тому, что получен для статического поля при автоматизированном подборе (рис. 2).

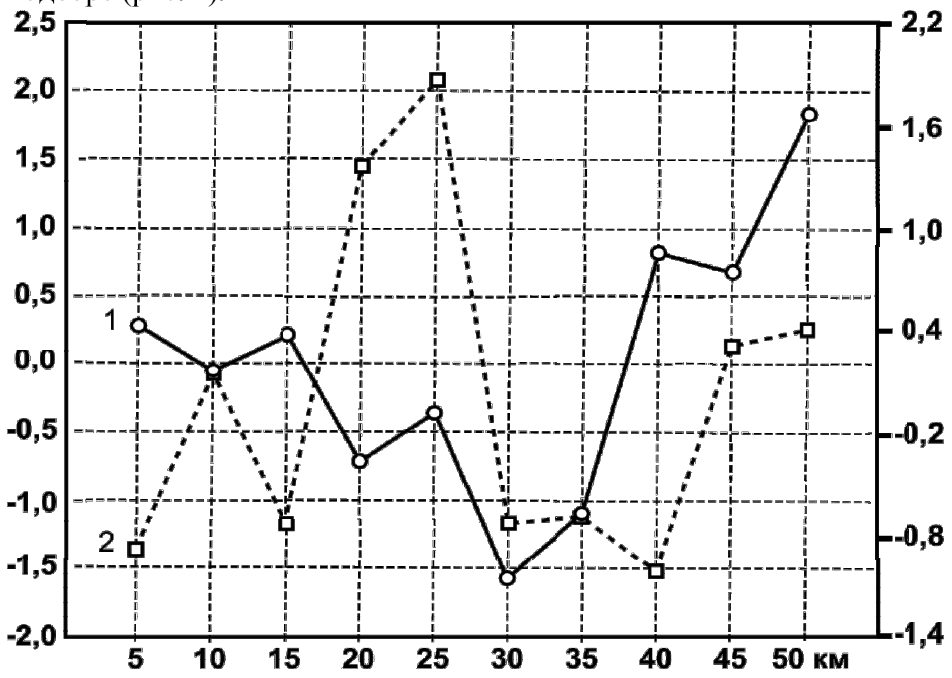


Рис. 2. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников:
1- фактор 1(L); фактор 2 (R)

Единственное отличие в том, что региональная кривая векового хода смещена на 5 км относительно соответствующей статической. В результате такой асимметрии удается получить единственное решение для статического поля. Таким образом, региональный объект характеризуется остаточной намагниченность 1 А/м и направлением против современного поля. Этот массив, по-видимому, представляет собой Уральский диапир, пластически деформированный под действием тектонических сил. Результатом пластической деформации является формирование механических доменов, что приводит к изменению количества и формы магнитных доменов. Этот процесс сопровождается уменьшением величины магнитной индукции. А в морфологии регионального гравитационного поля внедрение диапира проявляется в виде трехэкстремальной кривой Δg.

****

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Р.Ф. Федорив - Физико - механический институт НАН Украины, Львов

Доклад относится к геофизике и экологии и касается проблем оценки состояния и динамики изменений параметров поверхности Земли. Эти проблемы многогранны, им посвящено много работ [1, 2].

На формирование поверхности Земли влияют много факторов, в том числе антропогенные. В разные геологические эпохи поверхность Земли определяли тектонические процессы [1-3], а также эпохальный расцвет растительного и животного мира.

В последние десятилетия происходит демографический взрыв, что обуславливает гиперурбанизацию земной поверхности.

На сегодня складывается впечатление, что вид земной поверхности обусловлен

исключительно антропогенными факторами. Это и да и нет. Да, потому что люди, вследствие хозяйственной деятельности, изменяют земную поверхность. Нет, потому, что в большом масштабе состояние поверхности обусловлено тектоническими процессами. Более того, обусловленые тектоническими процесами особенности земной поверхности, в свою очередь, обуславливали заселение или незаселение той или иной территории.

Что касается поверхностных проявлений глубинного строения Земли [4], то для таких утверждений нужно иметь сведения об определенных признаках поверхности, о литологическом разрезе под ней и литологогеографические карты. А это проблема. Поэтому на данном этапе исследований делаем привязку к имеющимся в наличии литологическим разрезам, геологическим картам и космоснимкам.

Для исследований выбран запад Восточно-Европейской платформы [3]. В этом регионе мы проводим исследования состояния и динамику изменений локальных экосистем. На результатах исследований базируется информационное обеспечение управления заповедными территориями Трансграничного биосферного резервата «Западное Полесье», разработка планов устойчивого развития рекреационно-хозяйственного комплекса. Информацию о состоянии земной поверхности получаем путем анализа космоснимков и наземных наблюдений, включая цветовые измерения.

Эта часть территории Украины входит в состав большой геологической структуры –

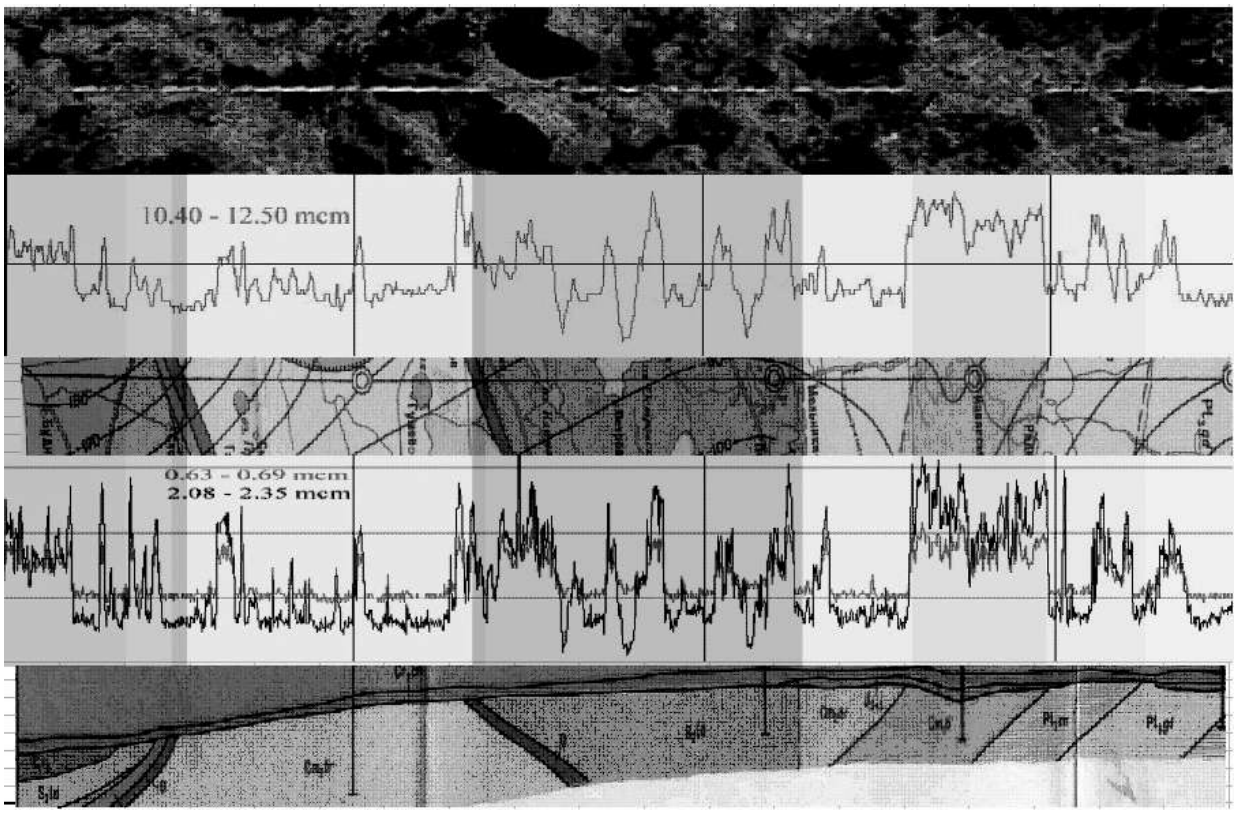


Рис. 1. Результаты сопоставления профильно-диаграммного анализа космоснимка Landsat территории Шацкого приозерья с картой домозозойских отложений и литологическим разрезом

Восточноевропейской платформы, которая разделяется на несколько самостоятельных геологических структур. Волыно-Подольская плита размещена между Украинским щитом и Карпатской складчастой системой.

Сейсмические исследования территории Украины производились вдоль профилей, ко-

торые пересекают основные геологические регионы. Ряд профилей являются составной частью международных геотраверсов, размещенных в юго-восточной Европе. Через Волынскую область, вблизи Шацкого поозерья проходит геотраверс VI - Евпатория -Николаев - Винница - Брест - Польша - Балтийское море [5].

На рис. 1. сопоставлены результаты профильно-диаграммного анализа космоснимка Landsat территории Щацкого поозерья (через которую проходит VI геотраверс) с картой домезозойских отложений и литологическим разрезом. Домезозойские отложения покрыты породами верхнего мела мощностью 350 - 400 м и четвертичными отложениями мощностью 1 - 10 м.

Полученные результаты являются основанием для более детальных исследований по этой проблеме, учета этих эффектов в природоохранных мероприятиях и устойчивому развитию региона.

Литература

1. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Западной Волыно-Подолии. Киев: Наукова думка, 1985. 154 с.

2. *Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии. Киев: Наукова думка, 1985. 154 с.

3. Геология запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1981. 188 с.

4. *Соллогуб В.Б., Харитонов О.М., Чекунов А.В.* Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований // Геофизический журнал, 1980. 2. № 6, с. 20 - 35.

5. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Т.В. Ильченко, Н.В. Сологуб, А.А. Трипольский и др.; Отв.ред. В.Б. Соллогуб. К.: Наукова думка, 1988. 172 с.

****

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ЛАДОЖСКОЕ ОЗЕРО - ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО - БЕЛОЕ МОРЕ

Н.В. Шаров[1], Э.В. Исанина[2], Б.Н. Клабуков[1], Н.А. Крупнова[2], С.Я. Соколов[1] -

[1] Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

[2] ФГУГП «Урангео» СЗФ «Невскгеология», Санкт - Петербург

Приводятся результаты сейсмических исследований по профилю Ладожское озеро - Онежское озеро - Белое море, средняя часть которого расположена вблизи участка бурения Онежской параметрической скважины до глубины 3500 м.

Анализируются сейсмические материалы, а также другие геолого-геофизические данные по этому району. Такой комплексный подход позволяет выявить некоторые новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, возможную геологическую природу и рельеф сейсмических границ. При этом мы пытались рассмотреть в какой-то степени и те задачи, которые поставлены в связи с предстоящим бурением Онежской параметрической скважины.

Особенности геологического развития проявляются в региональных и локальных геофизических полях. Наиболее контрастны аномалии, связанные с содержанием в породах шунгитового вещества (ШВ). Прежде всего, это аномалии электрические, так как ШВ – прекрасный проводник электрического тока. Сейсмическая характеристика структуры базируется на результатах различных методов сейсморазведки и на основании данных аномалий объемного моделирования. По материалам МОВЗ и других сейсмических методов построена карта поверхности Мохоровичича Карельского региона.

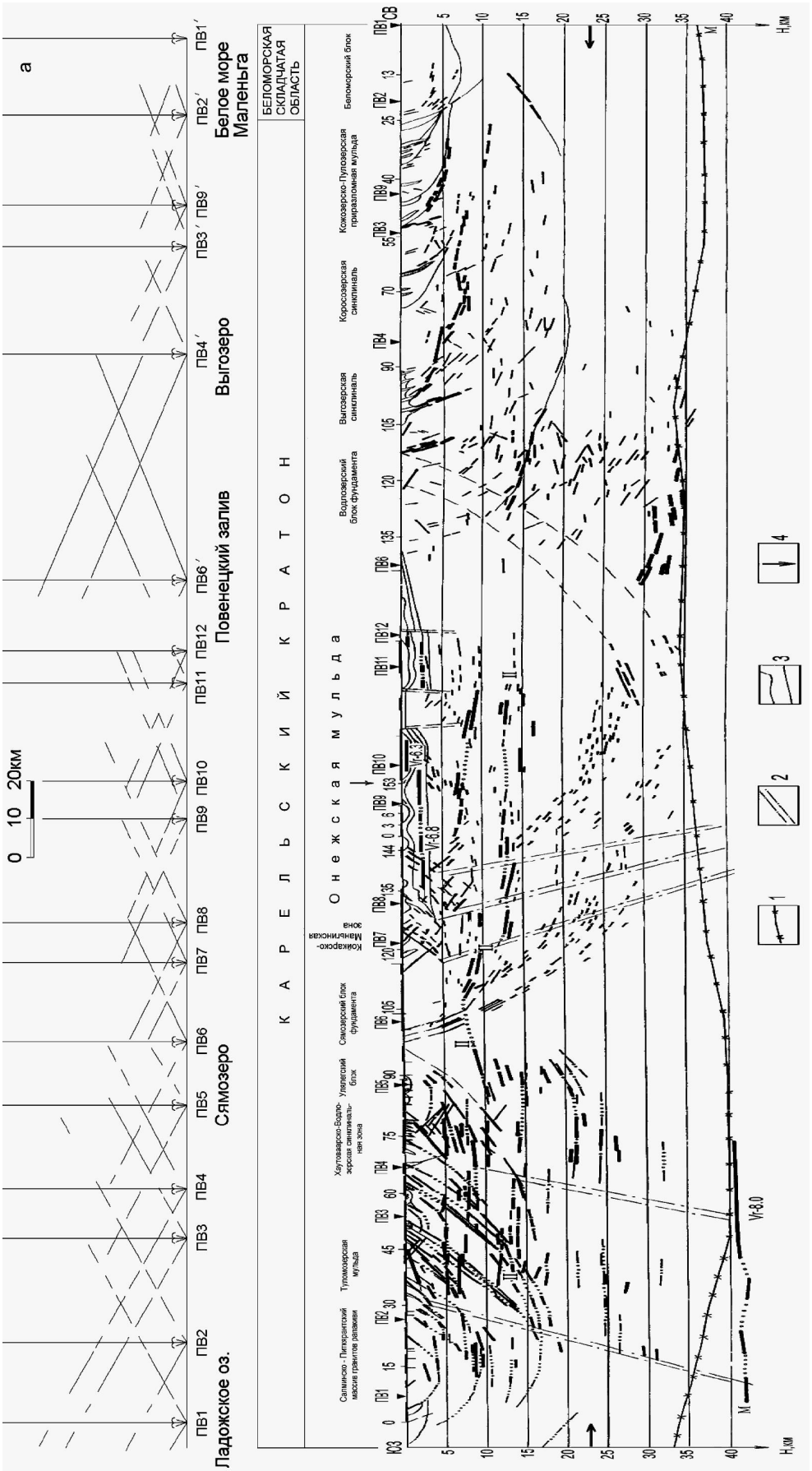


Рис. 1. Результаты работ по сейсмическому профилю Ладожское озеро – Белое море: а – система наблюдений, б – сейсмологический разрез; 1 – положение границы Мохоровичича, 2 – зоны тектонических нарушений, 3 - границы геологических образований, 4 – проекция Онежской параметрической скважины на профиль

Выделенные на сейсмологическом разрезе структурные зоны различного порядка связаны, в первую очередь, с характером развития поверхности Мохо. Предполагается что подъем поверхности «М» до 35 км под Онежской структурой определяет образование грабена, развитие которого объясняется активизацией Ладожско-Мезенской зоны, срезающей эту вулканогенную структуру с юго-востока.

По сейсмическим данным значительно уточняется общее строение положения Онежской структуры. Из разреза (рис. 1) видно, что все геологические образования к юго-западу от Онежской структуры имеют одностороннее юго-западное падение, а геологические структуры, расположенные северо-восточнее, падают в северо-восточном направлении. Почти симметрично по обе стороны от Онежской мульды расположены выступы более древнего гранито-гнейсового фундамента (Сямозерский и Водлозерский).

По характеру потенциальных геофизических полей Онежская структура занимает ведущее место в составе Центрально-Онежского блока и рассматривается как типичный пример ареала гранитизации (минимум силы тяжести). В пределах Онежской мульды на глубине 0.6 - 0.8 км (рис. 1) выделен фрагментарно первый преломляющий горизонт с граничной скоростью 6.4 км/с. На этом участке профиля прослежена выдержанная вторая преломляющая граница А с граничной скоростью 6.8 км/с, залегающая на глубине 2.3 - 2.5 км (рис. 1). Эта граница является кровлей пласта, мощность которого не превышает 0.5 км, пластовая скорость - 6.8 км/с и плотность - 2.90 г/см^3. На основании этих данных сделано предположение о наличии в разрезе основных и ультраосновных пород слагающих сил.

Поле силы тяжести проявляется региональным минимумом, осложненным минимумами и максимумами более высокого порядка, обусловленными сложной внутренней структурой. Считается, что областям гравитационных максимумов соответствуют локальные синклинали, сложенным полным или почти полным разрезом до 3 км (развиты вулканиты). В область гравитационных минимумов силы тяжести на поверхности развиты вулканогенные образования нижней части разреза (осадочных пород). Магнитное поле слабо повышено (ΔT =100÷200γ). По данным измерений магнитной восприимчивости (χ) наиболее магнитными являются диабазы, хотя основная их масса практически не магнитна, что объясняется полной лейкоксенизацией титано-магнетита в метаморфизованных породах основного состава.

Главной задачей является выявление даек габрро-долеритов, которые обычно являются подводящими каналами для силлов заонежского комплекса. Выбранный упрощенный комплекс геофизических методов позволит оперативно на качественном уровне оценить на сколько верхняя часть предполагаемого осредненного сейсмогеологического разреза, в том числе в районе параметрической скважины, может отличаться от реального. В дальнейшем на этой площади желательно провести детальные геофизические наблюдения, включая и сейсмические исследования.

Работа выполнена по проекту РФФИ 05-08-01340.

****

ГЛУБИННАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Ю.К. Щукин[1], Ф.Н. Юдахин[2] , В.И. Макаров[3] -

[1] Институт динамики геосфер РАН, Москва

[2] Институт экологических проблем Севера АрхНЦ УрО РАН, Архангельск

[3] Институт геоэкологии РАН, Москва

Условия и технология измерительной системы диктуются поставленными задачами, а также природными условиями, т.е. эндогенными (внутриземными) и внешними источниками воздействия на среду обитания, где и происходит их интерференция. Природные источники возмущения физических полей нестационарны, воздействуют на геологическую среду

миллиарды лет и сохраняют следы в ее памяти. Изучением геологической памяти среды, отклика ее в форме кинематических и динамических показателей занимаются геологи и геофизики, геохимики и гидрогеологи.

Отклик среды «присутствует» повсюду, хотя характер, интенсивность (аномальность) и контрастность, следствия различны в зависимости от тектонической принадлежности региона (района) наблюдений к горным областям или платформам, т.е. к активным или относительно пассивным территориям.

Геологически значимыми для «восприятия» твердой Землей воздействия внешних геосфер и их регистрации, без сомнения, являются разломы и зоны ослабленной прочности земной коры. В этом случае важными следует считать ранг (протяженность, глубина), геологический возраст, степень современной активности и выраженности в других полях – геофизических, геохимических и др. Но ошибкой большинства исследователей (в связи со сказанным) является то, что разломы считаются единственным объектом и причиной проявления тех или иных процессов на дневной поверхности. Разлом - это лишь незначительная, хотя и резко выраженная, часть разнообразного проявления долговременных тектонических процессов в земной коре и верхней мантии Земли.

На разных глубинных этажах коры и мантии, со свойственными им термодинамическими условиями, рождаются и происходят наблюдаемые нами процессы. Они интерферируют при переходе из одного этажа в другой и «поступают» наблюдателю в форме весьма сложного интегрального сигнала о происходящем на глубине. Это легко видеть при анализе физических полей (региональная или локальная составляющие), их пространственно-временных вариаций, взаимодействии и взаимообусловленности физических полей и геологической среды и т.п.

«Распутать» клубок наблюдаемых следствий этих скрытых процессов, нащупать источники, а, следовательно, выяснить причину геологических или геофизических явлений – это и есть цель комплексных исследований.

На этих общих основаниях необходимо строить систему наблюдений - геофизических, сейсмологических, геодезических, геохимических и других возможных методов наземного и дистанционного изучения природных процессов.

В геологической среде (и во взаимодействующих геосферах планеты Земля в целом) нет изолированных локальных, региональных или надрегиональных (планетарных) аномалий и процессов. Все структурно-тектонические элементы связаны едиными иерархически устроенными динамически взаимодействующими системами. Исходя из геологических ситуаций прошлого (память среды) и характера современных геодинамических процессов, следует планировать размещение как стационарных, так и локальных наблюдательных сетей.

Восточно-Европейская платформа активно откликается на все (или почти все) геолого-геофизические природные события, поэтому такая геологическая структура (пространство) - идеальный полигон для проверки текущих проблем и предположений о динамическом взаимодействии геосфер.

Структура и свойства среды распределены в тектоносфере по латерали и в вертикальном разрезе. Тектоносфера, таким образом, расслоена и делима. Геологической историей создается система иерархически соподчиненных элементов среды - от крупных (сотни километров) до малых (первые сотни метров) неоднородностей, слагающих различные глубинные этажи.

Каждый из этажей, ярусов, слоев и т.д. по-разному реагируют (откликаются) на любые тектонические напряжения, трансформируются. Речь идет о разноэтажной тектонике как принципе строения и изучения тектоносферы.

Предлагается трехэтажная модель строения и динамики верхней мантии Восточно-Европейской платформы: нижний этаж с глубиной до 500 км; средний – до глубин 100 - 250 км; верхний - до 50 - 80 км.

Восточно-Европейская платформа, как единая структура первого рода, прослеживается до глубины примерно 500 км. В верхней мантии она представляет собой ансамбль крупномасштабных (сотни до тысячи и более километров) неоднородностей, пока еще не прямо соответствующих тектоническим аналогам в коре. Наконец, в земной коре находим отчетливые связи геологических структур с их глубинными аналогами.

Обсуждаемые проблемы относятся, в значительной мере, к категории «новых из старых» аналогичного содержания. Известны и нерешенные вопросы.

1. Насколько представительно разновозрастные структуры верхней коры, более или менее доступные прямым наблюдениям и прикладному использованию (назовем их условно приповерхностными), отражают структуры более глубоких слоев литосферы и происходящие в них процессы, которые мы изучаем на основании анализа физических полей, проявлений сейсмичности и магматических образований?

2. Насколько консервативны структуры разных глубинных уровней литосферы, чтобы их можно было соотнести с верхнекоровыми образованиями докембрия, палеозоя, мезозоя или кайнозоя и с их помощью объяснять природу тех и других и создавать сценарии (прогноз) будущих процессов и явлений? Говоря иначе, сохраняются ли в глубинных слоях литосферы реликты древних структур? И, если сохраняются, то в какой мере? Или из - за пластичности и текучести этих слоев в них представлены только молодые структуры, а вся история литосферы сохранена лишь в верхнекоровом, собственно геологическом слое?

Однозначного ответа на эти вопросы нет. Обычны сопоставления разновозрастных геологических формаций (от архейских до четвертичных) с глубинными структурами и их свойствами. Допускается, что структуры глубинных слоев литосферы достаточно консервативны и удерживаются в течение всей истории формирования коры, несмотря на смену весьма различных эндогенных режимов и геодинамических условий. Достаточно указать на крупнейшее различие условий докембрия (когда были образованы формации, ставшие основанием платформы) и фанерозоя (с господством собственно платформенных условий). Но так ли это?

Многочисленные факты свидетельствуют о неоднократных крупных перестройках структурного плана платформы. Очевидно, что эти перестройки не ограничивались верхнекоровым слоем (10 - 15 км). Они затрагивали, а точнее - они были инициированы процессами и вещественно-структурными преобразованиями в более глубоких частях земной коры и верхней мантии. Известно, что структура глубинных слоев современных (неотектонических) горных областей является молодой, и в большей мере их литосфера отвечает позднекайнозойскому горообразованию (например,Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). Имеются основания распространить этот вывод и на платформенные области. В этом отношении достаточно показателен свод Балтийского щита, а именно, его неоднократные крупномасштабные погружения под нагрузкой ледниковых покровов с последующим подъемом при снятии этой нагрузки, которые происходили в течение сравнительно короткого четвертичного периода. Столь значительные колебания земной коры, очевидно, связаны с интенсивным перераспределением глубинного вещества на уровнях астеносферы, более высоких слоев верхней мантии, нижней и средней коры. Таким образом, структуры последних (по крайней мере, рельеф некоторых глубинных границ и толщина слоев) могут быть совсем молодыми. Это означает, что кора платформы, по крайней мере, в ее низах, молодая, а возраст коры в целом для разных регионов платформы может быть различным и более молодым, чем было принято считать ранее. Из вышесказанного следует, что затронутая проблема требует дальнейшего внимательного рассмотрения, чтобы повысить надежность структурно-геодинамических и палеотектонических реконструкций для разных глубинных срезов.

Развивается идея наших знаменитых предшественников (А.П. Карпинский и др.) о структурно-динамической связи платформы со смежными горно-складчатыми областями. Такая динамическая система «ороген–платформа» позволяет правильно понимать и более обстоятельно изучать структурные особенности разнородных элементов среды, закономерности их пространственного положения и напряженно-деформированного состояния. На-

пример, давние сейсмические события в Западной Сибири (гг. Камень-на-Оби, Кузнецк и др.) трудно объяснимы традиционными сейсмотектоническими гипотезами. Недавние землетрясения в Алтае-Саянской области и сейсмический отклик среды на них в Кузнецком периорогене - тому подтверждение. Концентрация горнорудных и других промышленных объектов в регионе диктует необходимость проведения детальных глубинных исследований для оценки потенциальной сейсмической и других геологических опасностей, влекущих негативные экологические и техногенные проявления.

Изучение активных разломов занимает ведущее место в проблеме строения и живой тектоники земной коры. Следует обратить внимание на необходимость осторожного отношения к изобильной информации о разломах на платформах. Во многих случаях в доказательной части таких построений находится либо «идея-фикс», либо использована информация исключительно о линеаментах, либо тектоническая (разрывная) интерпретация прямолинейных и относительно контрастных элементов рельефа, либо только кинематические модели, реже - построения на эволюционной геологической основе. Впрочем, сказанное относится к новейшей и современной геодинамике в целом. Детальные неотектонические решения еще редки и требуют серьезной подготовки, в том числе и знаний по стратиграфии молодых отложений.

В проблемных направлениях важное значение имеет изучение активных экзогенных факторов, которые вместе с эндогенными процессами (пусть весьма медленными и внешне неприметными) создают предпосылки для масштабных и локальных процессов карстообразования (например, Пермское Предуралье) или же оползневых проявлений (например, на юге и востоке Европейской России). Не следует ни переоценивать, ни недооценивать роль разнородных активных процессов на платформе, однако очевидно, что в первую очередь они развиваются в зонах с «живой» тектоникой. Ярким примером структур такого типа в геологии принято считать, например, Жигулевские и другие дислокации Поволжья, начало изучения которых положено А.П. Карпинским, А.П. Павловым, Е.В. Милановским еще в 80- е годы XIX века.

Из других актуальных вопросов живой тектоники платформ, остающихся для дальнейшего изучения и обсуждения отметим следующие:

1. Взаимодействие структур осадочного чехла и фундамента (бытующие представления и новые решения).

2. Взаимодействие новейших структур осадочного чехла и фундамента с глубинными структурами (неоднородностями) земной коры на ее разных глубинных срезах.

3. Степень участия древних образований в последующих тектонических событиях фанерозоя, новейшего (позднекайнозойского) времени и современности.

4. Характер проявления новейших структурных форм в древних образованиях, в том числе, погребенных под осадочным чехлом.

5. Глубинность и природа неотектонических структур разных рангов. Неотектонические структуры, возможно, имеют различную глубину в зависимости от условий и механизмов деформаций коры в целом или отдельных ее слоев, от типа формирующихся структур чехла и фундамента.

6. Глубинные процессы в литосфере могут вызвать:

- хрупко-пластические деформации в верхней коре и соответствующие кинематические типы структур; вязко-пластические деформации в средней и нижней коре как необходимое условие для формирования структур фундамента и осадочного чехла;
- подкоровые течения вещества в результате региональных глубинных процессов и деформаций литосферы, в том числе, в условиях динамического воздействия на платформу со стороны альпийского орогена;
- аномальный глубинный тепловой поток - как одну из возможных причин формирования глубоких впадин, в особенности по окраинам платформы, а также зон разуплотнения и тектонического течения в фундаменте.

7. Структурно-динамическая дисгармония и тектоническая расслоенность земной коры и верхней мантии – самое яркое доказательство тектонической активности тектоносферы, т.е. той части коры и верхней мантии, где в течение геологического времени и ныне разыгрываются различные геодинамические сценарии. С уверенностью можно говорить о разноэтажной тектонике литосферы, вообще, и рассматриваемой Восточно-Европейской платформенной области, в частности. В коре такая расслоенность и разноэтажность установлены по результатам бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Для верхней мантии наиболее интересен глубинный срез 70 - 100 км с аномальными процессами (разогрев, плавление), провоцирующими внутрикоровые процессы в холодной коре. Пример - низкоскоростная неоднородность в подкоровой литосфере юго-западной части Восточно-Европейской платформы, протягивающейся в диагональном (ЮЗ - СВ) направлении от румынских Восточных Карпат далеко вглубь платформы.

8. Вероятнее всего, в строении земной коры и верхней мантии наиболее четко выражены структуры новейшего этапа развития. Морфологические элементы геологической среды четвертичного возраста (т.е. самые молодые) еще не все успели «выразиться» в строении коры и верхней мантии.

9. Механизм передачи тектонических усилий в глубинных структурах коры платформы из орогенов реализуется, в том числе, и по структурным направлениям субмеридионального направления (от Кавказа, по сравнению с диагональным направлением от Карпат).

Итак. Принципиально новое положение о том, что Восточно-Европейская платформа является не тектонически пассивной, а достаточно подвижной, особенно в ее окраинных частях, структурой, существенно изменило подход к методике и практике мониторинга геологической среды платформенных регионов. При этом мы исходим из следующих фактов и предположений:

1. Геологические события прошлого и современные геодинамические процессы охватывают огромные пространства одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени).

2. Это объясняется тем, что в геологических процессах участвуют крупномасштабные неоднородности активных объемов литосферы до глубины 200 - 300 и более километров.

3. При этом, в каждом структурном этаже земной коры и верхней мантии геологические и геофизические процессы проходят в обстановке, характерной для того или иного глубинного раздела (уровня, слоя). Это легко заметить даже из обычного сопоставления (явно не соответствующих) разноглубинных процессов и явлений, контуров пространственно-временных аномалий физических полей.

4. Одновременное существование в разных этажах коры и мантии «собственных» ансамблей неоднородностей среды - является одним из замечательных свойств среды. Другим же важным ее свойством следует считать пространственно-временную неустойчивость, динамичность физического состояния среды, ее «подстраивание» под изменяющуюся геологическую историю Земли в целом, конкретного региона, в частности.

5. В геологической среде не существует изолированных (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов и явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, по-разному откликающимися на эндогенные и внешние воздействия.

6. Одним из возможных источников внутриплатформенных пространственно-временных изменений физических полей может быть существование мантийной конвективной ячейки, «подпитываемой» в разные геологические времена и ныне со стороны активных горно-складчатых сооружений.

7. Эти положения должны учитываться при размещении наблюдательной сети и интерпретации полученных результатов.

****

Семинар «СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АНОМАЛЬНЫХ КОЛЕБАНИЙ, ВЫЗВАННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИМ НАРУШЕНИЕМ

В.В. Бодин - ИГД УрО РАН, Екатеринбург

Тектонические нарушения, развитые в пределах шахтных полей, существенно осложняют ведение горных работ в связи с повышенной удароопасностью, отмеченной в окрестности разломов. Согласно анализа статистики геодинамических явлений, зарегистрированных на рудниках, до 80 % из них пространственно приурочены к тектоническим нарушениям. Одной из причин возникновения горно-тектонических ударов является превышение суммарного поля напряжений разлома и техногенного поля над пределом прочности горной породы. Актуальным в данной ситуации является контроль напряженно-деформированного состояния породного массива с использованием аномальных сейсмических колебаний, возникающих в окрестности тектонических нарушений.

Ранее было установлено, что при прохождении сейсмической волны малой амплитуды через тектоническое нарушение, на некотором удалении от него, возникает аномальное колебание, длительность которого намного превосходит длительность сейсмического импульса. Пример записи указанного колебания приведен на рис. 1.

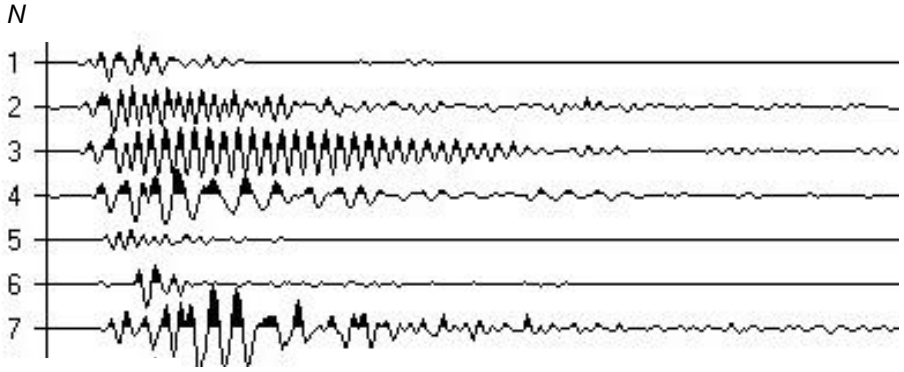


Рис. 1. Пример записи аномального колебания в окрестности тектонического нарушения

Динамические параметры данного колебания также отличаются от параметров проходящей волны. Так, например, его амплитуда превышает амплитуду исходного сигнала от трех до десяти раз, частота амплитудного максимума выше на 10 - 15 %, в некоторых случаях в амплитудно-частотных спектрах аномальных колебаний выделяются кратные гармоники.

Сопоставление частоты аномальных колебаний с уровнем поля напряжений, измеренного в пунктах сейсмических наблюдений, показало их значимую корреляционную связь, что дает основание для разработки методики контроля напряженно-деформированного состояния породного массива, находящегося в зоне влияния тектонического нарушения.

Данная методика предполагает использование аналитического выражения зависимости динамических параметров аномального колебания от уровня концентрации напряжения локального участка породного массива. Для выбора математической модели колебания данного типа, прежде всего, необходимо установить его физическую природу. С этой целью выполнен анализ влияния на динамические параметры колебаний различных условий возбуждения и регистрации. На основании полученных данных делается вывод о природе данного аномального колебания.

****

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ УЧАСТИЯ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕТИ В ГЛОБАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ

Н.В. Ваганова - ИЭПС УрО РАН, Архангельск

Создание Архангельской сейсмической сети началось в 2003 году и было продиктовано объективными причинами: во-первых, территория северо-запада Восточно-Европейской платформы не имеет развитой сети сейсмических наблюдений, за исключением имеющихся станций Пулково, Москва, Обнинск, Апатиты, во-вторых, изучение слабых землетрясений Архангельской области представляет интерес для понимания геодинамических процессов и тектонических движений, а также для изучения наведенной сейсмичности, которая в наш век технического прогресса ощутимо растет и связана с антропогенным воздействием на среду.

В настоящее время Архангельская сейсмическая сеть состоит из шести действующих станций, расположение которых показано на рис. 1. Пять станций укомплектованы короткопериодной аппаратурой, а станция Климовская дополнительно еще и комплектом широкополосной цифровой аппаратуры, предназначенной для проведения региональных и телесейсмических наблюдений. В дальнейшем планируется ввод в эксплуатацию еще двух станций.

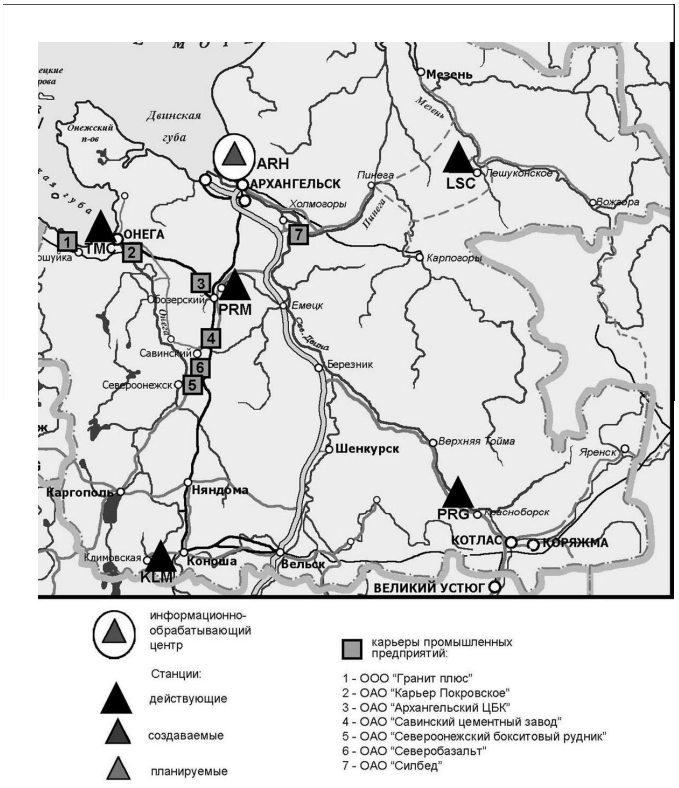


Рис. 1. Карта расположения сейсмических станций Архангельской сети

В Архангельске расположен Информационно-обрабатывающий Центр (АИОЦ), куда стекается вся информация со станций и производится обработка данных на основе программного комплекса WSG [1]. Обработка включает в себя расстановку всех видимых сейсмических фаз, расчет эпицентрального расстояния, определение динамических характеристик землетрясений. В АИОЦ ведется составление альбома волновых форм, где представлены характерные волновые формы телесейсмических, региональных землетрясений из разных зон земного шара, а также локальных событий, промышленных взрывов и техногенных катастроф.

Архангельская сейсмическая сеть включена в Федеральную Сеть Геофизической Службы (ГС РАН). Качество сейсмических записей и результаты обработки признаны в ГС РАН достаточно высокими, поэтому наша сеть является полноправным участником глобального сейсмического мониторинга, проводимого ГС РАН. Следует отметить, что с каждым годом число зафиксированных и обработанных землетрясений мира увеличивается. В 2004 году станциями Архангельской сети было зарегистрировано 348 событий, в 2005 году – 1237, а в 2006 году – 1638. Это связано с увеличением станций в сети, улучшением качества записи, а также с повышением квалификации и опыта персонала Архангельского Обрабатывающего Центра (АИОЦ).

На рис. 2. представлена карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных станциями Архангельской сейсмической сетью в период с 20 апреля по 1 мая было зарегистрировано 34 события. Волновые формы и положение эпицентра девятибалльного землетрясения, произошедшего на севере полуострова Камчатка представлены на рис. 2.

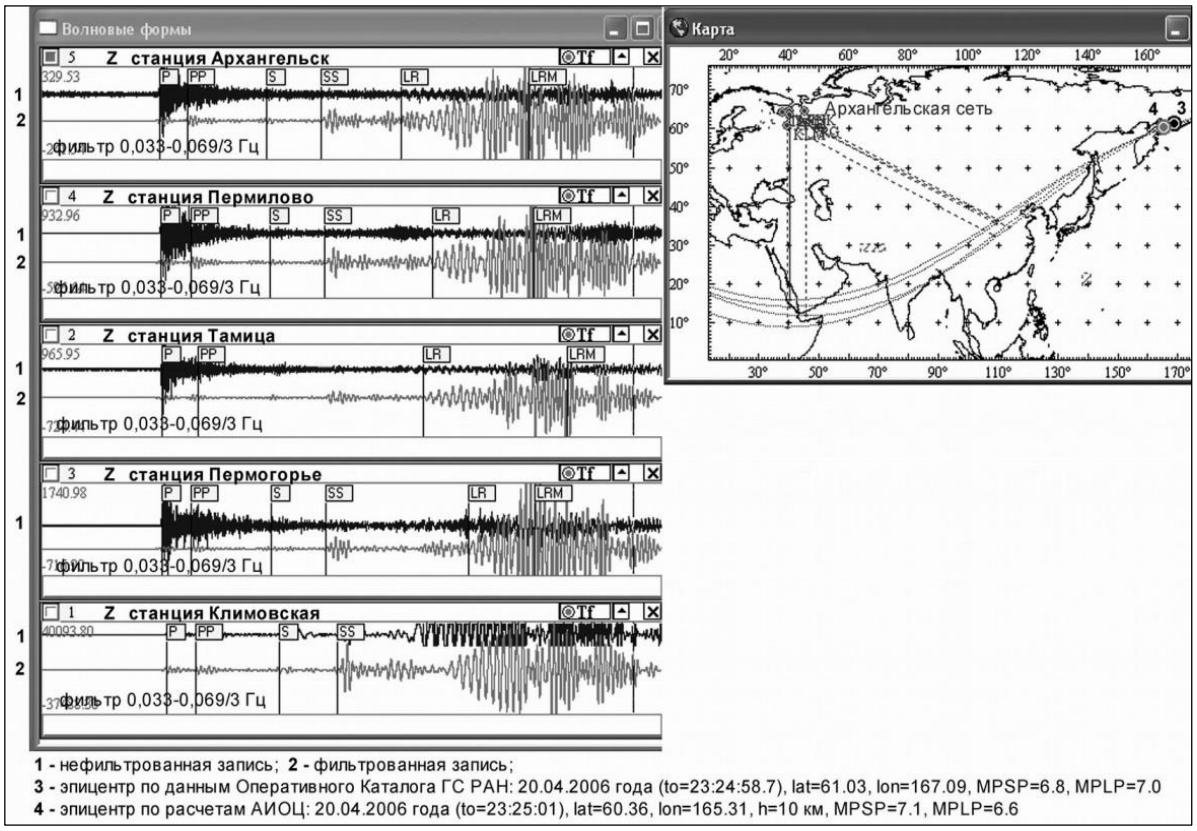


Рис. 2. Волновые формы и положение эпицентра землетрясения в Корякском АО 20 апреля 2006 года (to=23:24:58.7), 61.03° с.ш., 167.09° в.д., h=10 км, Io=9

В совокупной обработке сильных землетрясений по данным нескольких станций точность определения координат эпицентра повышает выделение вторичных фаз S, SS, а также поверхностных волн Лява и Релея, которые могут быть видны на записях при применении длиннопериодного фильтра третьего порядка 0.033 – 0.069 Гц. Причем поверхностные волны могут быть выделены не только на записях широкополосных каналов, но и на записях короткопериодных каналов. В данном случае разница в определении эпицентра в ГС РАН и АИОЦ по широте составляет 0.67º, что для данного эпицентрального расстояния является допустимым, а по долготе – 1.78º, это можно объяснить тем, что станции Архангельской сети расположены в узком створе по отношению к эпицентру землетрясения.

Естественно, что сейсмические станции на различных эпицентральных расстояниях способны регистрировать события разного энергетического уровня. На рис. 3(а) показано распределение зафиксированных событий в соответствии с эпицентральным расстоянием. В расчет взяты землетрясения, зарегистрированные станцией Климовская в 2004 – 2006 гг. Наибольшее число очагов зафиксированных событий расположены на расстоянии 60-70º от Климовской. В данную зону входят самые сейсмически активные регионы: Япония, Никобарские острова, Тайвань, о. Суматра. А наименьшее число землетрясений зарегистрировано из удаленных зон земного шара: Чили, Аргентины, островов Новой Британии, Новой Гвинеи. На рис. 3(б) показано разложение всех сейсмических событий по магнитудам, то есть гистограмма отражает вклад каждой магнитуды в общую сумму землетрясений.

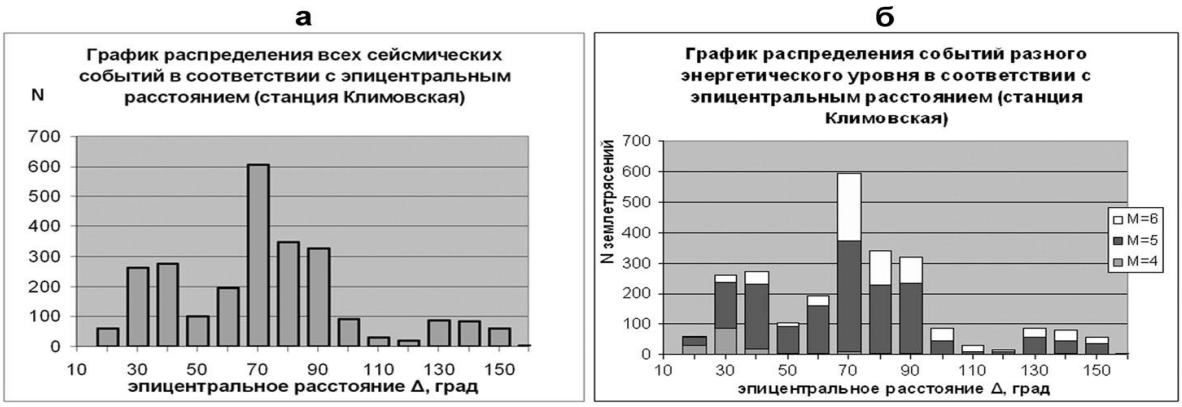


Рис. 3. Распределение зафиксированных сейсмических событий в соответствии с эпицентральным расстоянием: а – все землетрясения; б – разложение землетрясений по магнитудам

Очевидно, что на телесейсмических расстояниях подавляющее число землетрясений имеют магнитуду M=5, но если рассматривать региональные расстояния (Δ до 20°), то видна тенденция к увеличению доли землетрясений с M=4 [1]. Чем ближе очаги землетрясений с M=4 находятся к сейсмической станции, тем увереннее они выделяются на записях.



Рис. 4. Сравнение количества зарегистрированных землетрясений сетью ГС РАН и Архангельской сетью

Из рис. 4 при сравнении количества зарегистрированных землетрясений сетью ГС РАН и Архангельской сетью показано, что при регистрации землетрясений с магнитудой до 5.3 Архангельская сеть отстает количественно, что вполне объяснимо, ведь в системе глобального сейсмического мониторинга ГС РАН присутствуют станции, разнесенные по всему Земному шару и по этой причине практически всегда присутствуют станции, хорошо приближенные к эпицентрам землетрясений. Для станций Архангельской сети такая благоприятная возможность исключена, тем и объясняется меньшее количество зарегистрированных землетрясений и максимум чуть сдвинутый в сторону больших магнитуд. Но в регистрации событий с M>5.5 результаты существенно не различаются [2].

Сейсмическая станция Климовская является опорной в сети ГС РАН, поскольку она оснащена комплектом широкополосных датчиков, расположена в благоприятных по микросейсмическим характеристикам условиях и качество записей признано в ГС РАН достаточно высоким. В рутинной обработке по записям расставляются все видимые фазы, вычисляется эпицентральное расстояние, а также определяются динамические характеристики землетрясения: магнитуда по объемным и поверхностным волнам.

Сравнение mb и MPSP позволяет оценить определение энергии землетрясений и мы видим, что в АИОЦ магнитуда несколько завышена. Большая часть точек лежит выше линии mb, значит значение MPSP почти всегда больше, чем значение mb. Это, возможно, происходит из-за различия в длительности интервала определения магнитуд (рис. 5).

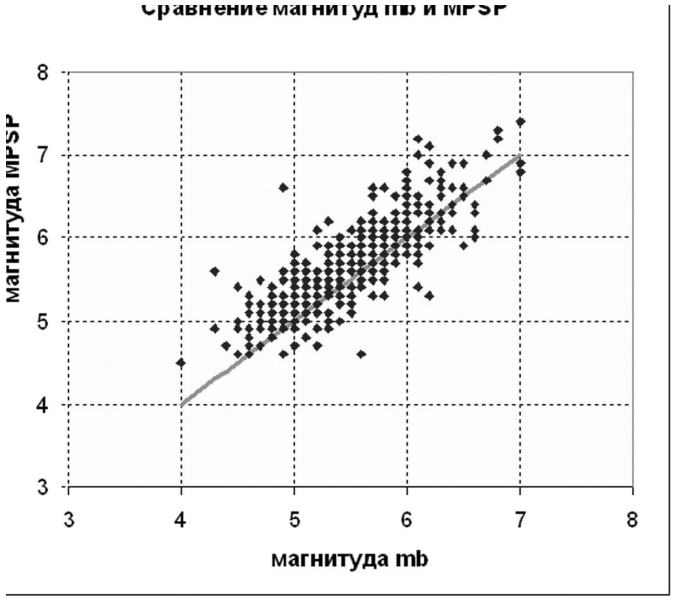


Рис. 5. Сравнение магнитуд mb и MPSP

Таким образом, сеть сейсмических наблюдений на территории Архангельской области позволяет решать широкий круг задач, среди которых:

- участие в сейсмическом мониторинге телесейсмических и региональных землетрясений, проводимых ГС РАН,
- регистрация местных (локальных) землетрясений и проведение макросейсмического обследования их эпицентральных зон,
- мониторинг промышленных взрывов и использование их для изучения строения земной коры и верхней мантии,
- контроль чрезвычайных ситуаций, анализ характера сейсмических записей при удачных и неудачных запусках ракет на космодроме «Плесецк».

Архангельская сейсмическая сеть, равно как и организация сетей Республик Коми и Карелия, позволяет расширить сейсмические наблюдения и, тем самым, обеспечивает надежный сейсмический контроль территории Северо-Запада России на значительных расстояниях от границ сейсмических сетей.

Литература

1. *Французова В.И., Ваганова Н.В., Захарова И.В.* Результаты регистрации и обработки землетрясений Архангельской сейсмической сетью // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы межд. сейсмологич. школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург», Петергоф. Обнинск, 2006. С. 130 – 134.

2. Рекомендации по определению стандартных магнитуд землетрясений на телесейсмических расстояниях по записям широкополосных цифровых сейсмографов в Геофизической службе РАН. ГС РАН. 2005. 84 с.

****

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ УРАЛЬСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.Н. Гуляев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Согласно [1, 2] особенностью новейшей и современной тектонической обстановки в центральной части Уральского региона является существование регионального тектонического узла, образованного сближением и пересечением региональных зон нарушения сплошности и, предположительно, возникшего в наиболее ослабленной части Уральского орогена. Зона геодинамического влияния данного узла, охватывающая практически весь Средний Урал, в работе [3] названа областью Центрально-Уральского пережима. Она характеризуется наименьшей на этом участке шириной складчатого Урала в основном за счет уменьшения ширины Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского проги-

ба, наименьшей высотой гор и наименьшей амплитудой новейших вертикальных движений [4, 5]. Предполагается, что данная тектоническая обстановка возникла еще в палеозойское время вследствие воздействия (давления) на Урал, в направлении с запада на восток, Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и наследуется в новейшее время и на современном этапе. Вследствие воздействия выступа ВЕП, в наиболее ослабленном месте Урала на участке его пересечения трансорогенной Тимано-Кокчетавской тектонической структурой [6] возник пережим, а затем - крупный тектонический узел, образованный сближением и пересечением зон нарушения сплошности земной коры. Направление этих зон соответствует направлениям, возникающим при сжатии [7, 8]. Узел, который можно назвать Билимбаевским, проявлен и в геофизических полях и в морфологии поверхностей разделов литосферы [9].

Образующие узел зоны нарушения сплошности земной коры, согласно [10], имеют характер сдвигов, сдвиго-надвигов. По этим структурам предположительно происходит смещение (выдавливание) блоков земной коры относительно Билимбаевского узла в направлении на север и на юг [1, 2]. Эти структуры ограничивают Северо-Уральский и Южно-Уральский новейшие своды, южные части которых, по аналогии со схемой в работе [8], можно рассматривать как зоны субмеридионального сжатия. Направление структур, ограничивающих с юго-запада Северо-Уральский новейший свод - северо-западное, по азимуту от 330-335 до 345°. Направление структур, ограничивающих с северо-запада Южно- Уральский новейший свод - северо-восточное (по азимуту от 30 – 45 до 60°. Согласно [8], возникновение и существование сдвиговых (сколовых) структур таких направлений обусловлено воздействием субширотных сжимающих напряжений по азимуту около 300°. В рассматриваемом районе Урала в настоящее время действуют напряжения главные и наибольшие компоненты которых имеют такое же направление [8, 9, 11].

Согласно [8], сколовые (сдвиговые) зоны нарушения сплошности в условиях пластично–хрупкой деформации образуют угол с направлением главного напряжения порядка 35 - 45°. В условиях пластичной деформации этот угол составляет более 50° и может превышать 60° [8]. Следовательно, сдвиги, ограничивающие с юго-запада Северо-Уральский и - с северо-запада Южно-Уральский новейшие своды, возникли в условиях пластично-хрупкой деформации. А сдвиги, ограничивающие вышеупомянутые новейшие своды с востока и юго-востока, возникли в условиях пластичной деформации, либо могут рассматриваться как разломы сжатия. Субширотные зоны нарушения сплошности земной коры, соответствующие направлению действия основных сжимающих напряжений, могут рассматриваться как трещины отрыва (растяжения), субмеридиональные - как трещины сжатия.

В соответствии с концепцией упругой отдачи [12] большая часть коровых землетрясений является следствием резких сдвиговых смещений блоков земной коры по возникающим или обновляющимся разломам. Поэтому большая часть землетрясений приурочена к зонам сдвигов, всбросо-сдвигов [13, 14]. На Урале так же большая часть наиболее сильных, ощутимых, с магнитудой порядка и более 4,0 землетрясений приурочена к зоне Главного Уральского глубинного разлома [15], являющегося, согласно [10], левым сдвигом (рис. 1).

В ближней зоне геодинамического влияния этого разлома в Билимбаевском узле 17.08.1914 года произошло самое сильное за период инструментальных сейсмологических наблюдений землетрясение, магнитуда которого оценивается как порядка 5.0, а сила сотрясения в эпицентре оценивается как порядка 6-7 баллов по шкале MSK-64 [10]. Данный участок Главного Уральского разлома был назван «Главным северо-западным сдвигом» [5], горизонтальная амплитуда перемещения крыльев по которому за палеозойское время оценивалась в 70 км. Азимут направления этой структуры оценивается в 345° и совпадает с направлением изодинам нормального геомагнитного поля, что позволяет предположить возможность участия геомагнитных аномальных процессов в возникновении данного землетрясения. Она образует угол 45° с одной из осей действия главного сжимающего напряжения, имеющей азимут 300°, которой соответствует предполагаемая зона нарушения сплош-

ности верхней части, соответствующая оси Чусовско-Исетской поперечной (секущей) новейшей структуры по [5]. Кроме эпицентра Билимбаевского землетрясения 1914 г. в пределах этой структуры располагаются эпицентры Сысертского 1892 г., Кунгурского 1958 г. землетрясений и землетрясения 1955 г. в районе Каменска-Уральского [16].

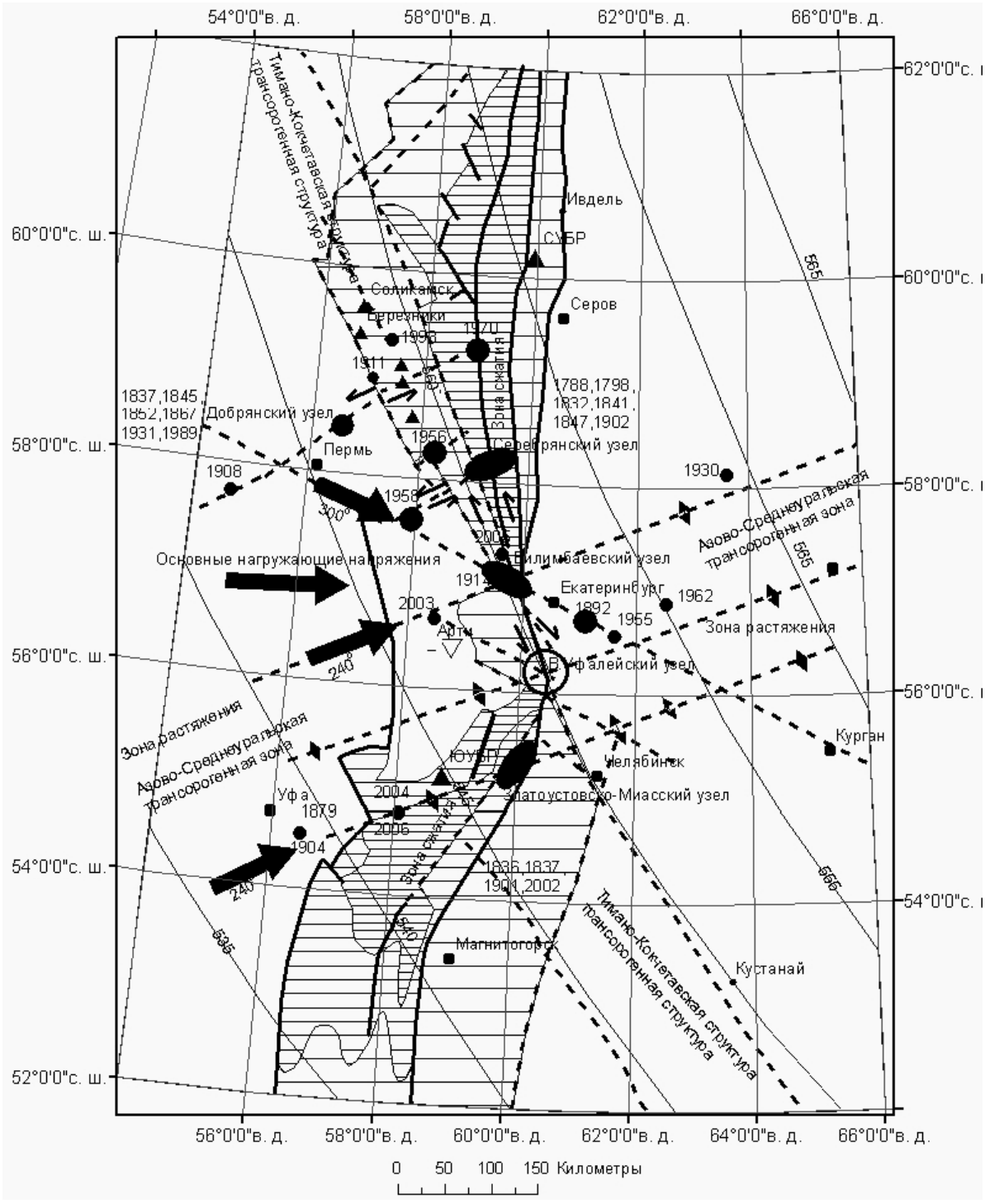


Рис. 1. Геодинамическая схема Среднеуральской зоны повышенной сейсмичности

В соответствии с моделью механизма очагов землетрясений [12], ортогонально плоскости основного сдвига (в данном случае Главного северо-западного сдвига), являющейся

первой нодальной плоскостью, возникает вторая подобная структура. В нашем случае она имеет восток-северо-восточное направление по азимуту 60 градусов. Не исключено, что она имеет характер зоны относительного субгоризонтального растяжения. С этой структурой связана Екатеринбургско-Тавдинская зона повышенной частоты возникновения необычных и особо опасных атмосферных явлений [17].

Согласно макросейсмическому описанию, приведенному в работах [16, 18] можно заключить, что наиболее сильные сейсмические сотрясения во время Билимбаевского землетрясения распространялись в северном и южном направлениях в области предполагаемого субмеридионального сжатия в южной части Северо-Уральского и в северной части Южно-Уральского новейших сводов. Менее сильные сотрясения распространялись в запад-юго-западном и восток - северо - восточном направлениях в области предполагаемого растяжения. С учетом сейсмотектонической схемы можно предположить, что излучение сейсмической энергии имело квадрантный характер, при этом в северном и южном направлении распространялись волны сжатия, а в субширотном – волны растяжения.

На южном продолжении Главного Уральского разлома, на расстоянии 100 км от Билимбаевского узла, имеется подобный ему по тектонической позиции, но еще не проявленный, В. Уфалейский потенциально сейсмичный тектонический узел. В пределах него не исключена возможность возникновения очагов землетрясений, подобных Билимбаевскому с магнитудой 5.0. Вдоль его второй предполагаемой нодальной плоскости в восточно-северо-восточном направлении распространился ВУРС [19]. Расположенные южнее и севернее на расстоянии 100-150 км от вышеупомянутых узлов, Златоустовско-Миасско-Кыштымский и Серебрянский сейсмичные узлы приурочены к северной и южной частям Южно-Уральского и Северо-Уральского новейших сводов, отождествляемых с зонами субмеридионального сжатия. При этом они приурочены к участкам пересечения с поперечными зонами нарушения сплошности восточного - северо - восточного направления. Такая структура, пересекающая Златоустовско-Миасско-Кыштымский узел, имеет характер зоны современных погружений [20], что свидетельствует о современной активности узла, подтверждаемой недавним ощутимым землетрясением 18.08.2002 г. [15]. Согласно макросейсмическому описанию, приведенному в работах [16, 18] можно заключить, что эти землетрясения так же имели квадрантный характер излучения энергии и связаны со сдвиговыми и всбросо-сдвиговыми деформациями земной коры.

Литература

1. *Гуляев А.Н.* Схема сейсмотектоники центральной части Уральского региона // Материалы третьих научных чтений Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, 2005, с. 17 - 19.
2. *Гуляев А.Н.* Схема сейсмотектоники Среднего и прилегающих частей Северного и Южного Урала // Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения: Материалы международной конференции. Архангельск, 2002, с. 24 – 29.
3. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Южного Урала и Мугоджар и их вероятное происхождение // Геотектоника, 2005. № 5, с. 36 - 61.
4. Новейшая тектоника Урала / Под ред. А.П. Сигова и В.А. Сигова. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1975. 104 с.
5. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. 304 с.
6. *Кузьменко Е.Е.* Историческая геология и геология СССР. М.: Недра, 1980. 279 с.
7. *Заруба К., Менцл. В.* Инженерная геология. М.: Мир, 1979. 468 с.
8. *Тагильцев С. Н.* Основы гидрогеомеханики скальных массивов: Учебное пособие по дисциплине «Гидрогеомеханика». Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 88 с.
9. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев и др. Екатеринбург: УрОРАН, 2001. 124 с.
10. *Плюснин К.П.* Эволюция кинематики и определение возраста разрывных структур Урала // Разломы земной коры Урала и методы их изучения. Свердловск, 1983. С. 12 -23.

11. *Зубков А.В.* Геомеханика и геотехнология. Екатеринбург, 2001. 333 с.
12. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 414 с.
13. *Имаев В.С.,Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
14. *Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ Академкнига, 2003. 374 с.
15. О тектонической природе Уральских землетрясений / В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев, С.Н. Кашубин и др. // Геофизика, 2004. № 3. С. 56 - 65.
16. Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы / В.В. Степанов, А.А. Годзиковская, В.С. Ломакин и др. М.: ЦСГНЭО, 2002. 135 с.
17. *Гуляев А.Н., Дружинин В.С., Шепаренко Г.А., Назарова Т.И.* Современные зоны повышенной геофизической активности на Среднем и прилегающих частях Северного и Южного Урала // Уральский геофизический вестник, 2001. № 2. С. 25-29.
18. *Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 12 с. (Труды Сейсмологического института АН СССР, № 104).
19. *Уткин В.И., Чеботина М.Я., Евстигнеев А.В., Любашевский Н.М.* Особенности радиационной обстановки на Урале. Екатеринбург, 2004. 150 с.
20. *Кононенко И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Ященко В.Р.* Современная геодинамика Урала. Свердловск, 1990. 93 с.

****

ОЦЕНКА СЕЙСМОПОТЕНЦИАЛА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Н. Гуляев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Для целей детального сейсмического районирования необходимо иметь представление о сейсмопотенциале - наибольшей возможной магнитуде сейсмических явлений и частоте повторяемости событий такой энергии в пределах изучаемого региона. На сегодняшний день не существует более надежных методик оценок сейсмопотенциала, чем метод аналогий. Поэтому мы оценивали сейсмопотенциал центральной части Уральского региона путем сравнения с сейсмопотенциалом подобного Уралу новейшего эпиплатформенного, эпипалеозойского орогена - Тянь-Шаня. Эти орогены имеют схожую историю развития, схожие черты глубинного строения. Очаги землетрясений в них локализованы в земной коре. Но Урал отличается от Тянь-Шаня гораздо меньшими амплитудами вертикальных новейших движений и высотой гор.

Амплитуда новейших движений характеризует степень деформации земной коры на новейшем этапе (за последние 30 млн лет, соответствующих неоген - четвертичному времени). Согласно [1, 2], она характеризует запасенный сейсмопотенциал, разрядка которого происходит на современном этапе в зонах нарушения сплошности земной коры. На Урале амплитуда вертикальных новейших движений согласно [3, 4], составляет от 250 - 400 до 700 м, на Тянь-Шане, согласно [5, 6], от 3 - 5 до 10 - 15 км. Следовательно, на Урале эта величина от 10 до 30 - 40 раз меньше, чем на Тянь-Шане. Отметим, что величина амплитуды новейших вертикальных движений на Урале соизмерима с амплитудой вертикальных движений на Тянь-Шане за четвертичный период [6].

Высота гор характеризует степень деформации земной коры этих орогенов за мезо-кайнозойское время. На Урале она составляет от 1000 до 1800 м на Южном, Северном и Приполярном участках и 500 - 700 м на Средне-Уральском участке. На Тянь-Шане высота гор находится в пределах 3000 - 5000 до более 7000 м. Следовательно, в среднем на Тянь-Шане горы в 3 - 4 раза горы выше, чем на Урале.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что степень деформации земной коры на Урале в мезо-кайнозойское время в 3 - 4 раза, а в новейшее время в 10 - 40 раз ниже, чем на Тянь-Шане. Вследствие этого сейсмическая активность на Урале

значительно ниже, чем на Тянь-Шане. Это выражается в том, что на Урале сейсмические события происходят гораздо реже, чем на Тянь-Шане и их интенсивность и магнитуда так же значительно ниже.

Согласно результатам анализа данных, приведенных в работах [7, 8, 9], средняя многолетняя магнитуда сейсмических событий за период 1788 - 2006 гг. для Урала составляет от 2.7 до 3.0 (рис. 1). На Тянь-Шане и в других высокосейсмичных регионах - от 4.0 до 4.7 [1], то есть на 1.3 – 1.7 (в 30 - 70 раз) выше, чем на Урале. Наблюденная на Урале наибольшая магнитуда сейсмических событий составила 5.0 [9], тогда как на Тянь-Шане она находится в диапазоне 7.5 - 8.4 [1]. Следовательно, на Урале максимальная магнитуда (M_{max}) в 700 - 1000 раз (на 2.5 - 3.5 порядка) меньше наблюденных на Тянь-Шане.

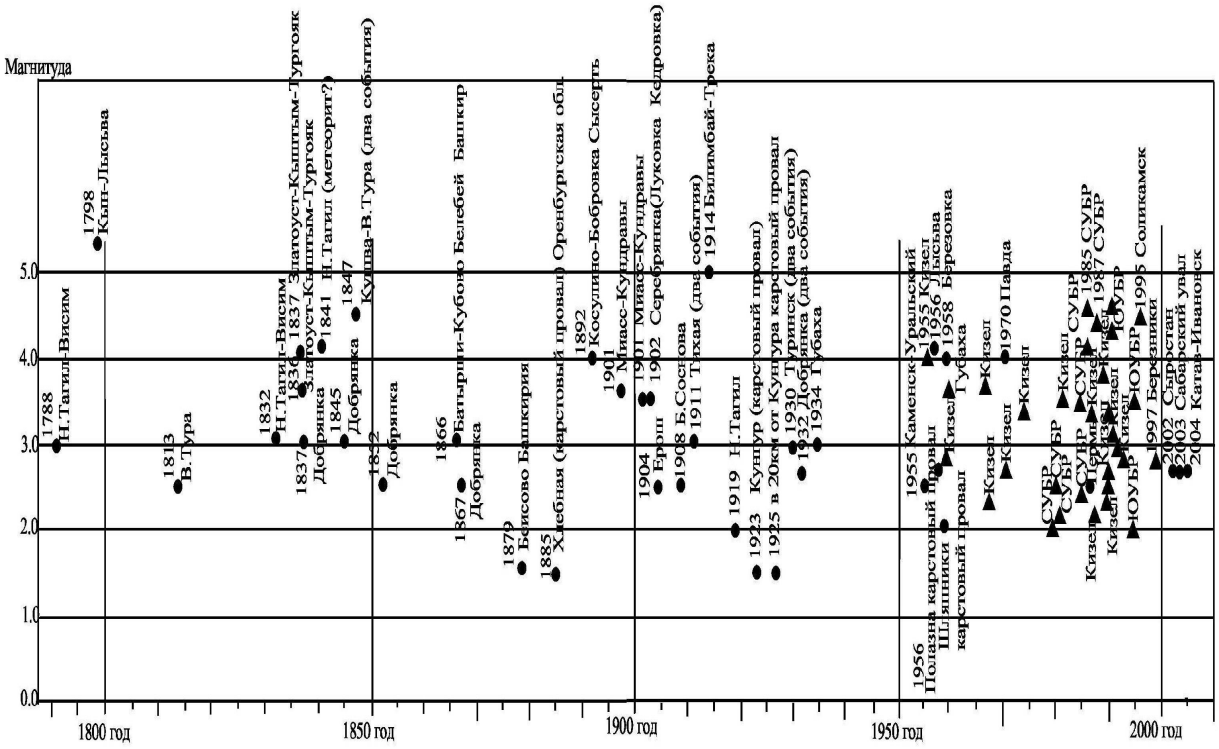


Рис. 1. Распределение во времени сейсмических событий центральной части Уральского региона. Треугольниками отмечены удары и природно-технические землетрясения на горно-рудных предприятиях

Анализ графиков временного хода сейсмичности в сейсмичных районах (по данным, приведенным в работах [1, 10]) и на Урале позволяет заключить, что наблюденные значения M_{max} обычно превышают средние многолетние значения магнитуды на 2. 0 - 3.0. В высокосейсмичных районах – на 4.0. То есть, наблюдается зависимость приращения магнитуд ($M_{max} – M_{ср. многолетняя}$) от сейсмической активности региона.

Исходя из вышеизложенного, наибольшая возможная магнитуда сейсмических событий в центральной части Уральского региона составляет (с небольшим запасом) 5.5 - 6.0, а сила сотрясения в эпицентре - 6.5 - 7.0 баллов.

Частота (повторяемость) событий с магнитудой порядка 5.0 на Урале в 230 - 250 раз меньше, чем на Южном Тянь-Шане и в 25 - 30 раз меньше, чем на Северном Тянь-Шане. На Урале за последние 250 лет было отмечено всего два таких события - землетрясение 23.05.1798 г. и Билимбаевское землетрясение 17.08.1914 года, тогда как на Южном Тянь-Шане в год происходит по два землетрясения такой силы, а на Северном Тянь-Шане одно такое событие в каждые 25 лет.

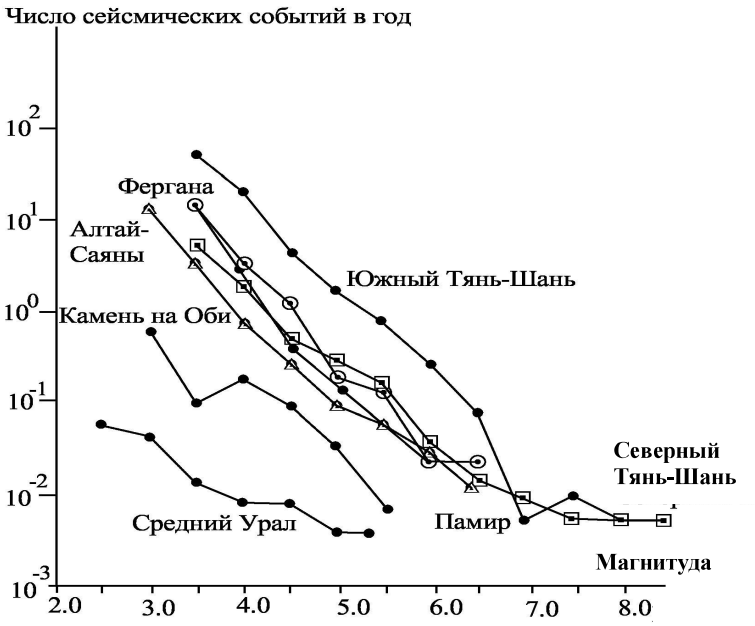


Рис. 2. График повторяемости природных тектонических землетрясений Среднего Урала и других регионов

Следовательно, события с магнитудой порядка 5.0 на Урале происходят один раз в 115 – 116 лет. Приблизительно с такой же периодичностью, согласно графика повторяемости (рис. 2), происходят землетрясения с магнитудой более 8.0 на Тянь-Шане. Следовательно, сейсмические события с магнитудой порядка 5.0 на Урале являются наиболее высокоэнергетическими. Анализ графика повторяемости землетрясений центральной части Уральского региона (рис. 2) позволяет предположить, что события с наибольшей возможной магнитудой порядка 5.5 - 6.0 могут происходить здесь с периодичностью один раз в 1000 лет.

Вышеизложенное позволяет заключить, что по характеру сейсмичности, амплитудам новейших и мезо-кайнозойских вертикальных движений Урал больше схож с Центральным Казахстаном. Невысокие горы Казахского мелкосопочника имеют приблизительно те же высоты и те же рельефные формы, что и горы центральной части Уральского региона. В их геологическом строении, истории развития так же имеется сходство с Уралом. В последнее время, в связи с развитием сейсмологической сети Казахстана, в этом регионе стали фиксироваться несильные (с магнитудой до 3 - 4) относительно редко происходящие события [11].

Для Урала же актуальной является задача изучения выделенных потенциально сейсмичных тектонических узлов, в которых возможно возникновение очагов землетрясений с наибольшими для региона магнитудами порядка 5.0 - 6.0 [12].

Литература

1. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 306 с.
2. *Друмя А.В., Шебалин Н.В.* Землетрясение: где, когда почему ? Кишинев: «Штиинца», 1985. 193 с.
3. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. 304 с.
4. Новейшая тектоника Урала / Под ред. А.П. Сигова и В.А. Сигова. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1975. 104 с.
5. Геология СССР.М.: Недра, 1969. Т. XXV. Кн. 2. Киргизская ССР, геологическое описание. 314 с.
6. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 312 с.
7. *Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 12 с. (Труды Сейсмологического института АН СССР, № 104).

8. *Ананьин И.В.* Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. С. 465 - 470.
9. Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы / В.В. Степанов, А.А. Годзиковская, В.С. Ломакин и др. М.: ЦСГНЭО, 2002. 135 с.
10. *Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ Академкнига, 2003. 374 с.
11. *Михайлова Н.Н., Неделков А.И., Соколова И.Н.* О сейсмических событиях в малоактивных и асейсмичных районах Казахстана // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж, 2001, с. 131 - 133.
12. *Гуляев А.Н., Дружинин В.С.* К уточнению карт ОСР-97 для центральной части Уральского региона // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Материалы третьих научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005, с. 17 - 19.

****

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОГО КОРОМАНТИЙНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО УРАЛА В РАЙОНЕ КРАСНОЛЕНИНСКОГО ПРОФИЛЯ ГСЗ

В.С. Дружинин, В.В. Колмогорова, М.Я. Алиевский, И.В. Ладовский, Н.И. Начапкин, В.Ю. Осипов - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

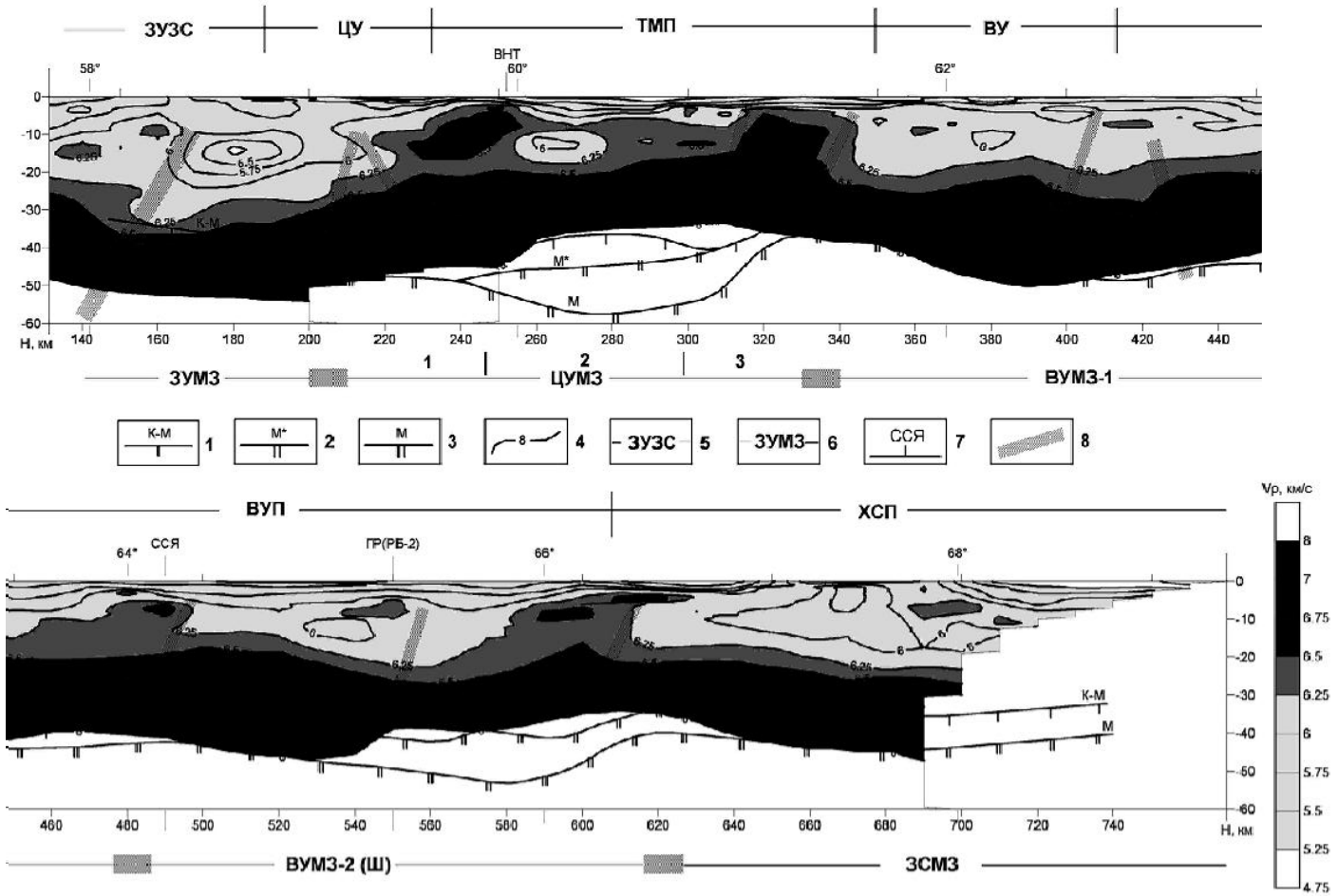
Глубинные сейсмические исследования на Красноленинском профиле ГСЗ выполнены в 1987 - 1989 годах Баженовской Геофизической экспедицией (БГЭ) по методике точечных (дифференциальных) зондирований. Результаты исследований по западной части профиля опубликованы в работе [1], остальные изложены в фондовом отчете БГЭ.

В данном докладе приводится новый вариант скоростного разреза земной коры по Красноленинскому профилю, составленный по результатам частичной переинтерпретации сводного поля времен первых вступлений продольных волн (рис. 1). Разрез в изолиниях равных скоростей построен по программе «Invers». Для исключения искажающего эффекта зоны малых скоростей, которая связана с верхним осадочным слоем, поле времен пересчитано на подошву этой зоны, то есть на поверхность складчатого фундамента. По значениям интервальной скорости определена средняя скорость в консолидированной коре и построен график распределения ее по профилю.

В районе Красноленинского профиля проходят и пересекаются с ним два субмеридиональных профиля Баженовской геофизической экспедиции: Вижай - Н. Тура и Северная Сосьва-Ялуторовск, а также геотраверс Центра ГЕОН «Рубин-2». Для всех этих профилей составлены по фондовым материалам такие же разрезы земной коры, как и для Красноленинского.

Анализ скоростных разрезов позволяет установить ряд особенностей упругой модели земной коры в районе Красноленинского профиля. Наиболее существенная особенность состоит в том, что, на фоне отдельных аномальных скоростных объектов с пониженными и повышенными значениями скорости V_p, выделены две области: Западно-Уральская и Восточно-Уральская, различающиеся по упругим свойствам. Наиболее контрастной является зона сочленения низкоскоростной Западно-Уральской области и высокоскоростного Тагильского прогиба, пограничного между двумя названными областями и более близкого по своим свойствам к Восточно-Уральским структурам. На разрезе в этой зоне наблюдается подъем всех скоростных уровней с амплитудой больше 10 км.

Построить скоростной разрез верхней мантии по материалам Красноленинского профиля не представляется возможным в связи с отсутствием информации на удалениях больше 210 км, на которых регистрируются обычно преломленные волны от подошвы земной коры.



Условные обозначения: 1 – Поверхность переходного мегакомплекса; 2 – Промежуточная граница; 3 – Основной сейсмогеологический раздел Мохо (σ_p = 3.3 - 3.4 г/см^3 до H = 80 км); 4 – Изолинии скоростного разреза, в км/с; 5 – Геологические структуры I порядка, снятые с карты Ананьевой и др., 1986 г.; 6 – Тектоническое районирование верхней части литосферы; 7 – Профили ГСЗ: ВНТ – Вижай - Ниж. Тура, ССЯ – Сев. Сосьва - Ялуторовск, ГР (РБ - 2) – Гранит (Рубин-2); 8 – Возможное положение пограничных структур в кристаллической коре

Рис. 1. Сейсмическая модель земной коры и строение коро-мантийного мегакомплекса Северного Урала (по району Красноленинского профиля ГСЗ)

Поэтому скоростной разрез ограничен уровнем 8.0 км/с. На сейсмогеологических разрезах, построенных по более удлиненным годографам первых вступлений и отраженных волн, этот уровень (8.0 км/с) не всегда соответствует подошве земной коры. Такое несоответствие особенно существенно при наличии мощного переходного коромантийного комплекса с промежуточными физическими характеристиками, наиболее развитого в отрицательных и пограничных структурах литосферы. В модели земной коры по Красноленинскому профилю это касается, прежде всего, центральной структуры Урала-Тагильского прогиба.

Уточнение скоростной модели нижней части земной коры и ее подошвы возможно только с учетом всей информации по ближайшим профилям, а также с помощью плотностного моделирования. Вопросам методики сейсмоплотностного моделирования посвящен другой доклад тех же авторов.

Результаты плотностного моделирования по Красноленинскому профилю частично отражены в скоростном разрезе земной коры. На этот разрез вынесены плотностные границы, соответствующие переходному коромантийному комплексу: его поверхности КМ, промежуточной границе М* и основному сейсмогеологическому разделу между земной корой и мантией М. Границы получены в рамках плотностной модели, рассчитанной до глубины 80 км относительно средневзвешенного значения плотности 3.06 г/см^3. За раздел М принята плотностная граница, глубже которой плотность $\geq$ 3.3 г/см^3.

По результатам сопоставления скоростного разреза с указанными плотностными границами можно сделать следующие выводы.

1. На большей части профиля сейсмогеологический раздел М совпадает с изолинией 8.0 (иногда 7.75) км/с. Исключение составляют пограничные структуры в Тагильском прогибе и в восточной части Восточно-Уральского прогиба, на границе с Ханты-Мансийским Срединным поднятием. Обе зоны могут быть отнесены к рифтовым зонам литосферы, но при этом вторая развита в пределах Ханты-Мансийского Срединного блока Западно-Сибирской мегазоны.

2. Мощность земной коры изменяется от 37 до 56 км. Наименьшая мощность установлена на локальном поднятии в пограничной зоне между Центрально-Уральской и Восточно-Уральскиой мегазонами. Расчетная плотность мантии до глубины 80 км изменяется в пределах от 3.30 до 3.40 г/см^3. Мощность переходного мегакомплекса меняется от 6 - 10 км на приподнятых структурах до 20 - 22 км в крупных прогибах сейсмогеологического раздела М; расчетная плотность переходного мегакомплекса варьируется от 3.12 до 3.22 г/см^3.

3. В земной коре, особенно в ее верхней части, выделены аномальные скоростные объекты с пониженными (до 5.75 км/с) и повышенными (до 6.5 - 6.7 км/с) значениями скорости V_p, которые имеют локальное распространение; их преобладающее развитие отмечено соответственно в западной и восточной части рассматриваемого разреза.

4. Установлено районирование верхней части литосферы. Выделены следующие области: Западно-Уральская мегазона (ЗУМЗ), которая характеризуется крайне неоднородным строением, обусловленным сопряжением Уральской и Тиманской структур и южной оконечности Тимано-Печорской плиты; Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ), которая на западе охватывает половину Центрально-Уральского поднятия, а ее восточная граница смещена на запад относительно контура Тагильского прогиба (по схеме Е.М. Ананьевой); Восточно-Уральская мегазона (ВУМЗ), состоящая из двух зон: относительно стабильной западной и активной восточной структур (вторая, возможно, рифтовой природы); Ханты- Мансийский Срединный блок Западно-Сибирской мегазоны.

Наиболее существенными моментами при уточнении скоростной модели нижней части земной коры и положения ее подошвы авторы считают получение надежной информации по глубинным продольным и поперечным (отраженным и преломленным) волнам на удалениях не меньше 300 км от источника; комплексирование метода ГСЗ с методом глубинного ОГТ; коррекцию скоростных разрезов решением прямых кинематических задач

(применительно к разломно - блоковым моделям); плотностное моделирование с использованием методики, изложенной в другом докладе по этому профилю.

Литература

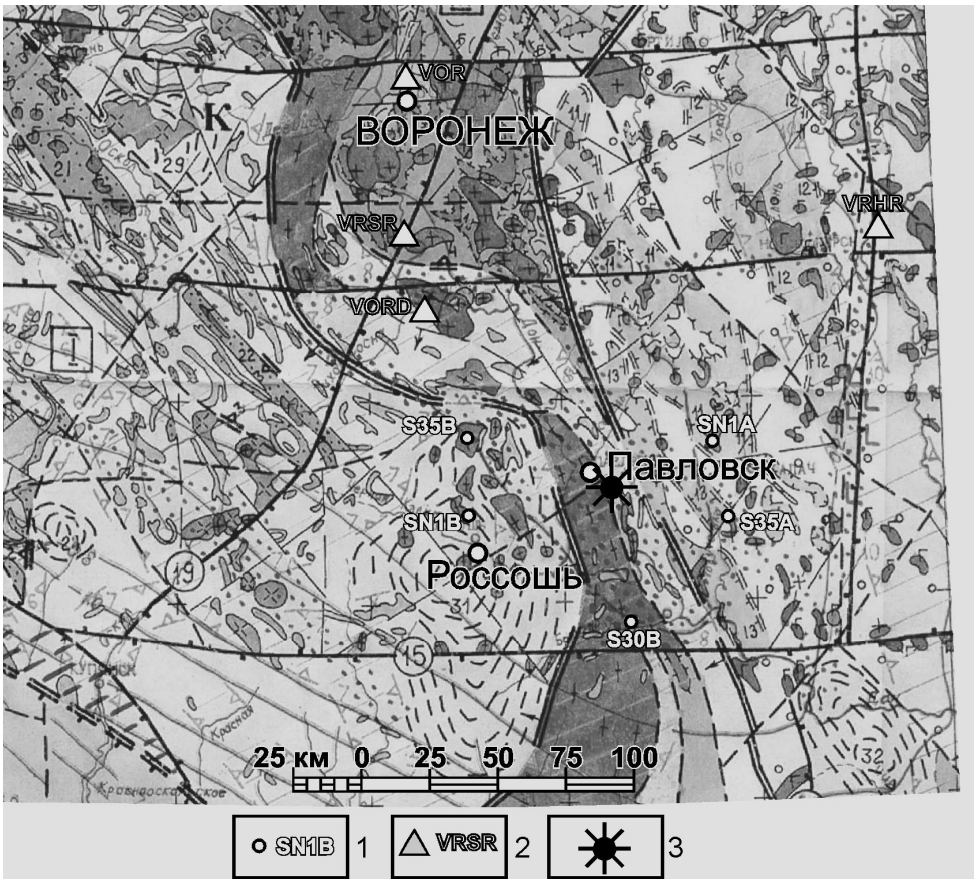
1. *Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В.* Глубинное строение Северного Урала по Краснолениинскому профилю ГСЗ // Советская геология, 1990. № 9, с. 77 - 82.

****

ОТКЛИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА ИМПУЛЬСНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ В УСЛОВИЯХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

М.А. Ефременко, Л.И. Надежка - Воронежский государственный университет, Воронеж
nadezhka@geophys.vsu.ru

В качестве импульсного воздействия на геологическую среду в эксперименте использованы промышленные взрывы, проводимые при добыче гранитного щебня в карьере Шкурлат (Павловский р-н, Воронежской обл.). Пункты наблюдений размещались вокруг карьера Шкурлат на расстоянии 50 ± 5 км, что обеспечило выполнение условия равенства трассы от источника импульса до точек регистрации (рис. 1). При этом учитывалось геологическое строение земной коры в пунктах наблюдений. Так как мощность и строение осадочного чехла в пунктах наблюдений значительно не отличалось, то основное внимание было уделено особенностям строения докембрийского фундамента.



Основной целью эксперимента было изучение реакции (отклика) различных геологических объектов докембрия на импульсное воздействие. В соответствии с этим одна станция размещена в пределах интрузии кислого состава (S35B), одна станция - в пределах интрузии габброидов мамонского комплекса (SN1A), остальные станции размещены во вмещающих породах различного состава; гнейсы обоянской серии архея (SN1B), мигматиты (S30B) и сланцы воронцовской серии протерозоя (S35A).

Основными оценочными параметрами эксперимента являлись: интенсивность и спектральный состав сейсмического шума до импульсного воздействия (взрыва), в момент взрыва и после импульсного воздействия. С этой целью расстановка сейсмостанций на пунктах регистрации проводилась за несколько суток до взрыва, а снятие их – через несколько суток после взрыва. По этой методике было изучено влияние двух взрывов в к. Шкурлат в шести пунктах наблюдений (по три пункта при каждой расстановке).

Выполнен анализ характера сейсмического эффекта в различных пунктах наблюдений, вызванного двумя массовыми взрывами, суммарное количество ВВ которых составляет 190 и 200 тонн. Сейсмический эффект массовых взрывов имеет свои специфические черты, связанные со сложной пространственной конфигурацией зарядов ВВ, а также системой временных задержек между подрывом групп скважин в блоке. Это определяет крайне неравномерное выделение энергии ВВ во времени и в пространстве, что приводит к сложной структуре сейсмических колебаний. В данном случае мощность двух взрывов близка, однако сейсмический эффект их различен, что хорошо видно по особенностям спектра записи этих взрывов на базовой сейсмостанции «Сторожевое» (VRSR). Первый взрыв вызывает увеличение амплитуд в низкочастотной области диапазона частот 0,5 - 0,6 Гц, второй – в диапазоне частот 0,7 - 0,8 Гц. Далее, существенное увеличение спектральных амплитуд наблюдается на частотах более 10 Гц. Эти особенности взрывов прослеживаются на всех пунктах наблюдений. Вместе с тем, полученные данные позволяют сделать выводы, которые не связаны только с особенностями взрывов.

Так для анализа сейсмических эффектов и объяснения возможных причин их различия нами использованы отношения спектральных амплитуд взрыва и сейсмического шума на соответствующих пунктах наблюдений. Полученные графики отношений (рис. 2) позволяют понять на каких частотах в результате импульсного воздействия происходит резкое увеличение амплитуды колебаний почвы в точках наблюдений. Для всех пунктов наблюдений (расстояние до точки взрыва 50 ± 5 км) от точки взрыва, отмечается резкое увеличение амплитуды колебаний в диапазоне частот 0,5 – 0,8 Гц. Это увеличение составляет от 10 до 40 и более раз и регистрируется на всех каналах (Z, N и E). По абсолютной величине отношения «взрыв - шум» пункты регистрации можно ранжировать в следующей последовательности (по мере уменьшения величины отношения): S35B, SN1B, SN1A, S30B.

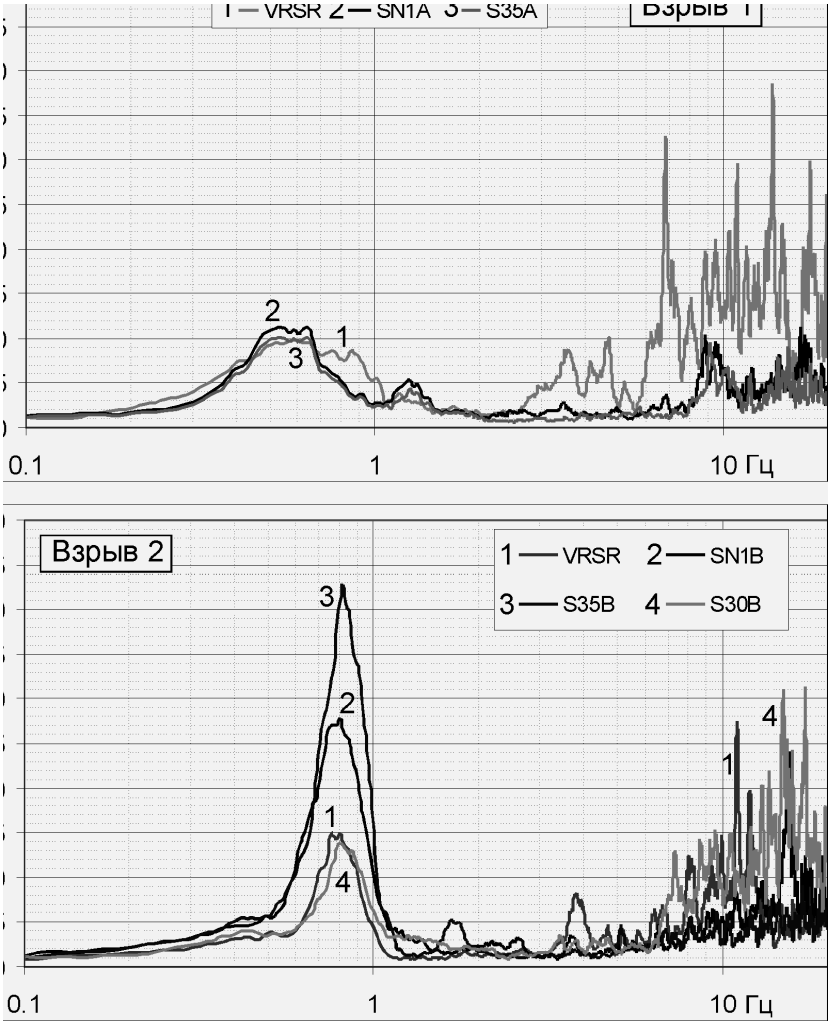
Из этого факта можно сделать следующие выводы:

В диапазоне частот 0,5 – 0,8 Гц в момент регистрации взрыва увеличение амплитуды колебаний значительно выше на пунктах, расположенных западнее пункта взрыва, т.е. в Россошанском архейском блоке мегаблока КМА. В пунктах S35A и SN1A, расположенных в Хоперском мегаблоке, они слабее и сопоставимы с амплитудами на стационарном пункте, находящемся на значительно большем удалении (117.1 км от эпицентра взрыва).

Пик максимальных амплитуд на всех каналах достигается в этом диапазоне частот в пункте S35B, находящемся на площади гранитоидной интрузии лискинского комплекса пород нижнего структурного этажа фундамента. Минимальные амплитуды на всех каналах зафиксированы на пункте SN1A, находящемся в пределах площади интрузии основного состава (габброиды мамонского комплекса).

В диапазоне частот от 1,0 до 6,0 Гц для большинства пунктов увеличение амплитуды колебаний в момент взрыва минимально. На всех каналах регистрации в этом диапазоне отношение амплитуд спектров «взрыв - шум» составляет в среднем 2.

В диапазоне высокочастотных колебаний (6 – 20 Гц) резкое увеличение амплитуд (в 10 – 20 раз) наблюдается на пункте S30B. На пунктах SN1A, S35A, S35B амплитуда колебаний увеличивается в момент регистрации взрыва в 4 – 6 раз и только на отдельных частотах превышает величину отношения «взрыв - шум» в 10 раз. Пункты S30B, VRSR находятся в одном мегаблоке – Лосевской шовной зоне, ограниченной глубинными разломами I ранга от мегаблока КМА и Хопёрского мегаблока. Здесь же находился и пункт взрыва.



Таким образом, получены данные, показывают, что различные геологические объекты по-разному реагируют на импульсное воздействие. Наибольшее увеличение спектральных амплитуд отмечается в районе расположения гранитной интрузии. Возможно здесь проявляется резонансный эффект в условиях небольшого по размерам, но отличающегося по физическим свойствам, объекта – интрузии. С подобными эффектами можно встретиться при расположении сейсмических станций для сейсмических исследований, если не учитывать геологические особенности докембрия.

Изложенные результаты являются только началом исследований по разработке способа картирования докембрийского фундамента перекрытого осадочным чехлом.

****

ВРЕМЕННОЙ ФАКТОР В СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

А.Д. Завьялов - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, zavyalov@ifz.ru

Общеизвестно, что существующие современные карты общего сейсмического районирования (ОСР), являющиеся основой соответствующих СНиП-ов при проектировании зданий и сооружений в сейсмоопасных районах, определяют вероятность превышения (или не превышения) заданного уровня сейсмических сотрясений на поверхности земли на период в десятки и сотни лет. По сложившейся практике карты ОСР пересматриваются раз в 15 - 20 и более лет, когда накапливается достаточное количество новых экспериментальных и теоретических данных об отклонениях (как правило, в большую сторону) наблюденной балльности от балльности, указанной на действующей карте ОСР. Следовательно, с практической точки зрения карты ОСР являются статическими и не учитывают изменений сейсмической активности во времени. С другой стороны, карты ОСР не оказывают практического влияния на сейсмическую устойчивость большого числа зданий и сооружений, построенных десятки лет назад. Эти объекты подвергались в процессе своей эксплуатации воздействию сильных землетрясений и, вследствие этого, утратили запас прочности, заложенный при их проектировании. Состояние их сейсмостойкости требует периодического контроля со стороны администрации сейсмоактивных регионов, что, в свою очередь, требует выделения существенных дополнительных финансовых и материальных ресурсов.

Однако большие объемы необходимых для усиления сейсмической устойчивости средств требуют выработки системы приоритетов, в соответствии с которой наибольший приоритет в получении необходимых средств придавался бы территориям (городам, населенным пунктам, объектам), наиболее опасным в сейсмическом отношении на ближайшие годы. Отсюда следует необходимость дополнения существующих карт ОСР введением в рассмотрение среднесрочного (первые годы) временного фактора. Такую возможность может дать алгоритм среднесрочного прогноза сильных землетрясений «Карта ожидаемых землетрясений (КОЗ)», разработанный в ИФЗ РАН в середине 80-ых годов прошлого века и прошедший тестирование в различных по своему геолого-геофизическому режиму сейсмоактивных регионах мира (Кавказ, Камчатка, Туркмения, Киргизия, Южная Калифорния, северо-восточный и юго-западный Китай, Греция, западная Турция, Курильская островная дуга).

****

К ВОПРОСУ О КОМПЛЕКСИРОВАНИИ МЕТОДОВ ГИС И АКТИВНОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ ПОИСКАХ УГЛЕВОДОРОДОВ

Г.В. Иголкина, В.В. Дрягин, З.С. Мезенина, А.В. Яцун, Д.Б. Иванов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В настоящее время следует считать новыми и перспективными способы поиска и детализации обнаружения углеводородов при разработке месторождений методами нелинейной геофизики, основанными на изменении свойств насыщенной пористой среды под действием физических полей [1, 2]. Повышение эффективности решения такого комплекса может быть достигнуто за счет исследования изменения петрофизических свойств пород разрезов нефтегазовых скважин при искусственном воздействии на нефтяную залежь, разработки новых технологий определения параметрических и энерго-информационных критериев механизмов переизлучения залежи.

Поставленная задача может быть достигнута за счет совершенствования методики измерений и интерпретации естественной и вызванной сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) в нефтегазовых скважинах, а также сопоставления результатов с петрофизическими свойствами пород месторождений [3, 4, 5]. Это необходимо для построения геолого-геофизической модели нефтегазовых залежей и для усовершенствования корреляционных связей изучаемых параметров.

Задачи литологического расчленения, выделение коллекторов и оценка эффективных толщин решаются по материалам ГИС практически без непосредственного привлечения керновых данных. Петрофизические оценки граничных значений ФЕС представляют интерес при уточнении выделенных эффективных толщин в случаях неоднозначности прямых косвенных признаков коллекторов, это касается как участков разрезов, представленных низкопоровыми коллекторами, так и интервалов слоистых пачек.

Роль петрофизического обеспечения наиболее значима при определении коэффициентов пористости, коэффициентов проницаемости и газонасыщения коллекторов. Достоверность определения этих параметров, как по данным ГИС, так и по керну зависит от состояния охарактеризованности объектов отбором керна, а также – результатами петрофизических исследований. Существенным недостатком петрофизического обеспечения рассматриваемых работ является отсутствие исследований фазовой проницаемости коллекторов и обоснования коэффициентов нефтевытеснения.

На Кальчинской площади залежи нефти структорно-литологического типа, развитые повсеместно, в основном характерны для пачек ачимовской толщи Ач1-2, Ач1-3, Ач2(1-1) и Ач2(1-2); для пачек Ач2-2 и Ач3, с более опесчаненным разрезом, залежи нефти в которых отмечены на всей Кальчинской площади, залежи относятся в основном к пластово-сводовому типу. На Кальчинском месторождении базисными объектами разработки являются пласты ачимовской толщи Ач1, Ач2, Ач3; вторыми по значимости являются продуктивными пласты тюменской свиты – $Ю_3$ и $Ю_4$.

В ачимовской толще, имеющей общую мощность порядка 160 м, выделено шесть залежей нефти, приуроченных к пластам Ач3, Ач2-2, Ач2(1-2), Ач2(1-1), Ач1-3, Ач1-2, представленным песчано-алеврито-глинистыми породами. Песчаные прослои иногда достигают 11-13 метровой мощности, нередко четко выражены, чередуются с мощными глинистыми покрышками. Однако, чаще всего, выделенные пласты состоят из многочисленных прослоев песчаников, различных по мощности, разделенных плотными породами.

В скважинах, пробуренных на Кальчинском месторождении, своевременно проводится комплекс геофизических исследований (ГИС) и прострелочно-взрывных работ (ПВР) в разведочных и эксплуатационных скважинах с целью:

- литологического расчленения разрезов скважин;
- определения глубин залегания пластов;
- выделения проницаемых интервалов;
- оценки характера насыщения пластов-коллекторов;
- определения количественных параметров нефтенасыщенных пластов для подсчета запасов;
- контроля технического состояния ствола скважин;
- вскрытия продуктивных пластов путем перфорации обсадной колонны скважин с использованием кумулятивных перфораторов.

Метод и аппаратура акустического воздействия [1, 6] предназначены для восстановления производительности эксплуатационных скважин и определения характера насыщенности коллекторов. Первичным результатом метода является восстановление проницаемости насыщенного порового пространства, причем как в ближней зоне, так и в удаленной зоне пласта. По результатам гидродинамических исследований, после акустического воздействия по всей толще работающих пропластков происходит увеличение проницаемости призабойной зоны на 80-130 %, а удаленной зоны на 40-160 % и по этим данным можно судить о глубине акустического воздействия. Тот факт, что наибольший вклад в изменения САЭ вносят именно свойства жидкости, которая находится в данный момент в поровом пространстве пласта коллектора, подтверждается другими методами геофизических исследований скважин.

Определение характера насыщенности коллекторов Кальчинского месторождения было сделано по каротажу сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) в цикле каротаж – акустическое

воздействие - каротаж по трем скважинам. Вначале идет запись фона САЭ, затем проводится акустическое воздействие 2 минуты на точку с шагом 1 метр и делается запись САЭ после акустического воздействия. А затем, делается выделение нефтенасыщенности по приросту энергии сигнала САЭ в сравнении с фоновой записью. Повторное акустическое воздействие по 2 минуты на точку с шагом 1 метр.

Интерпретация записанных данных основана на выделении отклика пористой насыщенной среды на активное акустическое воздействие. Кривая сигналов САЭ, записанная после воздействия сравнивается с фоновой, выделяются интервалы прироста (в случае нефтенасыщенного коллектора) или падения энергии (в случае водонасыщенного коллектора), превышающие погрешность измерения. Потом, рассчитывается кривая прироста энергии САЭ относительно фоновых значений и отсекается уровень погрешности, при этом получается кривая, выделяющая интервалы нефтенасыщенности или водонасыщенности.

Далее материалы КСАЭ коррелируются с данными ПС, ГК, КС и ИК. Коллектор на диаграммах ГК и ПС отбивается пониженными значениями параметров естественного гамма-излучения и спонтанной поляризации. Нефтенасыщенные пласты на диаграммах КС выделяются положительными аномалиями, а на диаграммах ИК отрицательными.

В результате выполненной корреляции и сопоставления с методами ГИС, мы получаем точные интервалы отклика среды и приблизительную оценку достоверности полученных результатов по определению нефтенасыщенности. Оценку достоверности можно хорошо сделать по коэффициенту корреляции между КСАЭ и индукционным каротажем, ГК, НГК, ПС, БК и КС, при этом его значение должно превышать 0,5.

Сопоставление с петрофизическими данными позволяет прогнозировать наличие или отсутствие притока, так же возможность подтягивания воды с подошвы пласта. Отличным примером этого служит результаты сопоставления по коэффициенту корреляции метода КСАЭ с кривыми Кпр, Кн и Кп, по скважине № 329 Кальчинского месторождения. Интервал 2741 - 2744 м отмечается положительным коэффициентом корреляции между динамикой фоновая запись сигналов САЭ и Кпр, равный 0,1405. Кроме того, отмечается положительным коэффициентом корреляции запись сигналов САЭ после первого и второго воздействия и Кпр, равный 0,8463, что свидетельствует о наличии углеводородов В интервале 2754,5 - 2759,2 м отмечается положительным коэффициентом корреляции между динамикой фоновая запись сигналов САЭ и Кпр, равный 0,4380, но после первого и второго воздействия сигналов САЭ коэффициент корреляции становится отрицательным, равным 0,5692, что характерно для водонасыщенного пласта.

Проведенные эксперименты позволяю сделать вывод, что нефтенасыщенный пласт после обводения пресной водой стал водонасыщенным (коэффициенты корреляции меняют свой знак после акустического воздействия) .По этой методике расчета коэффициента корреляции между КСАЭ и ГИС были построены зависимости между естественной и вызванной сейсмоакустической эмиссией и каротажом ИК в интервалах 2742-2744 и 2754.5-2759.2 м. Показано, что по методу КСАЭ могут быть не только четко выделены нефтенасыщенные и водонасыщенные коллектора, но, при наличии эталона или модели, может быть дана абсолютная количественная оценка нефтенасыщенности [7].

Литература

1. *Дрягин В.В., Кузнецов О.Л.* Технология обнаружения и извлечения углеводородов на основе их реакции на волновое воздействие // Технологии ТЭК: Научно-технический журнал, 2003. № 5 (12). С. 35-38.

2. *Кузнецов О.Л.* Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. Сб. науч. трудов. М.: ВНИИЯГГ, 1981.

3. *Дрягин В.В. Иголкина Г.В.* Применение метода акустического воздействия для изучения коллекторов // Уральский геофизический сборник, Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2004. № 6. С. 43-48.

4. *Дрягин В.В., Иголкина Г. В.* Применение метода акустического воздействия в скважинах для восстановления проницаемости оценки насыщенности коллекторов // Техноэкогеофизика - новые технологии извлечения минерально-сырьевых ресурсов в XX1 веке: Материалы 1 Всеросс. геофиз. конфер.-ярмарки. Ухта, 1-5 октября 2002 г. Ухта: УГТУ, 2002. С. 57-61.
5. *Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Стародубцев А.А.* Решение геолого-промысловых задач при разработке месторождений методом каротажа вызванной сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) // Фундаментальные проблемы разработки нефтегазовых месторождений, добычи и транспортировки углеводородного сырья: Международная конференция, Москва: ИПНГ, 2004, с. 256.
6. *Дрягин В.В.* Способ определения характера насыщенности коллектора. Патент РФ № 2187636 от 21.02.2001 г.
7. *Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Рок В.Е.* Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии в скважинах // Акустический журнал, 2005. Т. 51, приложение, с. 66-73.

****

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ МОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АДАПТИВНОГО МЕТОДА

В.А Кочнев[1], П.А.Звягин[2] -
[1]ИВМ СО РАН, Красноярск
[2]СибГАУ им. ак. М.Ф. Решетнева, Красноярск

Для получения временных и глубинных разрезов, адекватно отображающих строение изучаемых объектов, необходимо с большой точностью знать скоростные параметры как глубинной, так и верхней части модели среды. Если параметры глубинной части модели, как правило, изменяются плавно, то в верхней части они могут изменяться значительно, в пределах от 400 м/с в сухих песках до 3000 – 4000 м/с в мерзлых породах. При производственной обработке данных многократных перекрытий 2D и 3D для определения глубинных скоростных параметров $v = f(x, t)$ используются процедуры скоростного анализа. При неоднородной верхней части разреза результаты скоростного анализа оказываются сильно искаженными. Для исключения этого влияния определяются задержки волн в верхней части разреза (ВЧР). Эти задержки принято называть статическими поправками.

Для двумерного случая математическая модель времени прихода волн к поверхности будет иметь вид

$$t_{ij} = \sqrt{t_{0k}^2 + \frac{l_{ij}^2}{v_k^2}} + \tau_{Пi} + \tau_{Пj} + \tau_{Bi} + \Delta\tau_{ij} \qquad (1)$$

где t_{ij} - время прихода волны от i-й точки к j-й точке на линии наблюдения;

$k = (i + j) / 2$ - индекс средней точки между точками i и j, под которой лежит общая глубинная точка;

t_{0k} - время пробега отраженной волны при $l_{ij} = 0$ от k - й глубинной точки;

l_{ij} - расстояние между точками i и j, т.е. между точкой источника и точкой приемника;

v_k - скорость пробега волны от линии приведения до отражающего горизонта, соответствующая k - й точке. Данную скорость принято называть эффективной, т.к. она отражает свойства многослойной среды, расположенной между линией приведения и поверхностью отражения. По величине она находится в интервале между средней и лучевой скоростью, т.е. $v_{k(ср)} \le v_k \le v_{k(луч)}$;

$\tau_{Пi}$, $\tau_{Пj}$ - статические поправки (задержки волны) на пунктах i и j;

τ_{Bi} - поправка на пункте взрыва;

$\Delta\tau_{ij}$ - кинематическая составляющая статической поправки. При малых величинах статических поправок и малых значениях скоростей в ВЧР она стремится к 0. Более детально этот вопрос рассматривается в [1].

В работе [2] задача коррекции поправок была сформулирована как общая задача оценки t_0, v и статических поправок по годографам отраженных волн. Для этого составлялась система уравнений типа (1) и итерационным алгоритмом определялись сначала нулевые времена, затем поправки и скорости.

Автоматизированная технология прослеживания волн, получения годографов и оценки параметров модели среды и поправок на основе разработанного адаптивного метода решения систем алгебраических уравнений была создана и детально описана в работе [1]. Технология позволяла получать более точные результаты в сложных поверхностных условиях (неоднородная мерзлота). Однако в силу ряда причин технология была утрачена.

В данном докладе будут представлены и проанализированы результаты решения обратной кинематической задачи на модельных и реальных примерах.

Модельный пример

Первоначально по заданной модели, имеющей переменную скорость и задержки волн в ВЧР, решим прямую кинематическую задачу и получим годографы (рис. 1).

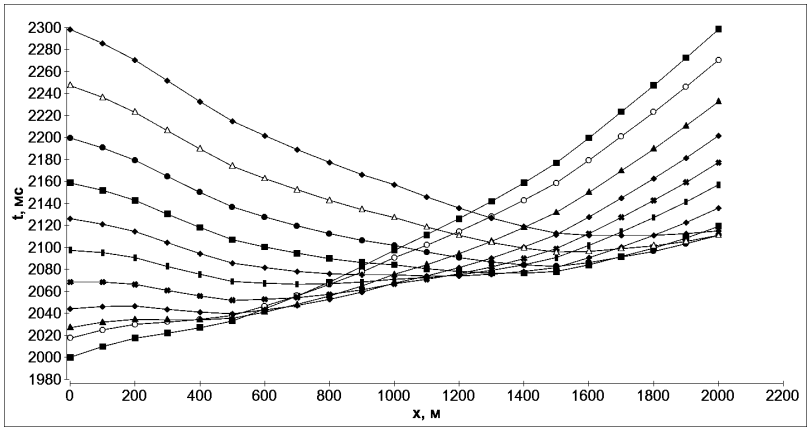


Рис. 1. Модельные (в дальнейшем исходные) годографы отраженных волн

Решаемая в данном примере система нелинейных уравнений включает в себя 231 уравнение и 114 неизвестных. Для создания моделей, решения обратных задач адаптивным методом и визуализации результатов создана исследовательская программа. Используя ее в процессе решения задачи, получим средние квадратические невязки (рис. 2), уменьшающиеся от 4.17 мс после одной итерации до 0.92 мс после десяти итераций.

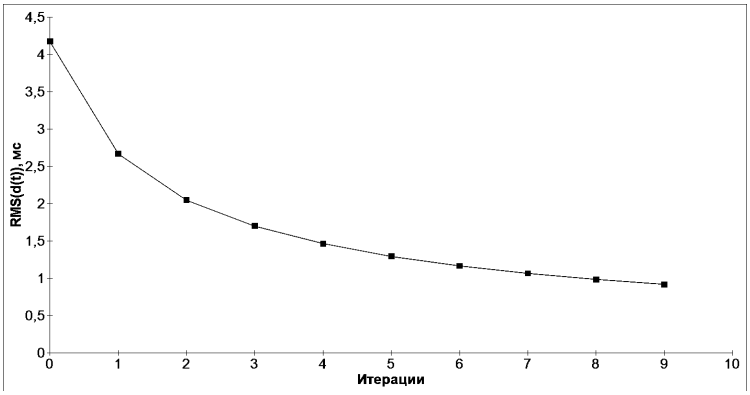


Рис. 2. Средние квадратические невязки в зависимости от номера итерации

Априорные, уточненные и модельные поправки на пунктах приема показаны на рис. 3. Наибольшее отклонение после 10 итераций не превышает 3 мс.

Априорные, уточненные и модельные нулевые времена показаны на рис. 4. Их отклонения не превышают 5 мс.

Наиболее интересным является результат уточнения скоростей (рис. 5). Априорная скорость была задана равной 1961 м/с. Такой она и осталась на концах профиля. В средней час-

ти она совпадает или близка к модельной, однако видна значительная ундуляция и отклонения достигают 50 м/с.

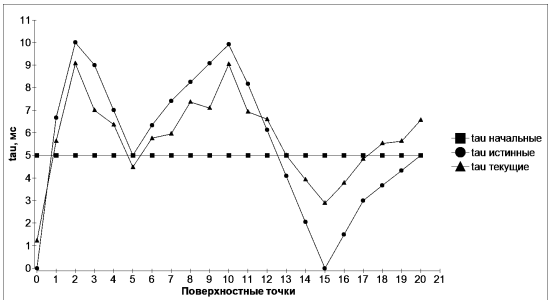


Рис. 3. Априорные, уточненные и модельные статические поправки

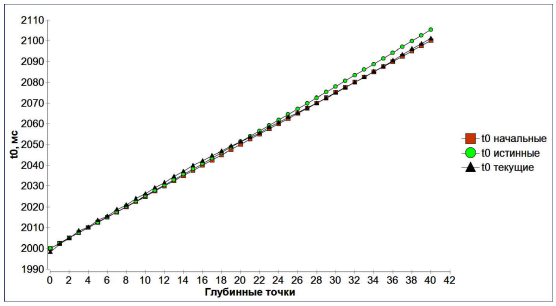


Рис. 4. Нулевые времена: априорные, уточненные и модельные

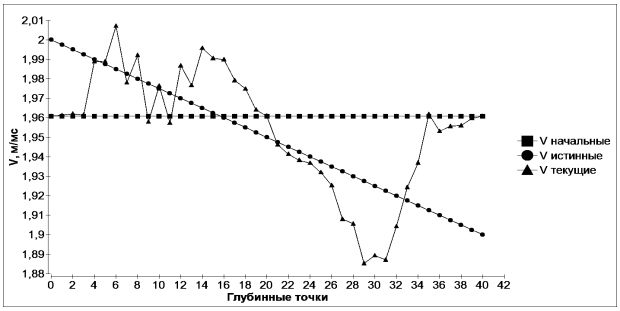


Рис. 5. Эффективные скорости: априорные, уточненные и модельные

Полученные результаты указывают на необходимость введения следующих усовершенствований в технологию, которые были ранее [1]:

1) Ввести два этапа уточнения. На первом этапе уточняются нулевые времена и поправки. Для этого уточнение параметров ведется по точкам, близким к ПВ (например, по ближайшим 5 или 6 точкам). На втором этапе в процесс решения включаются все точки и уточняются все параметры.

2) После каждой итерации ввести локальную аппроксимацию скоростей и других параметров с учетом их гладкости и погрешности.

В целом первый шаг создания технологии сделан в правильном направлении. Наличие графики позволяет анализировать полученные результаты.

Литература

1. *Кочнев В.А.* Адаптивные методы интерпретации сейсмических данных. Н.: Наука, 1988. 152 с.

2. *Wiggins R., Larner K., Wisecup R.* Residual Statics Estimation as a General Linear Inverse Problem // Geophysics. 1976. Vol. 41. № 5. P. 922 - 938.

****

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН

Нусипов Ергали -

Институт сейсмологии МОН РК, Алматы, Республика Казахстан

Безопасность и защита населения и промышленных объектов от разрушительных землетрясений для Казахстана является не только важнейшей экологической проблемой, но социально-политической и экономической, так как свыше 30 процентов его территории считаются сейсмически активными. В этих регионах проживает около шести миллионов человек,

сосредоточено свыше 40 процентов промышленного потенциала страны, расположено более 400 городов и крупных населенных пунктов. Эти данные свидетельствуют о необходимости международного сотрудничества при прогнозировании землетрясений и оценке сейсмического риска в Республике Казахстан.

За последние сто лет в Казахстане произошло более десяти сильнейших землетрясений. Один только Алматы за эти годы испытал несколько сейсмических катастроф (Верненское землетрясение в 1887 году; Чиликское - в 1889-м и Кеминское - в 1911 году). Все большую обеспокоенность в настоящее время вызывает Восточный Казахстан, где проводится большой объем горных работ, а также изучается возможность техногенных землетрясений в зоне Каспия, где разрабатываются нефтяные месторождения.

Совместно с сейсмологами и геофизиками из России проводится с проект по изучению геодинамики Северного Тянь-Шаня - основного региона, подверженного разрушительным землетрясениям. Основной задачей этих исследований является возможность изучения развития и локализации очагов будущих землетрясений. Эти работы позволят скорректировать направления дальнейших научных исследований при оценках сейсмической опасности территорий и населенных пунктов, а также в области разработки методов прогноза землетрясения.

Прогноз землетрясений - это крупная научно-техническая проблема, разрешаемая лишь усилиями ученых нескольких сопредельных стран. К примеру, в прошлом году на территории российского Алтая произошло крупное землетрясение, которое сейсмологи России не смогли предсказать.

Сегодня ученые Казахстана научились делать среднесрочный прогноз (под ним понимается опережающий прогноз места и силы ожидаемого события сроком от одного месяца до года), достаточно обоснованный и оправданный. Все шире в последнее время при развитии методов среднесрочного прогноза сейсмологи Института сейсмологии НАН РК используют и дистанционные методы изучения - космические. В настоящее время планируется создание специальной сети приема сигналов со спутников (дистанционное зондирование), разрабатываются методы обработки данных зондирования. Широко используются методы спутникового позиционирования – GPS для изучения современных движений земной коры на территории Северного Тянь-Шаня. Изучаются закономерности изменения тепловых полей в этом регионе по космическим снимкам. Все данные обрабатываются совместно учеными Казахстана, России и Кыргызстана.

Итогом данных работ являются прогнозные карты землетрясений с опережением на год, и с корректировкой в течение месяцев до предполагаемого события. Показано, что на юге Казахстана, в окрестностях крупнейшей агломерации - города Алматы, расположенного в наиболее сейсмоопасном регионе, сильного землетрясения ожидать не следует.

****

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СВЯЗИ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА С ПОНИЖЕННЫМ ТЕПЛОВЫМ ПОТОКОМ

А.В. Овчаренко, В.А. Щапов **-** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В последние годы накоплена обширная инструментальная информация о слабой сейсмичности Южного и Среднего Урала [1, 2], а также выполнена картографическая сводка многолетних наблюдений теплового потока в скважинах [3, 4]. Совместный визуальный анализ этой информации средствами GIS - технологий показывает (рис. 1), что подавляющее большинство слабых сейсмических событий на Южном и Среднем Урале происходит в областях с пониженным (менее 40 мВт/м^2) тепловым потоком.

Поскольку традиционно считается, что сейсмическая активность повышена в областях с активным выносом тепла, например, в рифтовых и спрединговых зонах, то необходимо найти объяснение данной парадоксальной ситуации. При анализе влияния теплового потока на рассеянную слабую сейсмичность необходимо рассмотреть изменение физико-

маханических свойств среды в зависимости от химического состава и PT-условий. В работе [5] установлено, что кислые, основные и ультраосновные породы существенно по-разному изменяют свою упругую (хрупкую) и пластическую прочность в зависимости от температуры и давления (глубины очагов).

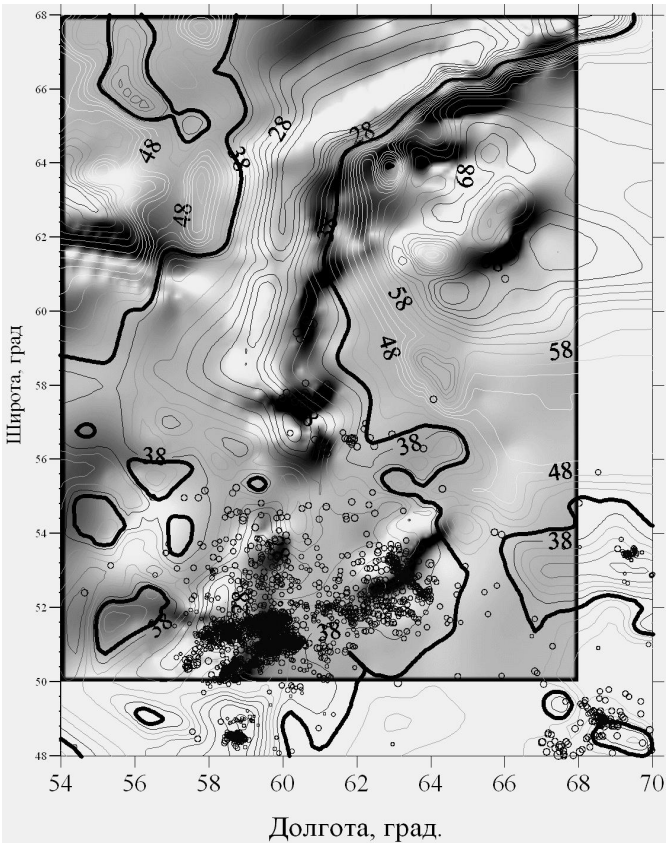


Рис. 1. Сопоставление слабых сейсмических событий M=1-3 периода 2002 - 2007 гг. [1] с аномалиями теплового потока [3, 4]. Полутоновая подложка – карта основности земной коры [2]

Лабораторные изучения критических деформаций на образцах [5] доказали, что переход от хрупкости к пластичности зависит от температуры и минерального состава и происходит при температуре (300 ± 50) °С для пород с доминированием кварца, а для пород, состоящих в основном из полевого шпата, при (400 - 650) °С.

Далее авторы [5] рассчитали возрастание температуры с увеличением глубины на основе измерений теплового потока, удельной теплогенерации и коэффициентов теплопроводности, применив уравнение одномерного стационарного кондуктивного переноса. Используя обширную сейсмологическую базу, авторы показали, что в диапазон температуры от 450° ± 50° до 275° ± 25 °С укладываются 99 % всех эпицентров землетрясений в Калифорнии (рис. 2).

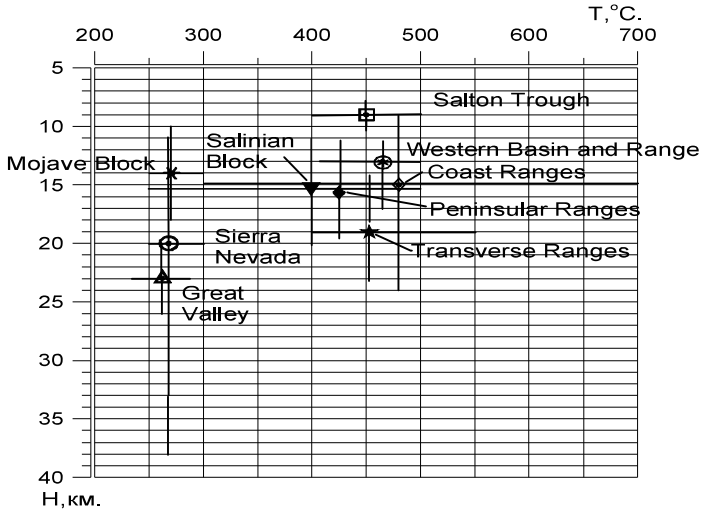


Рис. 2. Зависимость глубины землетрясений от PT-условий и вещественного состава (по: Bonner, Blackwell, 1998)

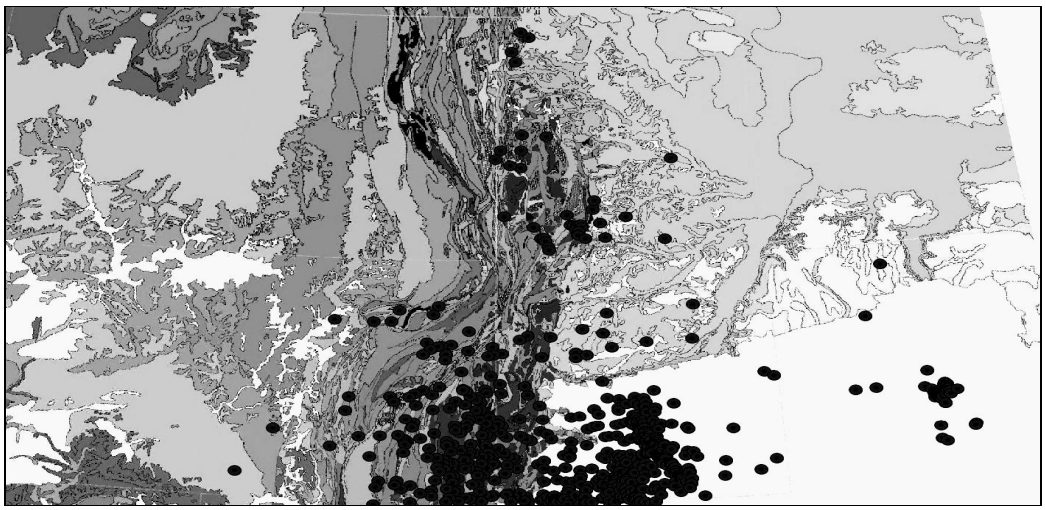


Рис. 3. Сопоставление геологической карты с гипоцентрами слабых сейсмических сигналов

Таким образом, следует ожидать, в области пониженного теплового потока Среднего и Южного Урала кислые породы являются более пластичными, чем средние, основные и ультраосновные. Рассматриваемые сейсмические события приурочены в основном к областям распространения основных эффузивных толщ девона-карбона, которые несут существенно меньшие по сравнению с кислыми породами, содержания урана, тория и калия – основных источников радиогенного тепла (рис. 3). Вероятно, следует считать, что уровень хрупких напряжений для областей развития кислых пород на Южном и Среднем Урале сдвинут в область несколько больших критических нагрузок, чем для областей развития пород с повышенной основностью. Одновременно с этим следует ожидать, что для областей развития именно кислых пород будут характерны сейсмические события повышенных энергетических классов. На рис. 3 дается сопоставление геологической карты поверхности с гипоцентрами слабых сейсмических событий.

Литература

1. *Михайлова Н.Н. Полешко Н.Н.* О механизмах очагов землетрясений // Вестник НЯЦ РК. Курчатов, 2005. Вып. 2 (22), с. 142 - 146.
2. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург / С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, В.И. Уткин и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.
3. *Щапов В.А.* Геотермические исследования Урала: Дис. ... док. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2006. 216 с.
4. *Голованова И.В.* Тепловое поле Южного Урала: Автореф. дисс. … док. физ.-мат. наук. ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта, РАН. М., 2003. 48 с.
5. *Bonner J.L., Blackwell D.D.* The Earths Thermal Field and related research methods // Proc. Int. conf. “The Earth’s thermal field and related research methods”. M., 1998, pp. 41 - 46.

****

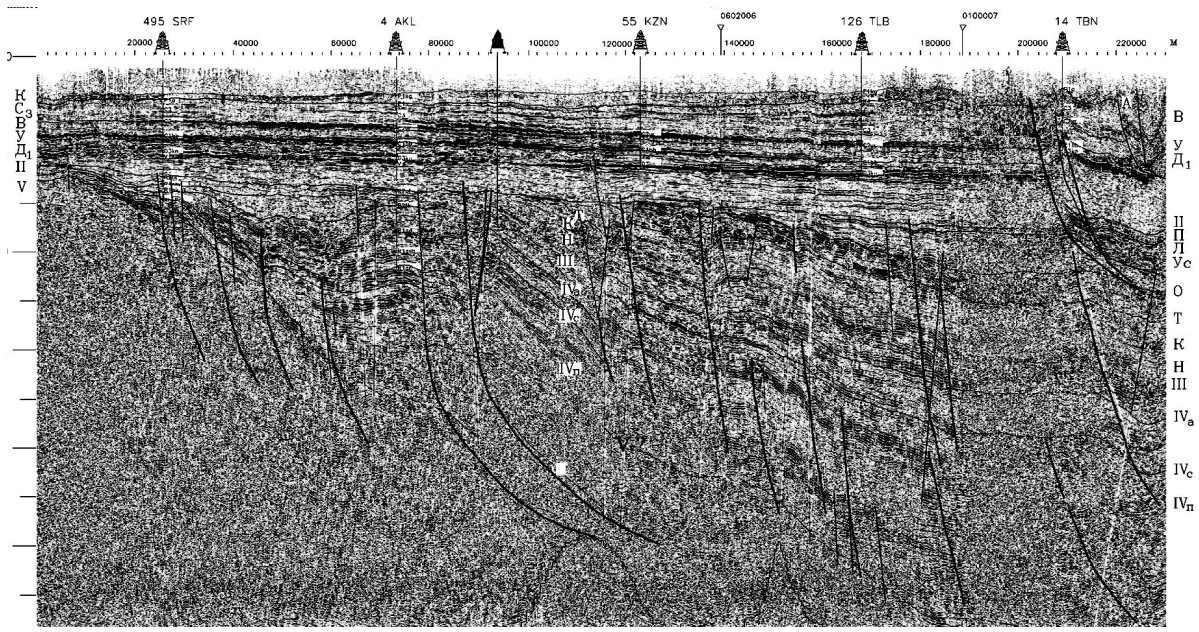
СТРОЕНИЕ ВЕНД - РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФУНДАМЕНТА НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО - ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.Н. Светлакова - Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Настоящая статья является результатом анализа временного разреза по одному из региональных сейсмических профилей, отработанных в ОАО Башнефтегеофизика. Сейсмический материал получен нами из геологических фондов, дана альтернативная интерпретация, несколько отличающаяся от оригинальной интерпретации авторов (Ардашева и др., 2004).

Поскольку на временных разрезах, даже при самой высокотехнологической обработке, существует некоторая неоднозначность, особенно при выделении разломов, альтернативный вариант необходим для выбора более достоверной и точной модели разреза. Мы изначально исходим из геологических представлений, изложенных в работах В.Н. Пучкова (Пучков, 2000), по вопросам строения Урала и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В этой модели строение всего Приуралья тесно связано со строением и геодинамикой складчатого Урала.

В начале 80-х годов В.Н. Николаевский (Николаевский, 1987), изучая проблему разрушения горных пород, установил следующее. В лабораторных условиях разрушение достигалось за счет больших тангенциальных напряжений (порядка 0,2 ГПа), которые равны полуразности вертикальной и горизонтальной составляющих давления. Горизонтальная составляющая давления нарастает с глубиной быстрее вертикальной, об этом свидетельствуют реальные замеры в скважинах и в шахтах. Поэтому в областях тектонического сжатия ось максимального сжатия с глубиной постепенно переходит от вертикального положения в горизонтальное: разломы становятся более пологими с увеличением глубины (рис. 1).



Подобные разломы впервые были описаны Э. Зюссом в 1909 году и названы листрическими (от греческого listron – совок, лопата) (Suess, 1909).

Еще в 1972 году И.Г. Бинкин и О.А. Шалаевская (Бинкин и др., 1972) показали, что дифрагированные волны при работах МОГТ также суммируются, как и обычные отраженные волны, и образуют систему коротких осей синфазности, начальные точки которых фиксируют плоскость разлома.

Профиль № 3 (рис. 1.) пересекает в широтном направлении юго-восточный склон Южно-Татарского свода, Благовещенскую впадину и Бельскую депрессию - часть Предуральского краевого прогиба.

Разрез осадочного чехла расчленяется на две крупные структурно-формационные системы: нижнюю - авлакогеновую, и верхнюю - плитную. Граница между ними проходит по отражающему горизонту II – основная межсистемная поверхность несогласия типа «кровельного среза» (Ардашева и др., 2004). На временных разрезах видно, как эта граница срезает и пенепленизирует сложно построенную, с поднятиями и впадинами, осадочную толщу рифейско-вендских отложений. Выше этой границы наблюдается спокойное залегание палеозойских осадочных образований, моноклинально погружающихся на восток. Но при всем кажущемся спокойствии все разломы, выделенные в авлакогеновой системе, передаются в плитную систему (например, пикет 11200 - Давлекановское месторождение).

Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов плитной системы выполнена с учетом ГИС, имеющихся здесь глубоких скважин. Профиль проходит вблизи параметрических скважин: 191 УРТ (Урустамакская), 1 МОР (Морозовская), 495 СРФ (Серафимовская), 547 ТРЦ (Троицкая), 4 АКЛ (Аслыкульская) (Ардашева и др., 2004).

Мы считаем, что все вертикальные от поверхности разломы с глубиной выполаживаются, и это согласуется с теорией. На временных разрезах профиля № 3 четко видны системы коротких осей синфазности, выстраивающихся кулисообразно-ступенчато в рифейско-вендких отложениях. При этом все эти разломы начинаются в палеозойских отложениях как субвертикальные (см. рис. 1).

Таким образом, с запада на восток мы выделяем Троицкий листрический разлом с выполаживанием на восток. Разлом ограничивает с запада Троицкий выступ фундамента, в своде которого пробурена скважина 495 Серафимовская с отметкой кровли фундамента минус 2672 м. Выступ наблюдается и по рифей-вендским отложениям. С востока он ограничен несколькими наклоненными сбросами. Далее на восток по рифей-вендским отложениям наблюдается Барангуловско-Ивановский двухкупольный выступ, отделенный от Троицкого впадиной до 4 км глубиной. По фундаменту впадина не отмечается, наблюдается сначала резкое моноклинальное его погружение, затем в пределах Барангуловско-Ивановского выступа отмечается терраса по фундаменту.

Отражение от фундамента хорошо прослеживается только на крутых склонах, по-видимому, в результате фокусировки энергии отраженной волны. В других случаях прослеживание отражения от фундамента очень затруднено чисто по физическим причинам: в кровле фундамента залегают рыхлые эродированные породы, обладающие сравнительно невысокими скоростями (от 5.6 до 6.0 км/с). Они экранируются более высокоскоростными породами нижнего рифея, которые претерпели уплотнение и метаморфизацию. Барангуловско-Ивановский выступ, а также каждый купол выступа ограничены с запада и с востока листрическими разломами с таким же выполаживанием.

Далее на восток отмечается резкое погружение фундамента и рифейских отложений, которое обрывается Кипчакским выступом по рифей-вендским отложениям, и он также имеет двухкупольное строение. По фундаменту отмечается терраса. Кипчакский выступ, особенно его западный купол, имеют четко выраженный взбросовый характер. Кипчакский выступ и оба его купола также ограничены листрическими разломами, которые осложнены обратными оперяющими разломами.

Ещё далее на восток рифейские отложения моноклинально погружаются на восток в Предуральский прогиб с постепенным наращиванием мощности. В районе скважины 14 TBN палеозойские, вендские и верхнерифейские отложения по пологим листрическим разломам надвинуты (взброшены) на запад. При этом отмечается несколько (до трех) плоскостей сбрасывателя, охватывающих от одного до нескольких сейсмостратиграфических комплексов.

Литература

Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. Региональные геофизические исследования Башкортостана // Первые Титмергазинские чтения. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Материалы конференции, Уфа. 20 - 21 ноября 2003 г. Уфа: Тау, 2004, с. 148 - 161.

Бинкин И.Г., Шалаевская О.А. Суммирование дифрагированных волн в методе ОГТ // Разведочная геофизика, 1972. Вып. 54, с. 15 - 21.

Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа, 1987. № 7, с. 54 - 60.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Suess E. THE FACE OF THE EARTH. Oxford, 1909 - 1914. V. 1Y

****

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ КОНТРОЛЯ ЗА РАЗРАБОТКОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, Н.И. Начапкин -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Применительно к задачам исследований скважин на месторождениях углеводородов физический смысл использования того или иного информативного параметра данного метода и последующая интерпретация результатов измерений на качественном уровне сводятся к следующему.

1. Наличие амплитудных аномалий в диапазоне частот 100-500 Гц (параметры H1 и Z1) характеризует движение флюида в вертикальном или горизонтальном направлениях, а также динамическую активность осадочной толщи пород.

2. Превышение величины отношения Nh = H2/H1 (Nz = Z2/Z1) уровня 0.8 указывает на наличие нефти за обсадной колонной с газовым фактором от 15 до 50 м^3 /т и более.

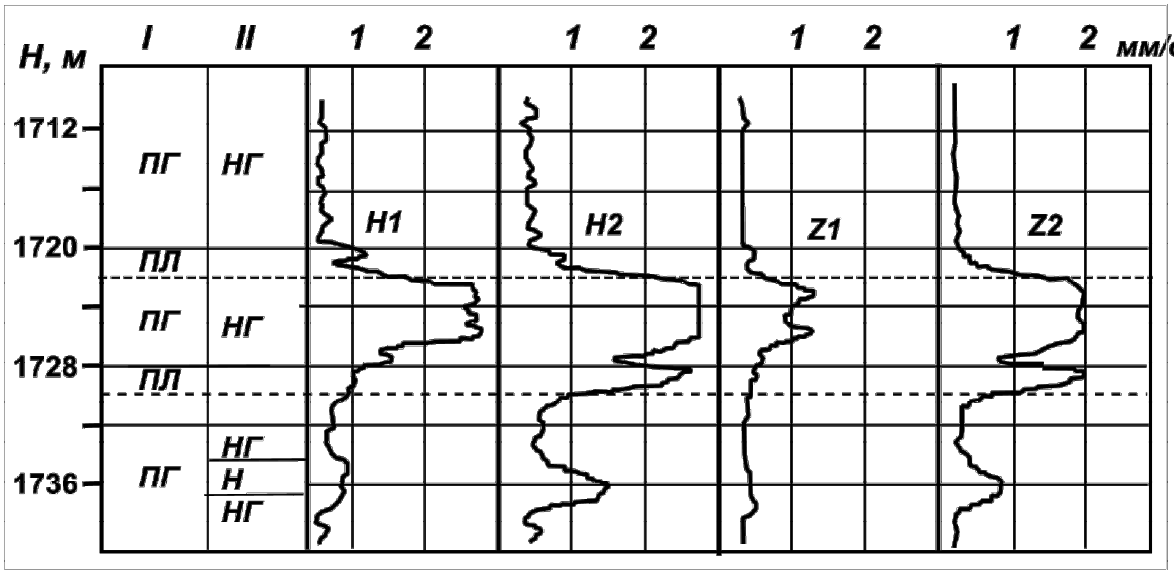


Рис. 1. Диаграммы распределения измеренных параметров геоакустических сигналов. I– литологическая характеристика: ПГ - песчаник глинистый, ПЛ–плотные породы; II - характер насыщенности пластов: НГ - нефтегазонасыщенный, Н - нефтенасыщенный

В качестве примера приведем результаты исследования в интервале продуктивного пласта ПК19-20 на Барсуковском нефтяном месторождении скв. 3110, куст 43-А. На рис. 1 приведены литологическая характеристика исследуемого интервала (колонка I) и характер насыщенности пластов-коллекторов, определенный по стандартному комплексу ГИС 03.08.90. года. Фактически нефтегазонасыщенный интервал выделяется интенсивными аномалия-

ми параметров акустических сигналов. Этот интервал ограничен кровлей и подошвой плотных пород, представлен глинистым песчаником и по параметрам метода соответствует движению нефти с газовым фактором.

Возможности метода по выделению газонасыщенных пластов - коллекторов в интервале 700-900 м и нефтенасыщенного-в интервале 2000-2650 м показаны на рис. 2.

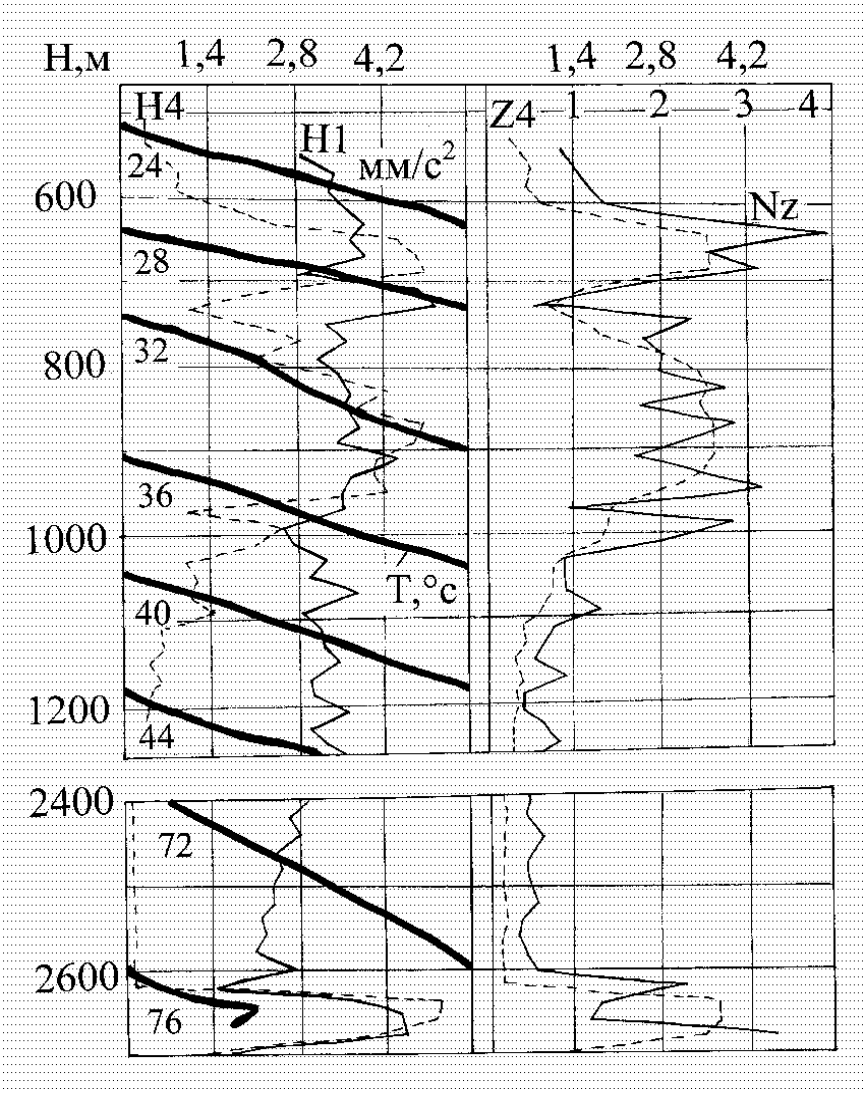


Рис. 2. Пример выделения газонасыщенного и нефтенасыщенного пластов-коллекторов по параметрам геоакустических сигналов (Барсуковское нефтяное месторождении, ЯНАО). Термограмма- данные НГДУ Барсуков-нефть

Исследование геоакустических сигналов в Ен-Яхинской скважине СГ-7 выполнялись в интервалах глубин 300-6040 м при спуске скважинного прибора с шагом 20 м. С учетом высоких давлений и температур для измерений изготовлен специальный скважинный прибор для аппаратуры BN4008. Датчики с электронной схемой были помещены в сосуд Дюара, что позволило осуществить запись акустических сигналов при температуре до 156 ^{o}C. Охранный кожух скважинного прибора был изготовлен из прочного титанового сплава. Распределение амплитудного уровня акустических сигналов в исследованном интервале с горизонтальных (параметры H1 и H2) датчиков-акселерометров показано на рис. 3.

Как видно, параметры сигналов в разной степени дифференцированы и характеризуются аномалиями, в 3-5 раз превышающими их минимальный уровень. Выделенные интервалы детальных исследований (а и б на рис. 3) представляют динамически пассивные породы с отсутствием движения газа и газожидкостной смеси в верхней части разреза и динамически активные зоны коллекторов в нижней части исследованного разреза.

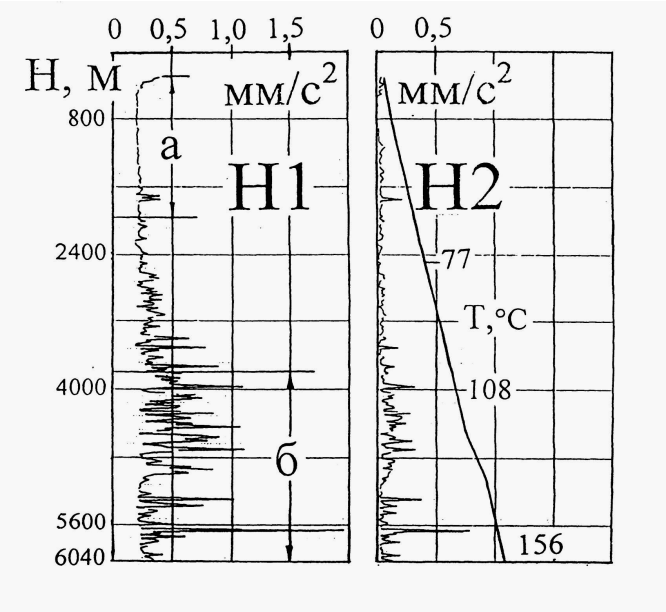


Рис. 3. Диаграммы результирующих геоакустических сигналов H1, H2 с горизонтальных датчиков в полосах частот 0.1-0.5 кГц и 0.5-5.0 кГц, соответственно. Измерения температуры выполнены ФГУП «Недра»

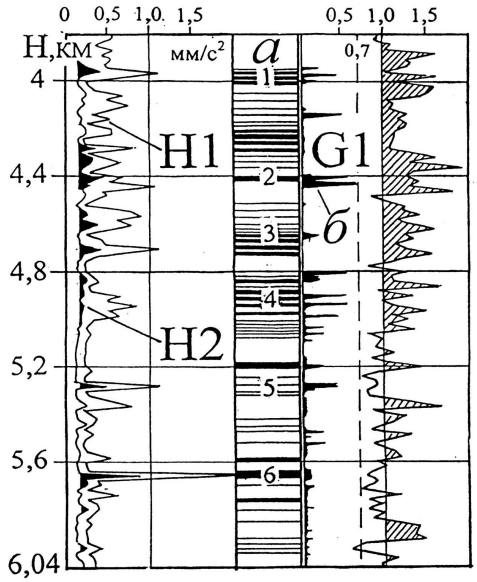


Рис. 4. Зоны активных процессов флюидогазодинамики по данным ГАШ. H1, H2– диаграммы сигналов с горизонтальных датчиков, G1–расчетный параметр ГАШ, равный отношению Z1/H1 в полосе частот 0.-0.5 кГц. а - интервалы коллекторов 1-6, б–аномальные проявления суммарного газа-данные Тюменской ГРЭ СГБ ФГУП «Недра»

Рассмотрим более детально результаты исследований сигналов в интервале коллекторов (рис. 4). Для удобства анализа данных выделим в интервале коллекторов 6 пачек, которые в разной степени выделяются по параметрам H1 и H2, и характеризуются аномальным проявлением суммарного газа (рис. 4, колонка б). Пачки коллекторов выделяются аномальными значениями параметров H1 (100-500 Гц) и H2 (500-5000 Гц), что указывает на состав (газожидкостная смесь) и наличие движения флюида (газа) по пластам. Внутри пачки наблюдаются вертикальные межпластовые (заколонные) перетоки. Здесь величина параметра G1 = Z1/H1 превышает единицу и достигает значения 1.5, то есть сигналы с вертикального датчика больше, чем с горизонтальных.

Исследования позволили сделать следующие выводы:

- в нижней части исследованного разреза (6040-5000 м) отмечается очень слабое заколонное движение газа и газожидкостной смеси;
- в интервале глубин 5000-2000 м наблюдается интенсивный заколонный переток газа и газожидкостной смеси;
- в верхней части разреза (2000-300 м) заколонный переток газа и газожидкостной смеси уменьшается и в интервале 1300-500 м отсутствует полностью, что свидетельствует о высоком качестве выполненных работ по предотвращению заколонных перетоков газа.

Созданный и используемый в настоящее время аппаратурно-программный комплекс с методическим обеспечением исследований позволяет включить трехкомпонентный геоакустический каротаж в состав стандартных методов ГИС.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 05-05-65177.

****

ПОВЫШЕНИЕ ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА ПОЛУОСТРОВОВ СРЕДНИЙ - РЫБАЧИЙ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОГТ, ГСЗ, МРС

Н.В. Шаров[1], Э.В. Исанина[2], Н.А. Крупнова[2], В.И. Пожиленко[3], В.М. Ступак[4] -
[1] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск
[2] ФГУГП «Урангео» СЗФ «Невскгеология», Санкт - Петербург
[3] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты
[4] ПСМО «Спецгеофизика», Санкт - Петербург

Единой технологии непрерывного изучения геологического разреза литосферы с заданной точностью и достоверностью каким-либо одним сейсмическим методом в настоящее время не существует не только в России, но и за рубежом. Попытки «углубить» наиболее элитарные методики типа МОГТ в силу технических, а главное экономических причин не представляются реальными в широком масштабе, по крайней мере, в ближайшие годы. В сложившийся обстановке необходимо все-таки определить некий оптимум между технологическими, экономическими и геологическими показателями, позволяющий преодолеть ограничения экстремальных подходов. Наиболее целесообразным представляется совмещение технологий ОГТ - МРС - ГСЗ. Следует подчеркнуть, что физическая основа ГСЗ, МРС и ОГТ одна и та же, поэтому рассуждения о принципиальных различиях методов - неуместны.

Основная идея статьи состоит в совместной интерпретации сейсмических данных, полученных тремя методами: ОГТ, ГСЗ и МРС. Каждый из этих методов имеет как свои преимущества, так и недостатки, основанные на природе, физических характеристиках используемых типов волн.

ОГТ наиболее распространенный метод сейсмических исследований, основанный на определении отражающих характеристик среды и использующий, соответственно, отраженные волны. Самый распространенный сейсмический метод, безусловно доказавший свою состоятельность, особенно эффективен при восстановлении структур с явно выраженными квази-горизонтальными границами, в первую очередь в осадочном чехле. ОГТ позволяет получить высокоразрешенный как по горизонтали, так и по вертикали разрез до кровли фундамента. В средах, не содержащих контрастных отражающих горизонтов и имеющих крутые углы наклонов границ или тектонических нарушений, возможности метода значительно снижаются. Например, при исследовании кристаллического фундамента Балтийского щита ОГТ в лучшем случае позволяет выделить только кровлю и подошву фундамента, местами - границу Мохо и, возможно, границу между верхней и нижней корой.

ГСЗ оперирует, главным образом, с преломленными и закритическими отраженными волнами, и одним из его главных плюсов является возможность восстановления не только протяженных, ярко выраженных преломляющих границ, но и неоднородностей с плавными изменениями скоростных параметров. Другое важное преимущество ГСЗ - глубинность исследований, значительно превышающая возможности ОГТ. Суммарно ГСЗ позволяет получить достаточно дифференцированный разрез земной коры и верхней мантии. В тоже время необходимо отметить, что разрешенность метода, особенно для верхней части разреза (осадочного слоя), резко уступает работам ОГТ.

МРС базируется на использовании волн от разноудаленных сейсмических источников (землетрясений, взрывов) с целью построения разреза среды под точками приема от землетрясений и все типы волн (отраженные, преломленные, обменные, продольные и поперечные) от взрывов. МРС в основном регистрирует преломленные продольные и обменные волны и позволяет восстановить характеристики обменоспособности среды - свойства среды конвертировать продольные волны в поперечные. Данный параметр практически не изу-

чается в ОГТ, ГСЗ и представляет собой дополнительную информацию для геологических и геодинамических построений. МРС также характеризуется максимальной глубинностью исследований среди всех трех методов и, соответственно, разрешенностью, зависящей от типа источников.

Как видно из данного обзора, вышеперечисленные методы не противоречат, а удачно дополняют друг друга. Идея их совместной интерпретации состоит в том, что недостатки одного метода могут быть частично устранены за счет преимуществ другого, что в конечном итоге позволить получить более достоверную геологическую модель исследуемого региона. Реализация данного подхода должна состоять в итерационном построении непротиворечивой модели по данным всех методов в направлении от менее разрешенных построений к более разрешенным или от менее глубинных к более глубинным. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях (ГСЗ - МРС - ОГТ) позволяет проводить комплексную интерпретацию преломлено-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. Новый этап интерпретации материалов связан также с переходом к трехмерному изучению среды методом сейсмической томографии.

В 1988 - 1997 гг. СЗФ «Невскгеология» выполнены исследования МОВЗ - МРС (метод обменных волн от землетрясений - метод разведочной сейсмологии) на территории Печенгского района Мурманской области (рис. 1). Проведены профильно-площадные исследования масштабов от 1:50000 до 1:500000. При работах этим методом помимо регистрации сейсмических волн от землетрясений регистрируются сигналы искусственных сейсмических источников возбуждения (взрывы в скважинах, шахтах и карьерах, сигналы пневмоизлучателя из акватории). В 1995 г. одновременно с проведением работ МРС на профиле III (Приречный-Лиинахамари) выполнялась регистрация сигналов пневмоизлучателей из акватории Баренцева моря (профиль АР - 1).

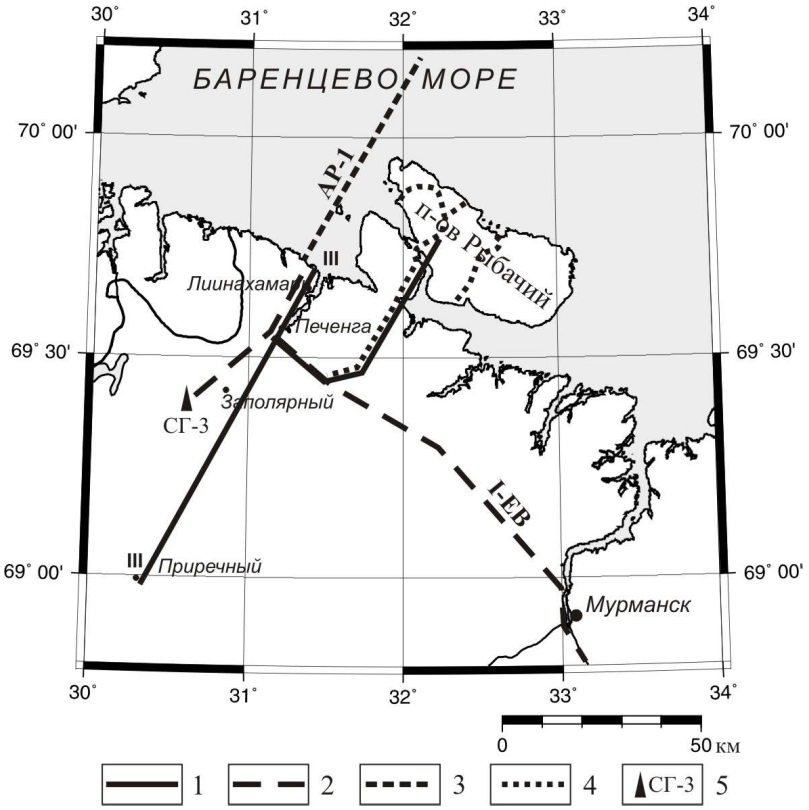


Рис. 1. Изученность северо-запада Кольского полуострова сейсмическими методами: 1 - профили МОВЗ, выполненные СЗФ «Невскгеология»; 2 - северный участок геотраверса 1 - ЕВ; 3 - опорный профиль АР - 1; 4 - профили ОГТ на п-ове Рыбачий; 5 - положение скважины СГ-3

Выполненные работы ФГУГНПП Спецгеофизика методом ОГТ (рис. 1) на полуостровах Средний и Рыбачий позволили получить представление о весьма сложной структуре верхней части земной коры. В результате были построены сейсмогеологические разрезы до глубин 14 - 16 км. Геологическая интерпретация МОГТ вряд ли могла быть однозначной в связи с неоднозначностью трактовки стратиграфической последовательности свит и серий терригенных пород рифея, выделенных на полуостровах Средний и Рыбачий, между собой, а также с образованиями сопредельных рифейских структур.

Предположения о значительной мощности раннерифейских отложений на полуострове Средний (5 - 6 км) не оправдались. Скважина, пробуренная на полуострове Средний (Пограничная), вскрыла на глубине 1200 м кристаллические породы фундамента. Такое существенное несоответствие объясняется, скорее всего, ошибкой в определении скоростных параметров и геологической интерпретации разреза. Конечно, в столь сложнопостроенной среде, каковой является участок земной коры полуостровов Средний-Рыбачий, осуществлять закладку параметрической глубокой скважины по профилю, выполненному единственным геофизическим методом ОГТ, было весьма опрометчиво.

При сопоставлении северной части разреза МОВЗ по профилю Печенга - Рыбачий, где хорошо прослежена в обменных волнах граница с глубиной 2.2 - 2.7 км, с разрезом по профилю «суша - море» можно предположить, что на юге полуострова Рыбачий мощность рифейских отложений (кровля кристаллического фундамента) находится на глубине 2.2 - 2.7 км.

Для корреляции геолого-структурных построений необходимо выполнить детальные сейсмические работы МРС на полуостровах Средний и Рыбачий с целью построения объемной сейсмотомографической модели региона.

Работа выполнена по проекту РФФИ 05-08-01340.

****

Семинар «ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ»

СОПРЯЖЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОЙ И ВОСТОЧНО - УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОН (ГЕОПОЛЯ И МИНЕРАГЕНИЯ)

С.В. Бушарина, А.М. Виноградов - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

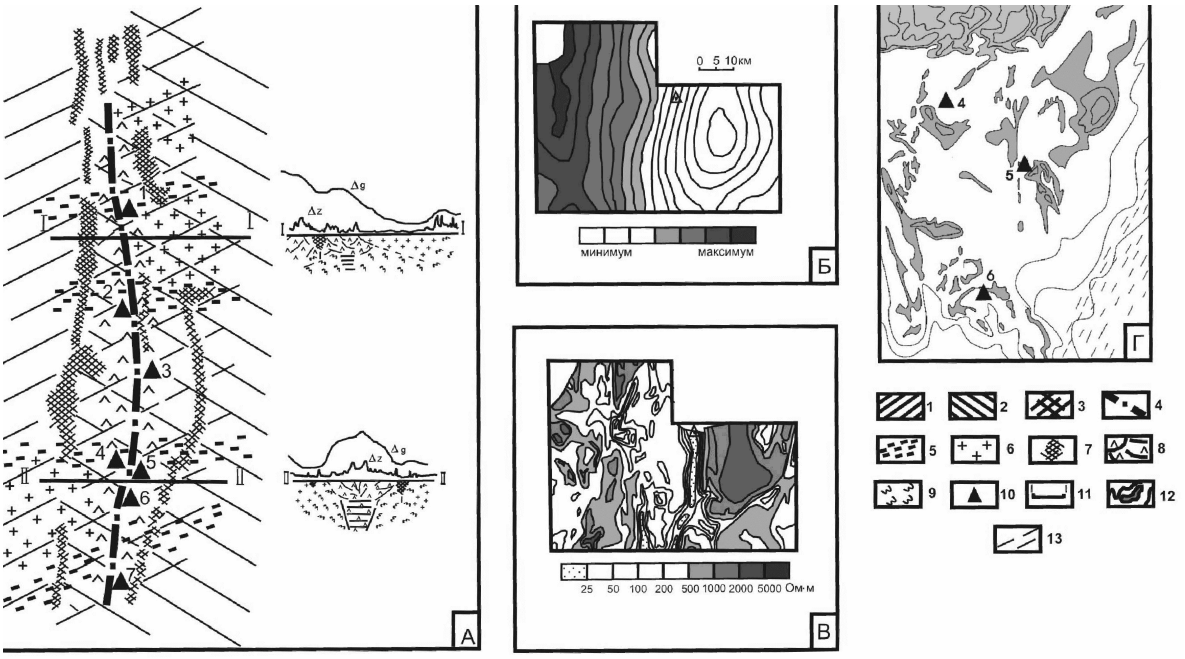
Сопряжение Магнитогорской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазон отчетливо прослеживается в распределении литофизических неоднородностей, отражаемых в геополях (гравитационных, магнитных, электрических и геохимических). От границ с Казахстаном до широты г. Магнитогорска (400 км) оно фиксируется гравитационной ступенью, обозначая смену в интервале глубин 7 – 15 км, плотных базитовых (2.80 ± 0.10 г/см^2) образований на западе на менее плотные метаморфические (2.67 ± 0.10 г/см^2) образования на востоке. При этом на фоне ступени отчетливо коррелируются две полосы относительных понижений полей силы тяжести, которые связаны с системой грабеновых структур, выполненных нижнее-каменоугольными отложениями (2.65 ± 0.05 г/см^2) вдоль Джусино-Акжарского и Джарлинского региональных разломов. Полоса повышенных полей между ними трассирует пояс вулканно-плутонических комплексов вдоль Теренсайского глубинного разлома [1]. Осложняют, а порой прерывают эти полосы, интенсивные понижения поля силы тяжести, заходящие с востока и связанные с позднепалеозойскими гранитоидными (2.60 ± 0.05 г/см^2) массивами [2]. Таким образом, соотношения составляющих полей силы тяжести уверенно согласуются с составом и пространственным положением основных литоплотностных неоднородностей и раскрывают относительный возраст этих образований (рис. 1, А).

В меньшей степени с отмеченными выше литотипами территории связаны магнитные поля. Области относительно пониженных значений характерны здесь для гранитоидных позднепалеозойских образований и осадочных отложений в грабеновых структурах. Наиболее интенсивные аномалии отвечают вытянутым вдоль разрывных нарушений интрузиям гипербазитов. Над вулканно-плутоническими комплексами наблюдается разнообразная сложная мозаика знакопеременных полей, порой фиксирующая центры и кальдерные зоны отдельных палеовулканических построек (рис. 1, Г). Наиболее разнообразно построены магнитные поля древних метаморфических образований, корреляция которых с их составом и структурой трудно распознаваема.

Территория в свое время была закрыта равномерной (4х1 км) сетью ВЭЗ с разносами АВ до 4 км. Примечательны данные по электрическим сопротивлениям каменоугольных осадочных отложений. Так между Адамовским и Суундукским гранитоидными массивами и параллельно им выявлены полосы с необычно низкими значениями электрических сопротивлений, связанные с графитизацией пород (рис. 1, В). Каждый из главных литофизических комлексов имеет характерную для него минерагеническую специализацию. Область их сопряжения носит переходный характер с наложенными минерагеническими характеристиками. В свете обозначенного описываются традиционные для Урала колчеданные месторождений [3] и нетрадиционные - месторождения токодисперсного золота [4, 5].

Теренсайская рудоносная зона (рис. 1, А), в пределах сопряжения объединяет, Джусинское, Барсучий лог, Зимнее, Летнее, Осеннее, Левобережное, Весеннее-Аралчинское колчеданные месторождения. Каждый из объектов своеобразен. Объединяет месторождения их расположение в пределах центральной аномальной полосы. Вдоль неё по геофизическим данным выделен набор рудовмещающих структур – рудные зоны, рудные узлы и рудно-вулканические центры, известные и прогнозные рудные поля. Все перечисленные месторождения выявлены при проверке геофизических аномалий [3, 6].

В геологической истории рассматриваемого региона выделяется несколько ключевых событий, определивших формирование здесь, так называемого, нетрадиционного типа проявлений тонкодисперсного золота [5].



Во-первых – это образование в позднем карбоне полос графитизации в результате процессов регионального метаморфизма. Во-вторых – заложение в позднем палеозое гранитоидных массивов и, наконец, процессы гипергенеза, определившие формирование в триасе кор выветривания. Продукты этих явлений пространственно откартированы по геофизическим данным. Перечисленные данные увязаны в возможную схему формирования проявлений тонкодисперсного золота и позволяют наметить критерии прогнозирования и поисков перспективных структур. Это сделано на основе теоретических разработок в области электрохимии магматических и метаморфических процессов, ведущий фактор при этом имеют палеоэлектрические поля [7]. Так внедрение в позднем палеозое гранитоидных массивов явилось грандиозным источником тепловой и электрохимической энергии. Грабенообразные структуры с высоко-проводящими графитистыми образованиями, контактирующие с формирующимися гранитоидными массивами, определили наличие в пределах сопряжения мегазон длительно функционирующие (порядка 30 - 50 млн лет) природные электрические цепи. Естественные электрические потоки, протекавшие в графитизированных породах формировали направление миграции заряженных компонентов подземных вод и, в частности, находившегося в растворенном виде золота, основным источником которого могли служить, например, интрузии

гипербазитов. Заряженные частицы золота, с одной стороны, постепенно скапливались на локальных непроводящих неоднородностях (природных конденсаторах), которыми осложнена природная электрическая цепь, с другой стороны – осаждались в электродных областях. По мере наложения экзогенных электрохимических процессов, частицы золота из участков с аномальной концентрацией перемещались в кору выветривания, а в профиле коры выветривания формировались зоны вторичного обогащения, достигающие промышленного уровня. Таким образом, определились геофизические критерии выявления участков локализации оруденения, которые в сочетании с данными литохимии положены в основу макета карты прогнозов выявления месторождений тонкодисперсного золота в Айдырлинском рудном районе сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Литература

1. *Виноградов А.М., Ярош А.Я.* Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры // Разведочная геофизика. Вып. 83. Свердловск, 1972, с. 8 - 25. (Труды Свердловского горного ин-та).
2. *Виноградов А.М.* Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Советская геология, 1971. № 11, с. 135 - 138.
3. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.
4. *Виноградов А.М., Бушарина С.В., Коровин А.П., Любченко Ю.В.* Положение Кировской группы золоторудных проявлений в геополях и структурах сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон // Тезисы докладов Всеуральского металлогенического совещания. Екатеринбург, 2000, с. 38 - 40.
5. *Баранников А. Г., Бушарина С. В., Виноградов А. М.* Кировское месторождение – новый тип золотого оруденение на Южном Урале // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер. Геология и геофизика, 2002. Вып. 15, с. 83 - 90.
6. Первооткрыватели отечественных месторождений // Отечественная геология, 2002. № 5-6, с. 63 - 92.
7. *Хайретдинов И.А.* Основы электрогеохимии магматических и метаморфических процессов М.: Наука, 1990. 220 с.

****

ТЕХНОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ ПРИ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ

С.Г. Бычков - Горный институт УрО РАН, Пермь

Одним из основных факторов, сдерживающих решение задачи вычисления аномалий силы тяжести с истинной плотностью промежуточного слоя, является ограниченный объем информации о физических свойствах верхней части разреза. Поскольку аппроксимация промежуточного слоя однородной плоскопараллельной горизонтальной пластиной не отвечает геологическим условиям, а построение детальной геолого-плотностной модели верхней части разреза с необходимой точностью невозможно, нам представляется, что следует отказаться от введения данной поправки, оставив ее только для создания государственных гравиметрических карт, а при интерпретации аномалий процедуру учета влияния ВЧР включать в процесс решения обратной задачи [1]. В качестве априорной информации о плотностях пород верхней части разреза необходимо использовать плотности, полученные по геологическим и другим геофизическим данным, корректируя их в процессе интерпретации. Исходными гравиметрическими данными могут являться значения аномалий Буге, вычисленные при постоянной (средней для изучаемой площади) плотности промежуточного слоя, а переменную плотность вычислять как аномальную относительно средней.

Рассмотрим пример такой интерпретации на одной из площадей гравиметрической съемки, выполненной на востоке Пермского края, к югу от известного нефтяного месторождения, на котором одна из залежей связана с нижнепермскими карбонатами.

Сейсморазведочные работы 2D проводились здесь в 1982 – 1983 гг. по редкой сети профилей, структурно-поисковые и разведочные скважины по площади расположены весьма неравномерно, в некоторых скважинах имеется сейсмокаротаж и микросейсмокаротаж, выполненный для изучения зоны малых скоростей при проведении сейсморазведочных работ.

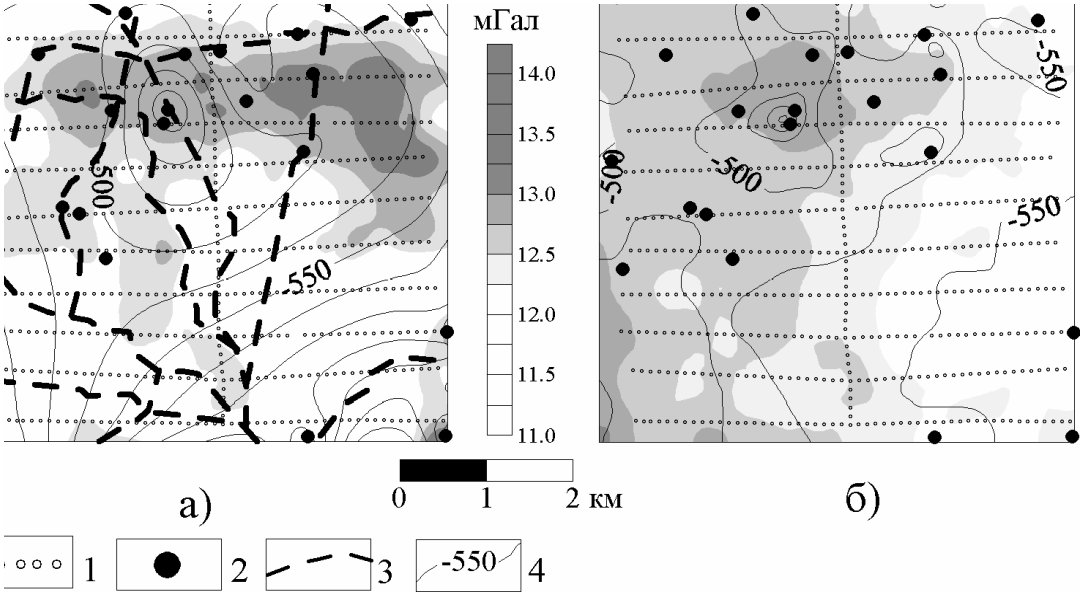
Площадные гравиметрические работы масштаба 1:25000 проведены в 2002 году по сети 500x100 м гравиметрами Autograv CG-3M (SCINTREX) с привязкой пунктов наблюдений системой GPS Trimble 4700. Погрешность определения значений аномалии силы тяжести, включающая погрешности определения наблюденных значений силы тяжести, планового положения, высот пунктов наблюдения и вычисления поправок за влияние рельефа составила - ± 0.042 мГал. Полученная карта аномалий силы тяжести в редукции Буге при постоянной плотности промежуточного слоя 2.40 г/см^3 приведена на рис. 1а. В результате интерпретации гравиметрических данных выявлены аномалии силы тяжести, отождествляемые с нижнепермскими рифами, и рекомендовано провести их детализацию площадной сейсморазведкой с целью определения конкретных точек для постановки бурения. Сейсморазведочные работы 3D проведены здесь в 2004 г.

Как видно из анализа гравитационного поля (рис. 1а), отмечается слабое соответствие положительных аномалий силы тяжести имеющимся сейсмическим и скважинным данным о расположении нижнепермских рифов. Интенсивная положительная аномалия в северной части площади имеет субширотное простирание и, хотя в целом совпадает с искомым объектом, на вершине рифа имеется относительное понижение поля. Более интенсивные положительные аномалии находятся западнее и восточнее.

Интерпретация гравиметрических материалов с целью подавления влияния неоднородностей верхней части разреза проводилось в следующей последовательности:

1. По гравиметрическим данным, используя известный метод Неттлетона [2], определена средняя плотность промежуточного слоя на данной площади, составляющая примерно 2.40 г/см^3. Относительно этой плотности производились дальнейшие вычисления.
2. По имеющейся структурной карте отражающего горизонта Ak, приуроченного к кровле карбонатных отложений артинского яруса, решена прямая задача, и полученный эффект вычтен из исходного гравитационного поля в редукции Буге при постоянной плотности промежуточного слоя.
3. Используя скорости продольных волн, определенные по сейсмокаротажным данным, путем пересчета по существующим эмпирическим зависимостям [2] вычислены плотности пород ВЧР. Полученное поле и плотности пород явились исходными данными для решения линейной обратной задачи гравиметрии относительно плотности промежуточного слоя.
4. Линейная обратная задача решалась путем подбора плотности в слое, ограниченном сверху рельефом местности, снизу – уровнем моря. Аппроксимация слоя осуществлена набором прямоугольных параллелепипедов. Подбор осуществлялся в точках, расположенных на поверхности земли, методом локальных поправок [3].
5. Используя вычисленные плотности, решена прямая задача для слоя переменной мощности и плотности. Очевидно, что при таком подходе уточняется и поправка за влияние рельефа в ближней зоне (в пределах площади съемки), ранее вычисленная с постоянной плотностью. Полученный эффект вычтен из аномалий силы тяжести при постоянной плотности промежуточного слоя 2.40 г/см^3. Результирующая карта представлена на рис. 1б и совмещена с картой изогипс карбонатных отложений артинского яруса, построенной в 2004 г. по данным сейсморазведки 3D.

Как видно из сопоставления карт аномалий Буге, вычисленных при постоянной и переменной плотностях промежуточного слоя, изменения конфигурации изолиний поля



весьма существенны. Область положительных аномалий теперь находится на западе площади и соответствует общему подъему кровли карбонатов, местоположение наиболее интенсивной положительной гравитационной аномалии соответствует нижнепермскому рифу, конфигурация которого существенно изменилась по данным сейсморазведки 3D, восточнее основного рифа выделяются малоамплитудные аномалии гравитационного поля, соответствующие рифам небольшой амплитуды.

Таким образом, задача учета влияния плотностных и структурных неоднородностей верхней части разреза может быть в той или иной степени решена при наличии априорной информации. Использование плотности пород, полученных по геологическим и другим геофизическим данным, и корректировка их в процессе интерпретации позволяет успешно решать поставленную задачу. Учет влияния плотностных и структурных неоднородностей верхней части разреза следует рассматривать как поправку в аномалии Буге за переменную плотность промежуточного слоя, аналогичную поправке за влияние рельефа.

Литература

1. *Бычков С.Г.* Определение поправок за влияние верхней части разреза при гравиметрических исследованиях на нефть и газ // Геофизика, 2007. №1, с. 56 - 58.

2. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.

3. *Пруткин И.Л.* О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Физика Земли, 1986. № 1, с. 67 - 77.

****

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В НЕФТЕНАСЫЩЕННОМ ПЛАСТЕ МЕТОДОМ СИНГУЛЯРНОГО РАЗЛОЖЕНИЯ

Г.В. Иголкина, В.В. Дрягин, А.В. Яцун, Д.Б. Иванов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Использование статистических характеристик сейсмоакустической эмиссии (САЭ) залежи углеводородов, вызванной воздействием на нее энергией упругих колебаний большой

мощности, лежит в основе метода поиска месторождений нефти и успешного их применения на практике.

Сейсмоакустическая эмиссия нефтяного пласта несет информацию о вещественном составе насыщающего его флюида. Спектральная плотность энергии однозначно связана с наличием в пласте углеводородов. В статистическом определении она связана с их количеством, фазовым состоянием и соотношением с количеством воды в поровом пространстве пласта (рис. 1) [1, 2].

Однако проявление энергии вызванной акустической эмиссии носит динамический характер, изменяющийся во времени и отражающий переходные процессы в нефтяном пласте под действием возмущающих факторов, каковыми являются виброволновое и акустическое воздействие. Поэтому, применение только спектрального анализа сигналов акустической эмиссии не достаточно для отображения переходного процесса при нарушении баланса сил, действующих на границе раздела жидкостей в поровом пространстве [3].

Поиск системы количественного анализа динамических процессов, происходящих в насыщенной пористой среде при акустическом воздействии на нее, показал возможность ис-

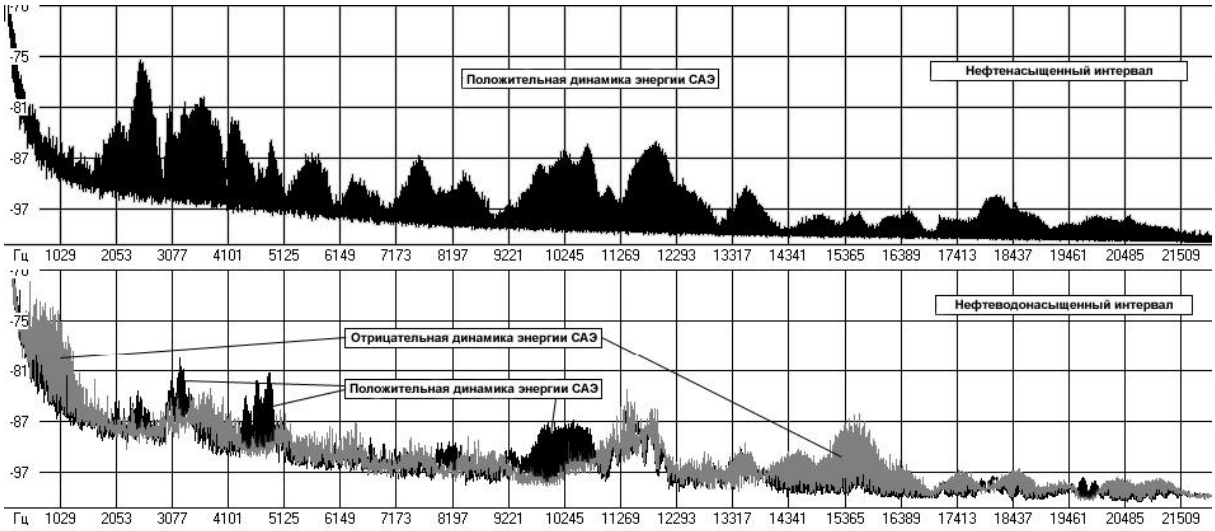


Рис. 1. Спектры сигналов САЭ до и после акустического воздействия в нефтенасыщенном и в нефте-водонасыщенном интервалах

пользования свойств фрактального броуновского движения для анализа временного ряда сигнала сейсмоакустической энергии и сопоставления их со структурой и свойствами порового пространства.

Фрактальные свойства сигналов САЭ, как фоновые до воздействия, так и после воздействия, оказались достаточно четко выраженными в результате вычисления автокорреляционной функции приращений сигнала во времени. Вызванная сейсмоакустическая эмиссия во времени соответствует непрерывному гауссовскому процессу: $X = (X_t)_{t>0}$, обладающему свойствами фрактального броуновского движения с показателем Харста (H) и дисперсией $DX_t = t^{2H}$ $0 < H < 1$.

Изменение индекса Харста, вычисленного по сигналу САЭ до и после акустического воздействия, показало его связь с изменением структуры насыщенного порового пространства, которая связана с изменением фазового равновесия системы: вода - нефть - газ.

В качестве критерия связывающего динамику сигнала САЭ во время воздействия на нефте - газовую залежь предлагается использовать индекс Харста и его изменение, которое отражает направление процесса изменения фильтрационно-емкостных свойств насыщенной пористой среды. После акустического воздействия значения индекса Харста в этой точке продуктивного пласта изменились на 30 %. Очевидно эти изменения связаны с изменением

структуры порового пространства в отношении баланса жидкой и газовой фазы после воздействия.

Прослеживание этих изменений производилось путем регистрации сигнала САЭ во время исследований скважины стандартными методами ГИС при решении задачи: состав – приток при депрессии на пласт. Одновременно с этими исследованиями проводилось акустическое воздействие на выбранный интервал перфорации скважины: 2063 – 2065 м с целью восстановления его проницаемости. Акустической обработке подвергались три точки пласта в течение 10 минут, по шесть раз каждая с последующей записью сигнала САЭ в течение 20 секунд. Изменения регистрируемой энергии САЭ в процессе акустического воздействия на весь пласт сопоставлялись с результатами измерения дебита скважины, которые проводились в процессе ГИС и испытания скважины. Так после воздействия коэффициент восстановления уровня в скважине после акустического воздействия увеличился с 4 до 20 м/час, что равносильно кратному увеличению дебита за счет увеличения проницаемости прискважинного пространства пласта. Динамика сигнала САЭ носит затухающий характер, отражающий процесс релаксации запасенной энергии и уменьшения депрессии на пласт. Показатель индекса Харста при этом изменяется и служит статистической характеристикой, адекватно связанной с состоянием порового пространства и текущей его насыщенностью. Однако этот показатель не отражает переходных процессов в поровом пространстве связанных с происхождением вызванной сейсмоакустической эмиссии.

В работах академика Алексеева А.С. [3] отмечается факт надежно установленной геофизической закономерности вторичного излучения сейсмической энергии на «доминантных частотах» залежи нефти и длительности протекания процессов его становления и релаксации. Делается вывод о том, что развитие резонансных колебаний в трещиновато-блочных пластах с амплитудами несколько нанометров, но весьма продолжительными по времени, создают условия для генерации в пластах ультразвуковых волн, которые способны разрушать загустевшие нефтяные пленки в трещинах коллектора. Это обстоятельство и служит технологическим эффектом увеличения нефтеотдачи пласта. В этой работе [3] указывается на измерения сигналов сейсмоакустической эмиссии в скважинах на глубине залегания нефтяных пластов во время работы наземных вибраторов. Анализ спектрального состава этих сигналов показал возникновение и усиление высокочастотной составляющей эмиссии в диапазоне (2 - 3) и (10 - 11) кГц.

Нами были получены аналогичные результаты при акустическом воздействии на призабойную зону продуктивных пластов с целью восстановления ее проницаемости. Анализ спектрального состава показал наличие широкого спектра частот в сигнале вызванной сейсмоакустической эмиссии после акустического воздействия на пласт. Однако спектральный анализ не дает представления о динамике происходящих в пласте процессов и, соответственно, не позволяет получить данные для моделирования переходных физических процессов в пласте под действием волнового воздействия.

Для решения этой задачи был применен метод анализа временных рядов путем спектрально-сингулярного разложения на периодические составляющие и восстановления функций временного ряда по отдельным главным компонентам. Суть метода состоит в преобразовании одномерного ряда в многомерный, исследовании полученной многомерной траектории методом главных компонент и последующем восстановлении многомерного ряда. При этом часто оказывается возможным выделить отдельные слагаемые исходного ряда, такие как медленный тренд общего вида и случайные вариации. Первым этапом является разложение - процедура вложения переводит исходный временной ряд в последовательность многомерных векторов. Затем, происходит сингулярное разложение траекторной матрицы ряда.

Для примера анализа спектрально-сингулярным методом, были взяты исходные данные записи сигналов сейсмоакустической эмиссии на скважине №329 Кальчинского месторождения. Сингулярное разложение осуществлялось при помощи программы «CaterpillarSSA 3.3».

Расчет проводился следующим образом. Были отобраны фоновые записи и записи после воздействия одинаковой длины – 1024 отсчета. Длина окна была принята равной 200. Для каждой записи проводилось сингулярное разложение, результатом которого являлись графики собственных чисел в процентах и графики собственных функций. Для каждой компоненты определялась ее доминантная частота и процентный вклад в общий сигнал. Анализ результатов разложения показал, что основными частотами для фоновых записей являются низкие частоты (первые сотни герц), и процентный разброс среди компонент является очень сильным. Наибольший вклад вносит первая низкочастотная компонента. Ее величина составляет порядка 80 - 95 % от общего сигнала. Отмечается наличие в фоновых записях и средних частот (порядка 2.5 кГц), однако их процентный вклад составляет десятые доли.

После проведения акустического воздействия происходит резкое изменение распределения частот в сигнале и их процентного вклада. Низкочастотная составляющая на порядок уменьшается, возрастает процентный вклад средних частот до 50 - 60 %, и появляются высокочастотные компоненты (порядка 10 кГц) до 5 - 10 %, отсутствовавшие в фоновых записях.

Для детального рассмотрения выделенных компонент производилось восстановление временных рядов и сопоставление суммарного вклада этих составляющих с геофизическими данными стандартного каротажа ГК и НКТ, с общим изменением спектральной плотности энергии сигнала сейсмоакустической энергии и с коэффициентом проницаемости Кпр. исследуемого интервала. После проведения акустического воздействия, характер поведения выделенных главных компонент частот изменяется. Динамика с главных компонент 2.5 и 10 кГц по глубине совпадает с динамикой спектральной плотности энергии САЭ и с проницаемостью пластов. В тоже время, величина вклада этих компонент в общий уровень сигнала возрастает на порядок, а форма их носит явно выраженный волновой характер. Высокочастотные компоненты так же ведут себя модулировано. При сопоставлении графиков исходной записи сигналов САЭ после воздействия и восстановленных компонент 2.5 и 10 кГц видно, что зарождение процесса начинается ранее, чем появление импульса сигнала на исходной записи.

Таким образом, процессы переноса и преобразования энергии в многокомпонентной и гетерофазной пористой геологической среде сопровождаются сейсмоакустической волновой эмиссией. Анализ динамических свойств, которой может служить источником информации о нелинейных свойствах такой среды, о ее вещественном составе и о протекающих в ней механических, геохимических и электромагнитных процессах, возможен благодаря распространению этих волн и их регистрации удаленными сенсорами [2]. Исследование связи фрактальных свойств среды и регистрируемых сигналов эмиссионного характера представляется весьма важным для описания структуры насыщенного порового пространства и его изменений под действием физического воздействия на него различными способами [2, 5]. Выделение главных гармонических компонент в сигнале САЭ после акустического воздействия, оценка их энергетического вклада и волновых свойств позволит получить экспериментальные данные для построения моделей физических процессов, происходящих в трещиновато-пористом пространстве под действием волнового и акустического поля. Эти данные помогут определить зависимости фильтрационно-емкостных свойств насыщенной пористой среды и выбрать оптимальные режимы воздействия на него с целью повышения нефтеотдачи месторождения.

Литература

1. *Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Рок В.Е.* Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии // Акустический журнал, 2005. Т. 51. Выпуск «Геоакустика», с. 66 - 73.

2. *Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Чертенков М.В.,* Сравнительные испытания метода каротажа сейсмоакустической эмиссии для определения насыщенности коллек-

торов // Геоинформатика, 2004. № 4 (12).
3. *Алексеев А.С., Белоносов В.С., Сказка В.В.* Физико-математические модели волновых технологий повышения извлекаемости нефти и интенсификации нефтедобычи: Резюме по Интеграционным Проектам СО РАН № 71 (2000 - 2002 гг.). № 102 (2003 - 2005 гг.).
4. *Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Рок В.Е.* Оценка фрактальных свойств вызванной сейсмоакустической эмиссии в скважине // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург: УрО РАН, 2006, с. 87 - 89.

****

О СООТВЕТСТВИИ КАПИЛЛЯРНЫХ МОДЕЛЕЙ, ПРИМЕНЯЕМЫХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС

И.И. Манзин - Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Петрофизические коэффициенты, характеризующие пористость (K_n), проницаемость ($K_{пр}$) и относительное сопротивление (P_n) реальных сред, для которых диаметр пор (капилляров) распределен в соответствии с некоторой функцией *f(b),* можно вычислять на основе упрощенной модели условно однородной среды с постоянным диаметром трубок фильтрации b_m.

Для нахождения сопоставительных характеристик моделей использованы интегральные выражения, полученные для модифицированного варианта капиллярно-решетчатой (стохастической) модели В.А. Мурцовкина с гамма-функцией распределения *b*, хорошо зарекомендованной себя при обработке данных ядерно-магнитного каротажа. По ним определены значения петрофизических коэффициентов применительно к стохастической модели со средним значением диаметра капилляров b_0 = 10 мкм при различной дисперсии

$$D = b_0^2 / p$$

в распределениях *b*, характеризующиеся параметром *p* величиной от 1 до 15.

Результат вычислений предоставляются в виде таблицы.

Для каждого из петрофизических коэффициентов установлено отношение b_T / b_0 , имеющее универсальное значение для каждого параметра *p* при любом диаметре.

Величины K_n и P_n не зависят от b_0 и определяются только формулой распределения, фактически параметром *p*.

Принято, что размер элементарной кубической ячейки размером *a*, на которые разбивается объем среды, одинаков для каждой из моделей. Одинакова и структура порового пространства ячейки, образуемая тремя ортогонально пересекающимися капиллярами постоянного диаметра b_m (для однородной среды) и переменного диаметра *b* (для неоднородной среды).

Установлено, что теоретическое отношение $b_T / b_0 = \varphi(K_П, p)$ практически равно 1. Это означает возможность вычислять пористость неоднородной среды по элементарной формуле

$$K_П = (3\pi b_T^2 a - 7 b_T^3) / 4a^3 ,$$

справедливой для однородной среды, полагая $b_m = b_0$, причем размер ячейки должен быть таким же как и в стохастической модели: $a = 4b_0 / \sqrt[3]{p}$.

При вычислении *Pn* по простой формуле: $P_П = \dfrac{4a^2}{\pi b_T^2}$

необходимо воспользоваться установленным соотношением $b_T / b_0 = 8 / (\sqrt{\pi P_П}\sqrt[3]{p})$, которое всегда меньше 1, снижается при уменьшении *p* от 1 до 0.785.

Величина проницаемости может быть вычислена по известной формуле Козени-Кармана $K_{ПР} = b_T^2 / (73{,}6 P_П)$, в которой гидравлическая извилистость обоснованно принята равной 2.3, а b_m соответствует значению, найденному для выражения P_n.

Приводится пример определения петрофизических коэффициентов с помощью упро-

щенной модели. При условии: b_0= 8 мкм и p = 2, были определены: K_n = 0.182, P_n = 17.9, K_{np}= 0.035. Это точно соответствует данным, полученным по интегральным формулам для стохастической модели.

Применение упрощенной модели особенно полезно в случае сложного (полимодального) распределения размеров пор, присущего среде, представленной несколькими статистическими однородными совокупностями компонентов горной породы, с которыми приходится сталкиваться при исследовании реальных терригенных отложений.

Переход от стохастической модели к модели однородной среды и наоборот оправдан при интерпретации данных измерений методами ГИС, а также при моделирования сред с разнообразными петрофизическими свойствами.

****

ВОССТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ГРАНИЦ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК

П.С. Мартышко, А.Г. Цидаев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Часто возникают задачи восстановления не одной, а нескольких структурных границ по наблюденному полю. Поскольку метод локальных поправок позволяет восстанавливать только одну структурную границу, для его использования необходимо разделить поле. Для этого используется метод, основанный на пересчете поля.

Задаем некоторый уровень H, расположенный между двумя вычисляемыми структурными границами. Поле продолжается вверх на уровень H, при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H), если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H, пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x,y,-H)$ лежат глубже H, выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле, используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины H. Проделав описанную выше процедуру для двух значений H: $H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1(как разность полей двух полупространств [1]).

После данной процедуры мы имеем два раздельных поля, к каждому из которых можно применять метод локальных поправок. В основу метода заложено положение о том, что на значение поля в данной точке дневной поверхности наибольшее влияние оказывает значение глубины залегания ближайшей точки контактной поверхности [2].

Формулу вычисления поля структурной границы, уравнение которой z = z(x, y), можно рассматривать как интегральное уравнение относительно z(x, y):

$$\Delta g(x',y',0) = \Delta\sigma\, f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}\right)dxdy$$

Обозначим подынтегральное выражение

$$K(x',y',x,y,z(x,y)) = \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}$$

Далее излагается итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения.

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ - значения искомой функции, полученные на n - ом шаге.

Обозначая $U_{i_0 j_0}^n = c\sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n)$,

где с – коэффициент кубатурной формулы, $z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j)$, $U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$,

$K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$, имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = U_{ij} - U_{ij}^n$$

Поскольку $K_{ij}(z_{ij}^n) = 1/z_{ij}^n - 1/H$, то $1/z_{ij}^{n+1} - 1/z_{ij}^n = U_{ij} - U_{ij}^n$ или окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + z_{ij}^n \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

Тогда $1/z_{ij}^{n+1} - 1/z_{ij}^n = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$ и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + \alpha \cdot z_{ij}^n (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

При этом параметр регуляризации α подбирается экспериментально. Чем меньше параметр α, тем медленнее сходимость, но больше точность. При больших значениях параметра сходимость может совсем исчезнуть, то есть последовательные приближения начинают расходиться.

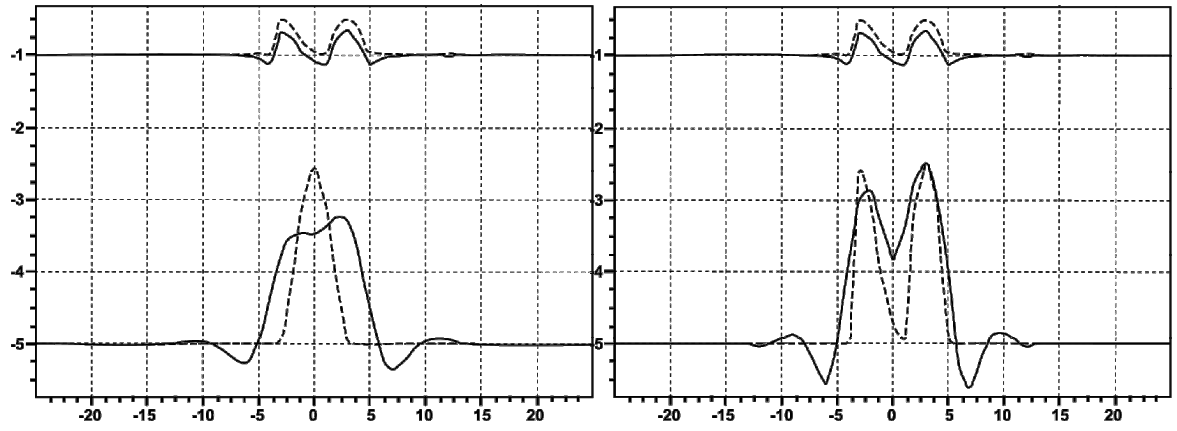


Рис. 1. Графики: а), б)

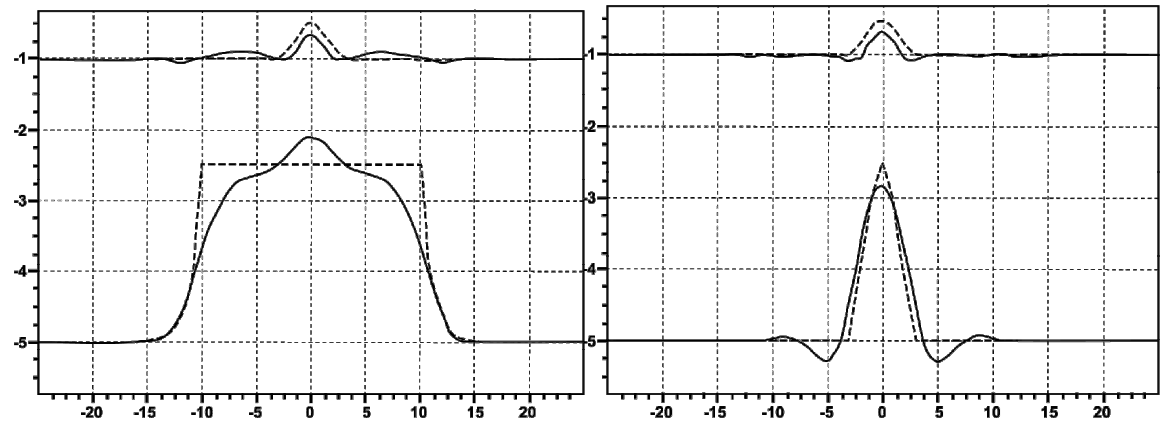


Рис. 2. Графики: а), б)

Данная схема была опробована на модельных примерах при помощи разработанной программы, результаты расчета представлены на рис. 1, 2 (исходная граница - пунктирная линия, восстановленная - сплошная).

Литература

1. *Мартышко П.С., Пруткин И.Л.* Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.
2. *Пруткин И.Л.* О предварительной обработке измерений, заданных на площади // Методы интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР, 1988, с. 11 - 15.

****

О НЕКОТОРЫХ АЛГОРИТМАХ И НОВЫХ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЯХ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ

П.С. Мартышко, Д.Е. Кокшаров - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Введение. С целью изучения плотностей геологических пород осуществляется решение обратной задачи гравиразведки. Применяется методика разделения источников по глубине, представлены новые алгоритмы решения обратной задачи о поиске распределения плотности в тонком слое в случае криволинейных границ слоя, а также слоя с переменной по глубине плотностью.

Выделение аномалий поля в указанной области

Существенный вклад в гравитационное поле исследуемого слоя могут оказывать источники, залегающие вне него. В частности, это источники, находящиеся вне рассматриваемой области в проекции на земную поверхность (боковые источники), а также источники, залегающие на глубинах меньше и больше рассматриваемой. Для решения задачи об определении плотности в слое необходимо выделить поле от этого слоя, производя следующие операции (Пруткин, 1988; Мартышко, Пруткин, 2003).

1. Исключение боковых источников поля. Производится решение двумерной задачи Дирихле (краевыми условиями для задачи Дирихле являются значения поля на краях исследуемой области). Затем найденное решение вычитается из исходных значений поля.

Гармоническая в области функция может иметь экстремум разве что на границе этой области. Поэтому следует ожидать, что экстремумы от боковых источников поля будут «заложены» в найденной гармонической функции, и, таким образом, их влияние будет уменьшено.

Поскольку при вычислении поля интегрирование производится не по всем x, y $\in(-\infty, +\infty)$, а лишь по конечной области, причем остаток интеграла отбрасывается, то при несоблюдении условия равенства нулю поля на границе области увеличивается погрешность дальнейших вычислений.

При численной реализации метода в программе поиск гармонической функции u осуществлялся решением методом сеток дискретизированной системы уравнений.

2. Выделение источников гравитационного поля, локализованных в горизонтальном слое между указанными глубинами. Как правило, из априорных данных (например, результатов сейсморазведки) известно, что исследуемые аномалии геологических структур залегают на определенной глубине под земной поверхностью. Модель латерально неоднородной среды была предложена В.М. Новоселицким. С целью выделения из общего поля составляющей от источников в указанном слое, применяется следующий метод (предполагается, что выше исследуемого слоя нет источников, вытянутых в горизонтальном направлении). Поле продолжается вверх на уровень H, при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H) если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H, пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x, y, -H)$ лежат глубже H, выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины H. Проделав описанную выше процедуру для двух значений H: $H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1 (как разность полей двух полупространств (Мартышко, Пруткин, 2003)).

Для объектов, имеющих небольшую протяженность в горизонтальном направлении, ослабление поля значительно (для шара, залегающего в середине исключаемого слоя, поле ослабляется в девять раз). Однако оценки такого вида справедливы лишь для объектов, имеющих небольшую протяженность в горизонтальном направлении.

Слой переменной плотности

Если априори известно, что геологические структуры, находящиеся в данном районе, имеют достаточно однородное строение, а исследуемый слой относительно тонок, то можно применять следующую модель (предложенную В.М. Новоселицким). Рассмотрим горизонтальный слой, расположенный между глубинами H_1 и H_2, заполненный веществом с избыточной плотностью $\sigma(x, y)$. В этом случае справедливо выражение для гравитационного поля, порождаемого этим слоем:

$$\Delta g(x', y', 0) = f \frac{\partial}{\partial z'} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{H_1}^{H^2} \frac{\sigma(x, y)}{\sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}} dx dy dz$$

Задача - по измеренному на земной поверхности полю $\Delta g(x', y', 0)$ найти $\sigma(x, y)$. Таким образом, относительно неизвестной функции двух переменных записано линейное интегральное уравнение первого рода.

Для гравитационного поля от горизонтального слоя переменной плотности справедливо следующее выражение

$$\Delta g(x', y', 0) = f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + H_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + H_2^2}} \right) \sigma(x, y) dx dy$$

Если разбить область на прямоугольники со сторонами Δx, Δy, то при применении квадратурной формулы численного интегрирования получится система линейных алгебраических уравнений. Поскольку операторное уравнение первого рода является некорректной задачей, то при его решении требуется применять методы регуляризации (Лаврентьев, 1962).

Можно существенно расширить класс изучаемых функций следующим приемом. Как правило, в случае достаточно однородных пород априори известен закон изменения плотности с глубиной, то есть, возможна запись $\sigma(x, y, z) = \sigma(x, y)\varphi(z)$. Тогда

$$\Delta g(x', y', z') = f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x, y) \left(\int_{H_1}^{H_2} \frac{\partial}{\partial z'} \left(\frac{\varphi(z)}{\sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}} \right) dz \right) dx dy$$

В общем случае, внутренний интеграл может оказаться не берущимся аналитически, однако, например в случае функции $\varphi(z)$ полиномиального вида (а с помощью такой функции можно сколь угодно точно приблизить любую непрерывную функцию), такой интеграл можно вычислить явно. После нахождения функции $I(x, y, x', y', z')$ дальнейшая процедура в точности совпадает с описанной для случая $\sigma = \sigma(x, y)$, то есть задача приближенного вы-

численния сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (в том числе и в случае с регуляризацией).

Слой, границы которого являются поверхностями, имеющими горизонтальную плоскую асимптоту

Соответствующая модель предполагает отсутствие аномалий плотности вне слоя трехмерных слоев, границы которых являются поверхностями, имеющими горизонтальную плоскую асимптоту (слоя с «криволинейными» границами») $H_1 = H_1(x, y)$ и $H_2 = H_2(x, y)$, такими, что $H_1 > H_2$ (x, y), и выполняется $H_i(x,y) \xrightarrow[y\to\pm\infty]{x\to\pm\infty} h_i = \text{const}$,

при этом задается распределение плотностей $\sigma = \sigma(x, y)$ внутри слоя. Тогда

$$\Delta g(x', y', 0) = f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+H_1(x,y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+H_2(x,y)^2}}\right)\sigma(x,y)dxdy$$

Поиск распределения плотности σ(x, y) осуществляется путем решения с применением регуляризации СЛАУ, получаемой в результате дискретизации данного уравнения.

Такая методика была успешно опробована на серии модельных примеров. С целью дальнейшей проверки и испытания методики была проведена повторная обработка данных по Шершневской и Таманской аномалиям, ранее выполненным в лаборатории математической геофизики ИГФ УрО РАН (результаты совпали с предыдущей интерпретацией), а также интерпретация данных, предоставленных ЗАО «Гравиразведка» г. Москва (результаты вошли в производственный отчет).

Компьютерная программа обработки данных гравиразведки

Разработана компьютерная программа, осуществляющая подготовку данных гравиразведки, их обработку и решение обратных задач гравиразведки в различных постановках.

До настоящего момента решение подобных задач осуществлялось с использованием нескольких программных продуктов, часть из которых не является специализированными, и, соответственно, не может обеспечить всей полноты методов обработки данных, кроме того, поскольку используются программы различных разработчиков, то возникает серьезная проблема переноса обрабатываемых данных из одной программы в другую.

Программа:

- осуществляет решение задачи поиска распределения избыточной плотности в горизонтальном слое и в слое с «криволинейными» границами;
- обеспечивает непрерывность обработки данных (от загрузки исходных данных в программу до выдачи результата решения обратной задачи гравиразведки);
- осуществляет двух- и трехмерную визуализацию исходного поля и изучаемых структур.

Программа написана на языке Object Pascal в среде программирования Delphi 5 с использованием API OpenGL для осуществления визуализации. Реализован интерактивный пользовательский интерфейс, что позволяет отслеживать правильность решения задачи на каждом из этапов (от загрузки значений поля до вычисления распределения плотности).

Программа состоит из трех блоков - пересчета поля, решения обратной задачи и визуализации. Для пересчета поля вверх использовался метод интегрирования по составной формуле трапеций, а для пересчета поля вниз использовались два метода обращения (с регуляризацией) матрицы интегрирования: точный (Гаусса) и приближенный (метод наискорейшего спуска). Как показали эксперименты, при пересчете поля вниз (с регуляризацией) невязка в 1 % достигается менее чем за 60 итераций, что занимает 18 секунд, а непосредственное обращение матрицы занимает 140 секунд (Процессор Intel Celeron 2.6 ГГц). Для решения двумерной задачи Дирихле использовался метод сеток с обращением матрицы методом Гаусса. Решение требовало менее 8 секунд.

В блоке решения обратной задачи применяются алгоритмы построения распределения плотностей в плоских и «криволинейных» слоях, при этом двумерное интегрирование также

производится по составной формуле трапеций, а обращение матрицы – методом Гаусса и наискорейшего спуска.

Блок визуализации осуществляет графическое представление информации о поле в двух видах: в виде трехмерной поверхности z = f(x, y) (визуализация средствами OpenGL) и в виде двухмерной градиентной картинки (оттенки серого соответствуют значениям поля). Для градиентной картинки предусмотрена возможность построения системы изолиний (методом разделения на указанное число уровней яркости). Имеется возможность строить разрезы (двумерные графики значений функции) вдоль профилей, указываемых пользователем.

Программа использовалась для интерпретации данных гравиразведки по трем регионам.

Заключение

Реализована компьютерная технология разделения источников аномального гравитационного поля по глубине и исключения боковых источников поля, используемая при подготовке данных для решения обратной задачи гравиразведки.

Приведены разработки алгоритма решения теоретической обратной задачи для криволинейных слоев переменной (по горизонтали) плотности и расширение алгоритма для плоских слоев на случай плотности, зависящей от глубины; осуществлено опробование на модельных и практических примерах.

Алгоритмы решения обратной задачи о распределении плотности в плоском и криволинейном слое реализованы в компьютерной программе и были применены при обработке реальных геофизических измерений (произведена обработка гравитационных данных по трем аномалиям).

Литература

Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической физики. Новосибирск: СО АН СССР, 1962. 92 с.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.

Пруткин И.Л. О предварительной обработке измерений, заданных на площади // Методы интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР, 1988, с. 11 - 15.

****

АЛГОРИТМ АПРОКСИМАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СИНГУЛЯРНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

П.С. Мартышко[1], С.П. Тимошпольский[2] -

[1] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург,

[2] Уральский государственный технический университет, Екатеринбург

При интерпретации гравитационного поля важной проблемой является аппроксимация этого поля полем «простых» объектов - сингулярных источников. Для создания компьютерной программы подбора поля данная задача была формализована в следующем виде [1].

Пусть значение вертикальной производной потенциала поля U_z задано в узлах некоторой прямоугольной сетки. Необходимо приблизить данное поле полем набора сингулярных источников. В качестве сингулярных источников будем использовать однородные стержни конечной длины. Такой стержень определяется семью параметрами: координатами двух вершин и плотностью.

Для однородного стержня плотности δ, вершины которого имеют координаты x_1, y_1, z_1, x_2, y_2, z_2 в декартовой системе координат, вертикальная производная $U_z(x, y, z)$ вычисляется по формуле

$$U_z(x,y,z) = \gamma\delta\sqrt{a}\left(\frac{-M}{a\sqrt{a+b+c}} + \frac{2(N-Mb/2a)(2a+b)}{(4ac-b^2)\sqrt{a+b+c}} + \frac{M}{a\sqrt{c}} - \frac{2b(N-Mb/2a)}{(4ac-b^2)\sqrt{c}}\right)$$

где $M = z_2 - z_1$; $N = z_1 - z$; $a = (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2$ - квадрат длины стержня; $b = -2((x - x_1)(x_2 - x_1) + (y - y_1)(y_2 - y_1) + (z - z_1)(z_2 - z_1))$; $c = (x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 + (z - z_1)^2$; γ - гравитационная постоянная.

Особым является случай, когда точка, в которой вычисляется поле, лежит на прямой, проходящей через стержень. Здесь формула для вычисления производной принимает более простой вид:

$$U_z(x, y, z) = \frac{\gamma\delta(z_2 - z_1)}{ap(1-p)},$$

где $(x - x_1)/(x_2 - x_1) = (y - y_1)/(y_2 - y_1) = (z - z_1)/(z_2 - z_1) = p$.

Как это принято в математическом моделировании, задачу аппроксимации заданного на сетке поля сведем к задаче минимизации функционала, характеризующего степень близости двух полей. В частности, таким является функционал

$$F = \sum_i |u_i - w_i|^2,$$

где где u_i, w_i - значения исходного и создаваемого набором стержней полей в i - ом узле сетки, суммирование ведется по всем узлам. Данный функционал неотрицателен и равен нулю, когда значения полей совпадают во всех узлах сетки.

В качестве метода минимизации использовался «метод покоординатного спуска», суть которого состоит в следующем [2]. На каждом шаге вычисляются значения функционала на всех «соседних» с текущим положениях стержня. Соседними мы называем положения, отличающиеся от данного на один шаг по одной из координат. Из всех значений на соседних положениях выбирается минимальное, и оно принимается за текущее. Итерации повторяются до достижения необходимой точности подбора, после чего шаг можно уменьшить в два раза. Программно были реализованы алгоритмы подбора одним стержнем, двумя параллельными стержнями одинаковой плотности и длины, двумя пересекающимися стержнями одинаковой плотности и длины, а так же - тройкой некомпланарный стержней, пересекающихся в одной точке.

Проверки на модельных объектах показали, что каждая из этих конструкций для подбора лучше работает на соответствующих полях. Так, например, одним стержнем хорошо подбирается поле «вытянутого» в одном из горизонтальных направлениях параллелепипеда, двумя пересекающимися стержнями хорошо подбирается поле «плоского», горизонтально расположенного параллелепипеда, соотношение длины и ширины которого близко к единице. Тройкой некомпланарных стержней лучше подбираются «существенно трехмерные» объекты, т.е. такие, протяженность в глубину которых сравнима с длиной и шириной.

Программа аппроксимации гравитационного поля стержнями написана на языке C++ в среде Microsoft Visual Studio 2005 с использованием библиотеки OpenGL [3]. Решающим аргументом в пользу данного инструмента послужило наличие для Visual Studio внешних библиотек, позволяющих распараллеливать вычисления (речь идет о пакете MPICH). При этом очевидным преимуществом является существенный прирост скорости вычислений при отсутствии затрат на мощное оборудование. Параллельные алгоритмы очень эффективны для большого числа сингулярных источников, ведь при каждом увеличении количества координат минимизируемого функционала на единицу, количество вычислений увеличивается примерно в два раза.

Заметим, что для эффективного распараллеливания недостаточно одного наличия соответствующих программных средств. Необходимо также выбрать подходящий алгоритм вычисления, иначе затраты на обмен данными между процессорами могут свести на нет получаемые преимущества. Хорошо поддается распараллеливанию описанный выше метод «покоординатного спуска», на каждом шаге которого вычисляется значение функционала F на всех «соседних» по координатам источниках. Данные вычисления друг от друга не зависят и могут выполняться разными процессорами. Далее один (головной) процессор сравнивает полученные значения, выбирает наименьшее и обозначает его текущим. Итерации по-

вторяются, пока значение функционала F не станет достаточно близко к нулю.

Следующим шагом после отладки алгоритма на модельных объектах стал запуск программы на реальных данных. На рис. 1, 2 и 3 приведены результаты применения алгоритма к интерпретированным данным Шершеневской аномалии[1, 2, 3].

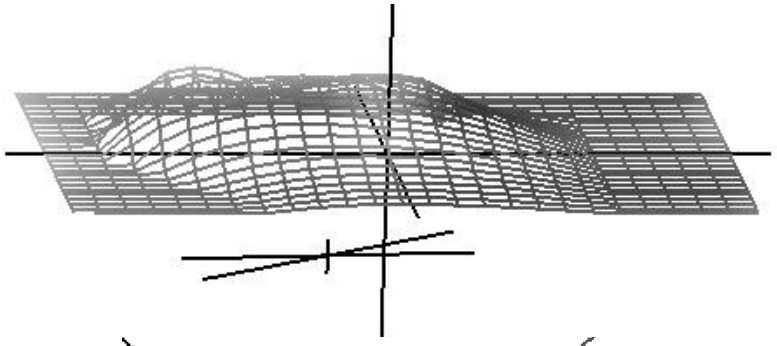


Рис. 1. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных

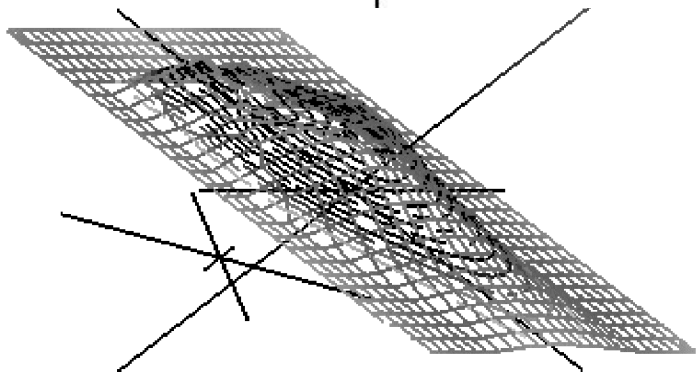


Рис. 2. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных, с отображением изолиний поля

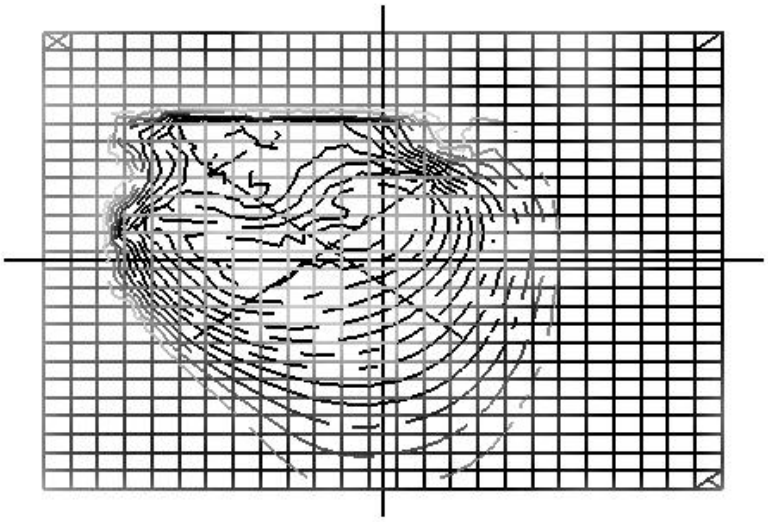


Рис. 3. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных: вид «сверху», с отображением изолиний поля

Как видно, алгоритм расположил сингулярные источники именно так, как этого можно было ожидать. Кроме того, тройка стержней при подборе без фиксации плотности попадает в слой 5 - 7 км ниже поверхности земли, где как раз и могут находиться глубинные источники гравитационных аномалий.

Вторым по важности моментом, после адекватности полученного результата, является быстродействие алгоритма. На данном этапе прирост производительности при распараллеливании вычислений на два процессора составил 70 %, что является приемлемым результатом, при учете сложности алгоритма.

В дальнейшие планы исследования входит оптимизация вычислений для увеличения прироста производительности алгоритма, а так же - составление классификации простых гравитационных полей и модельных объектов им соответствующих.

Литература

1. *Мартышко П.С., Пруткин И.Л.* Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.
2. *Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М.* Численные методы. М.: Лаборатория базовых Знаний, 2002. 632 с.
3. *Шпаковский Г.И., Серикова Н.В.* Программирование для многопроцессорных систем в стандарте MPI: Пособие. Мн.: БГУ, 2002. 323 с.

****

ОБ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ТРЕХКОМПОНЕНТНОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

П.А. Миненко - Филиал Европейского университета, Кривой Рог, Украина

Приведены практические примеры использования итерационных методов решения обратных линейной и нелинейной задач магнитометрии с применением экстремальных алгоритмов вычисления глубин до горизонтальных границ раздела блоков и трех компонент вектора интенсивности намагничений горных пород. Показаны более широкие возможности применения получаемых материалов для практических целей при детальном геологическом картировании и поисках рудных залежей, а также проблемы, затрудняющие решение практических задач.

В связи с существенным увеличением стоимости электроразведочных работ, в последнее время для определения глубины до поверхности раздела слабомагнитных горных пород кристаллического фундамента и немагнитного осадочного чехла все чаще используется решение обратной линейно-нелинейной задачи магнитометрии (ОЛНЗМ) [1, 2].

Известны экстремальные итерационные методы получения устойчивого решения ОЛНЗМ для вертикальной проекции магнитного поля Z_a при вертикальном намагничении горных пород $J=J_z; Z_a=JV_{zz}$ [3]. Однако исследованиями на образцах установлено, что многие горные породы имеют значительное отклонение вектора намагничения от вертикального направления. Это обстоятельство является недостатком известных методов, так как существенно искажает результаты решения ОЛНЗМ. Поэтому предлагается разработка экстремального итерационного метода получения устойчивого решения ОЛНЗМ при наклонном намагничении горных пород.

Поставленная цель достигается тем, что измеренные значения магнитного поля Z_a используются в полной интерпретации с учетом горизонтальных проекций вектора намагничения [4]:

$$J=(J_x;J_y;J_z); Z_a=J_xV_{xz}+J_yV_{yz}+J_zV_{zz} \quad , \qquad (1)$$

где V_{xz}, V_{yz}, V_{zz}- формулы для вторых производных гравитационного потенциала при единичной аномальной плотности.

В результате вычислительных экспериментов установлено, что линейную обратную задачу (1) в корректной постановке [5] можно решать методами, изложенными в [2, 3], при следующей комбинации формул матричных элементов:

$$Z_{a,j}=\sum_{i=1}^{3M} J_i b_{i,j}; \{J_i=J_{x,i}, b_{i,j}=V_{xz,i,j}, i=1,M; \qquad (2)$$

$$J_i=J_{y,i}, b_{i,j}=V_{yz,i,j}, i=M+1,2M; j=1,N;\ J_i=J_{z,i}, b_{i,j}=V_{zz,i,j}, i=2M+1,3M\};$$

где M - количество блоков (прямоугольных параллелепипедов) в модели, аппроксимирующей геологическую среду; N - количество точек измеренного магнитного поля.

В одну задачу можно включить также и горизонтальные проекции H_x и H_y полного вектора магнитного поля

$$\overline{T_a} = H_x i + jH_y + \overline{k}Z_a$$

$$H_x = J_xV_{xx} + J_yV_{xy} + J_zV_{xz}; \quad \text{при } j=N+1,2N; \qquad (3)$$

$$H_y = J_xV_{xy} + J_yV_{yy} + J_zV_{yz}; \quad \text{при } j=2N+1,3N;$$

Аналогично можно решать и линеаризованную контактную задачу ОЛНЗМ [3] для одновременного вычисления магнитного параметра $J_i = J_{2i} - J_{1i}$ и глубины h_i до верхней грани каждого i - того блока модели.

Воспользуемся итерационными формулами для J_i и h_i на следующей $n + 1$- ой итерации в том виде, в котором они приведены в [2, 3]:

$$J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n};$$
$$h_{i,n+1} = h_{i,n} - \mu_{n+1} C_{i.n}; \qquad b_{ij,n+1} = b_{ij,n} + \mu_{n+1} c_{ij,n} C_{i,n}; \tag{4}$$

В алгоритме (4) используется оптимизация сразу по двум параметрам: τ - для магнитных свойств; $J_{i,n}$ и μ - для глубин $h_{i,n}$ до горизонтальных границ раздела блоков (прямоугольных параллелепипедов). Запишем критерий минимума суммы поправок и формулы для $n + 1$- ой итерации:

$$F = \sum_i B^2_{i,n+1}; J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \; h_{i,n+1} = h_{i,n} - \mu_{n+1} C_{i,n};$$

где $B_{i,n} = \sum_j b_{ij,n} r_{j,n} / \lambda_i \lambda_j; C_{i,n} = \sum_j c_{ij,n} r_{j,n} / \lambda_{1,i} \lambda_{1,j}; i = 1, M;$

$$r_{j,n} = (b_{ij,n}, J_{i,n}) - Z_{aj} \;\; ; \;\; b_{ij,n+1} = b_{ij,n} + \mu_{n+1} c_{ij,n} C_{i,n};$$

$$\lambda_i = \sum_j b_{ij,n}; \lambda_j = \sum_i b_{ij,n}; \lambda_{1,i} = \sum_j c_{ij.n}; \lambda_{1,j} = \sum_i c_{ij,n};$$

$$j = 1, N; \gamma_j = (b_{ij,n}, J_{i,n}); \; \beta_j = (c_{ij,n}, C_{i,n} J_{i,n}); \beta_{1,j} = (c_{ij,n}, C_{i,n} B_{i,n});$$

$$B_{0,k} = (B_{i,n}, D_{i,k}); B_{k,m} = (D_{i,k}, D_{i,m});$$

$$D_{i,1} = \sum_j (b_{ij,n} \beta_j + c_{ij,n} C_{i,n} r_{j,n}) / \lambda_i \lambda_j; \; D_{i,2} = \sum_j b_{ij,n} \gamma_j / \lambda_i \lambda_j;$$

$$D_{i,3} = \sum_j (b_{ij,n} \beta_j + \gamma_j c_{ij,n} C_{i,n}) / \lambda_i \lambda_j; D_{i,4} = \sum_j \beta_j C_{i,n} c_{ij,n} / \lambda_i \lambda_j;$$

$$T_{c1} = -(B_{2,2} B_{0,1} - B_{0,2} (B_{1,2} + B_{0,3})) / T_{cc};$$

$$1) \tau_{n+1} = T_{c2}; \mu_{n+1} = T_{c1};$$

$$2) \tau_{n+1} = B_{0,2} / B_{2,2}; \mu_{n+1} = 0;$$

$$3) \tau_{n+1} = 0; \mu_{n+1} = -B_{01} / (2 B_{04} + B_{1,1});$$

где $b_{ij,n}$ и $c_{ij,n}$ - формулы матричных коэффициентов при $J_{i,n}$ в формулах решения прямых задач магнитометрии для Z_{aj} и $(Z_{aj})'_z$ над вертикальным прямоугольным параллелепипедом с бесконечной или конечной нижней границей.

Алгоритм 1 является линеаризованным и поэтому используется для одновременного подбора J_i и h_i только на каждой из первых 3 - 5 итераций, а при большем количестве итера-

ций решение обратной задачи начинает расходиться. Алгоритмы 2 и 3 сходятся при любом количестве итераций, но значительно медленнее алгоритма 1. Поэтому целесообразнее подбирать схему решения обратной задачи чередованием различного количества итераций с алгоритмами 1, 2 или 3. Еще более выгодным является включение в схему ряда итераций, выполняемых алгоритмами, с другими оптимизирующими критериями, например,

$F_1 = (C_{i,n+1}, C_{i,n+1})$, $F_2 = F \times F_1$, $F_3 = F /(J_{i,n+1}, J_{i,n+1})$,

$F_4 = F_2 \times (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) /(J_{i,n+1}, J_{i,n+1})$,

обеспечивающими увеличение или уменьшение поправок к различным параметрам на каждом шаге итерационного процесса [3].

Приведен пример решения обратной задачи магнитометрии по распределению горизонтальной проекции H_y магнитного поля, измеренного в северной части Украинского кристаллического щита (УКЩ), с использованием модели наклонного намагничения горных пород геологической среды.

Показано, что качественная картина распределения вертикальных компонент намагничения двух верхних тонких слоев горных пород, вычисленные по Z_a, практически не отличается от картины распределения интенсивностей J_z для вмещающего их мощного слоя, вычисленных по другой компоненте поля H_y. Это свидетельствует о том, что применяемыми алгоритмами обратная задача магнитометрии решается по любой проекции поля.

Сравнение карт вертикальной компоненты интенсивностей J_z и полного вектора J_p интенсивности намагничения горных пород показывает, что распределение полного вектора намагничения J_p существенно отличается от распределения его вертикальной компоненты J_z, так как горизонтальные составляющие J_x и J_y достигают 25 - 50 % абсолютных значений величины J_z, а местами и превосходят их. Приведена карта глубин до первого верхнего магнитного слоя фундамента, который содержит участки немагнитных горных пород, распространяющиеся на глубину до 250 м. Этим примером подтверждается, что при исследовании комплексов горных пород кристаллического фундамента необходимо учитывать горизонтальные компоненты полного вектора их намагничения.

Заключение. При помощи рассмотренных алгоритмов обработки аномалий по каждой проекции магнитного поля можно получать все три компоненты вектора интенсивности намагничения горных пород и глубины до верхней поверхности магнитных пород кристаллического фундамента. Нерешенной остается проблема, в случае необходимости, нахождения решения обратной задачи в условиях, когда все три измеренные проекции вектора магнитного поля имеют различные уровни регионального фона. Такая проблема, возможно, будет разрешена методами фильтрации на основе применения к магнитному полю аналогов фильтров Винера - Калмана [6].

Литература

1. *Миненко П.А., Миненко Р.В., Мечников Ю.Р.* Применение линейно-нелинейной обратной задачи магнитометрии на кристаллическом фундаменте // XI Междунар. науч.-техн. симпозиум «Геоинформационный мониторинг внешней среды. GPS и GIS-технологии» Алушта (Крым). Львов, 2006. с. 139 - 142.

2. *Миненко П.А.* Применение линейно-нелинейных методов магнитометрии и гравиметрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Сб. науч. тр. Национального Горного Университета, 2006. № 26, с. 81 - 87.

3. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* О поисках избирательно экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Научный Вестник Национального Горного Университета, 2006. № 9, с. 39 - 44.

4. *Логачев А.А.* Магниторазведка. Изд. 3-е, перераб. и доп. Л.: Недра ЛО, 1968. 295 с.

5. *Миненко П.А.* Проблемы и перспективы применения линейных методов интепретации гравиметрических измерений в рудных районах // Теоретические прикладные аспекты геоинформатики: Сб. научн. тр. Всеукр. Ассоц. Геоинформатики. К., 2006, с. 244 - 256.

6. *Миненко П.А.* Обратная линейная задача гравиметрии на основе композиции нескольких векторов начальних русловий // Доклады НАН Украины, 2006. № 9, с. 126 - 130.

****

СИНТЕЗ СТРУКТУРНО - МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И ВЕРОЯТНОСТНО - -СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА)

А.В. Пугин[1], А.С. Долгаль[1], В.А. Смирнов[1], Д.Ф. Калинин[2], А.А. Симанов[1] -
[1]Горный институт УрО РАН, Пермь
[2]ВИРГ-Рудгеофизика, Санкт-Петербург

В настоящее время в геофизической практике весьма актуальными являются вопросы, связанные с прогнозной оценкой сравнительно хорошо изученных комплексными геолого-геофизическими исследованиями территорий на основе глубинных рудоконтролирующих факторов. В процессе рудообразования происходят перемещение и преобразование больших объемов вещества мантии и земной коры, что находит свое отражение в потенциальных геофизических полях [1]. Анализ гравитационного и магнитного полей с использованием современных компьютерных технологий позволяет выявить особенности глубинного строения рудных районов, которые предопределили формирование промышленных месторождений и провести локализацию новых рудоперспективных площадей на основе метода аналогий.

С целью решения прогнозно-поисковых геологических задач авторами предлагается использование двух взаимодополняющих подходов:

- структурно-морфологического, заключающегося в визуальной качественной интерпретация геофизических полей и их трансформант, с последующим проведением количественных расчетов;
- вероятностно-статистического, базирующегося на формализованном анализе совокупности геофизических параметров с использованием метода распознавания образов [2].

При эмпирическом подходе выполняется построение модели глубинного геологического строения площади исследований, удовлетворяющей геофизическим полям и согласующейся с имеющимися геологическими представлениями о структурно-тектоническом строении территории. Основным инструментом интерпретации служила компьютерная технология «ВЕКТОР», разработанная в Горном институте УрО РАН, позволяющая на основе векторного сканирования геофизических полей выделять участки геологического разреза с источниками полей и локализовать эти источники в пространстве. К настоящему моменту алгоритмическая часть интерпретационной системы векторного сканирования была модифицирована с адаптацией к сложным физико-геологическим условиям (резкорасчлененный рельеф поверхности наблюдений, число точек задания анализируемого поля более 10^5) [3].

В результате использования эмпирического подхода формируются глубинные прогнозно-поисковые критерии, основанные на определении устойчивых связей между морфологией наблюденных геопотенциальных полей и их трансформант с закономерностями размещения рудных объектов.

При формализованном подходе многомерные данные (трансформанты, отождествляющиеся с разноглубинными объектами), полученные с помощью системы «ВЕКТОР», анализировались в компьютерной технологии «MultAlt». Эта технология реализует универсальные алгоритмы прогноза и картирования альтернативных геологических объектов по данным произвольных наборов количественных и качественных геолого-геофизических признаков и обеспечивает контролируемое повышение эффективности результатов по мере накопления информации [4]. При этом используются вероятностные критерии эффективности решающих правил, позволяющие численно оценивать надежность и информативность каждой конкретной задачи, а также выполнять априорный выбор наиболее рациональной совокупности геофизических данных. В результате интерпретации по комплексу геолого-геофизических данных в качестве решений

получаются уточненные с той или иной вероятностью оценки альтернативных объектов (рудный объект типа 1, рудный объект типа 2, вмещающая среда).

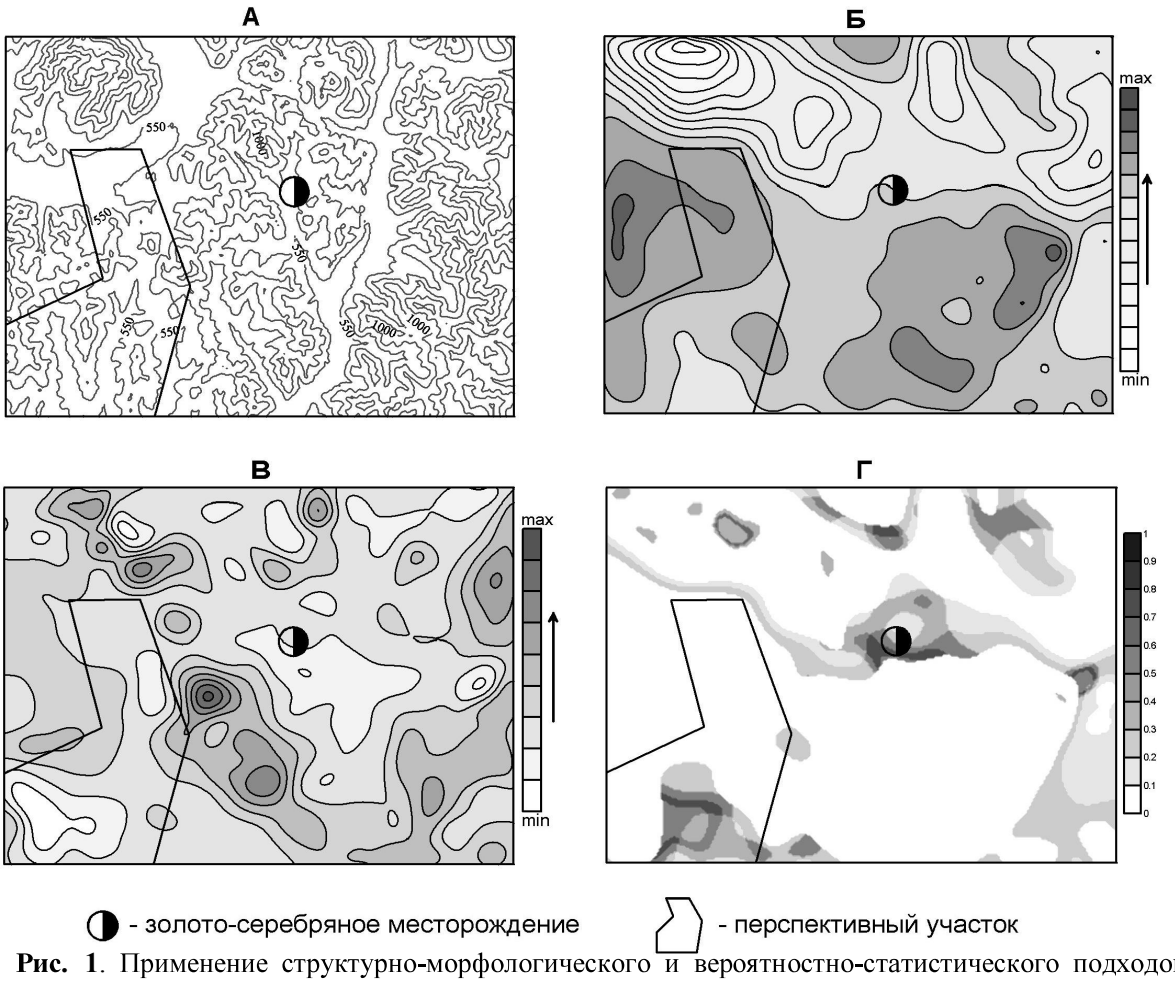


Рис. 1. Применение структурно-морфологического и вероятностно-статистического подходов при прогнозировании золото-серебрянного оруденения:
А – рельеф земной поверхности в пределах площади исследований,
Б – трансформанта гравитационного поля, полученная в системе ВЕКТОР,
В – трансформанта магнитного поля, полученная в системе ВЕКТОР,
Г – прогнозная карта искомых альтернативных объектов, построенная с помощью технологии «MultAlt»

Вышеописанный подход применялся при прогнозной оценке золоторудного узла, расположенного в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его флангов. С использованием «уровневых», так и «разностных» трансформант потенциальных полей, рассчитанных в системе «ВЕКТОР», построены трехальтернативные прогнозные карты. Исходя из общих представлений о формировании эпитермальных месторождений, в рамках модельных представлений, заложенных в интерпретационной технологии «ВЕКТОР», предположен ряд глубинных геофизических критериев золото-серебрянного оруденения (рис. 1).

Синтез сведений, полученных с использованием структурно-морфологического и вероятностно-статистического подходов, свидетельствует об уникальности для данной площади по масштабу оруденения выработанного к началу XXI века золото-серебрянного месторождения. На глубине около 1200 м под месторождением выделен интрузивный массив диоритового состава, что позволяет предположить развитие золото-редкометалльной минерализации на глубоких горизонтах месторождения. По комплексу геофизических признаков выделен перспективный на золото-серебрянное оруденение участок, находящийся на юго-западе исследуемой площади.

Литература

1. Прогнозирование не выходящего на поверхность оруденения при глубинном геологическом картировании и геологическом доизучении площадей. Методическое пособие / М.Л. Сахновский, П.А. Литвин, Б.М. Михайлов и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 272 с. (МПР РФ, ВСЕГЕИ).
2. Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика / Под ред. В.В. Бродового, А.А. Никитина. М.: Недра, 1984. 384 с.
3. *Новоселицкий В.М., Долгаль А.С.* Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Материалы ежегодной науч. сессии Горного института УрО РАН. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006, с. 177 - 179.
4. *Калинин Д.Ф., Калинина Т.Б.* Новый подход к использованию статистических ФГМ при прогнозе геологических объектов посредством компьютерной технологии MULTALT // Геофизика, 2004. № 5, с. 42 - 45.

****

ОПЫТ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ НА КИМБЕРЛИТОВОМ ОБЪЕКТЕ

Л.А. Муравьев[2], В.А. Кочнев[1], И.В. Гоз[1], Антонио Перейра[3] -
[1]Институт математического моделирования СО РАН, Красноярск
[2]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[3]ГРО «Катока», респ. Ангола

Судя по литературным источникам [1, 2], задача поиска кимберлитовых трубок иногда является одной из сложнейших для магнитометрии. Это объясняется тем, что аномалии, создаваемые объектами, как правило, невелики (десятки нанотесла), а помехи магнитного поля, вызванные перекрывающей толщей, неоднородной по мощности и магнитной восприимчивости, иногда значительно превышают уровень полезного поля. На результаты съемок накладывается и влияние рельефа, и уровней съемки. Поэтому логично, для выделения подобных объектов, использовать новые технологии решения обратных задач по данным, полученным на разных уровнях.

Первый опыт применения технологии ADGM-3D для решения поставленной задачи и приводится в данной статье.

Объект, взятый для исследования, находится в южном полушарии, вблизи экватора. Это требует учета как бокового, так и обратного вертикального намагничения.

В процессе исследования с использованием пакета и технологии ADM-3D [3, 4] было обработано три участка. Проиллюстрируем результаты на одном из них, где имеются данные бурения. Размеры участка 600х700 м. Шаг между узлами сетки исходных полей и блоков модели составляет 10х10 м. Таким образом, число точек на каждом уровне наблюдения равно 61х71 = 4331. Принято два уровня наблюдения: 0.5 и 70 м от поверхности рельефа, который меняется в пределах от 896 до 930 м. Принята трехслойная модель, границы которой повторяют поверхность рельефа. Мощности слоев приняты равными 20, 80 и 200 м. Исходная величина магнитной восприимчивости во всех слоях принята равной $1100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Таким образом, при решении обратной задачи решалась система из 8662 уравнений, включающая 12993 неизвестных.

Исходное поле, рельеф участка и иллюстрации результатов – распределения магнитной восприимчивости в трех слоях, приведены на рис. 1 - 3. Указано также расположение скважин и контуры кимберлитовой трубки, определенные по данным МПП.

В процессе исследования получены следующие основные выводы.

Обратная задача более точно решается при использовании нескольких уровней наблюдения. Положение кимберлитовой воронки отображается не в верхнем, а в более глубоком слое, в данном случае - в слое 3.

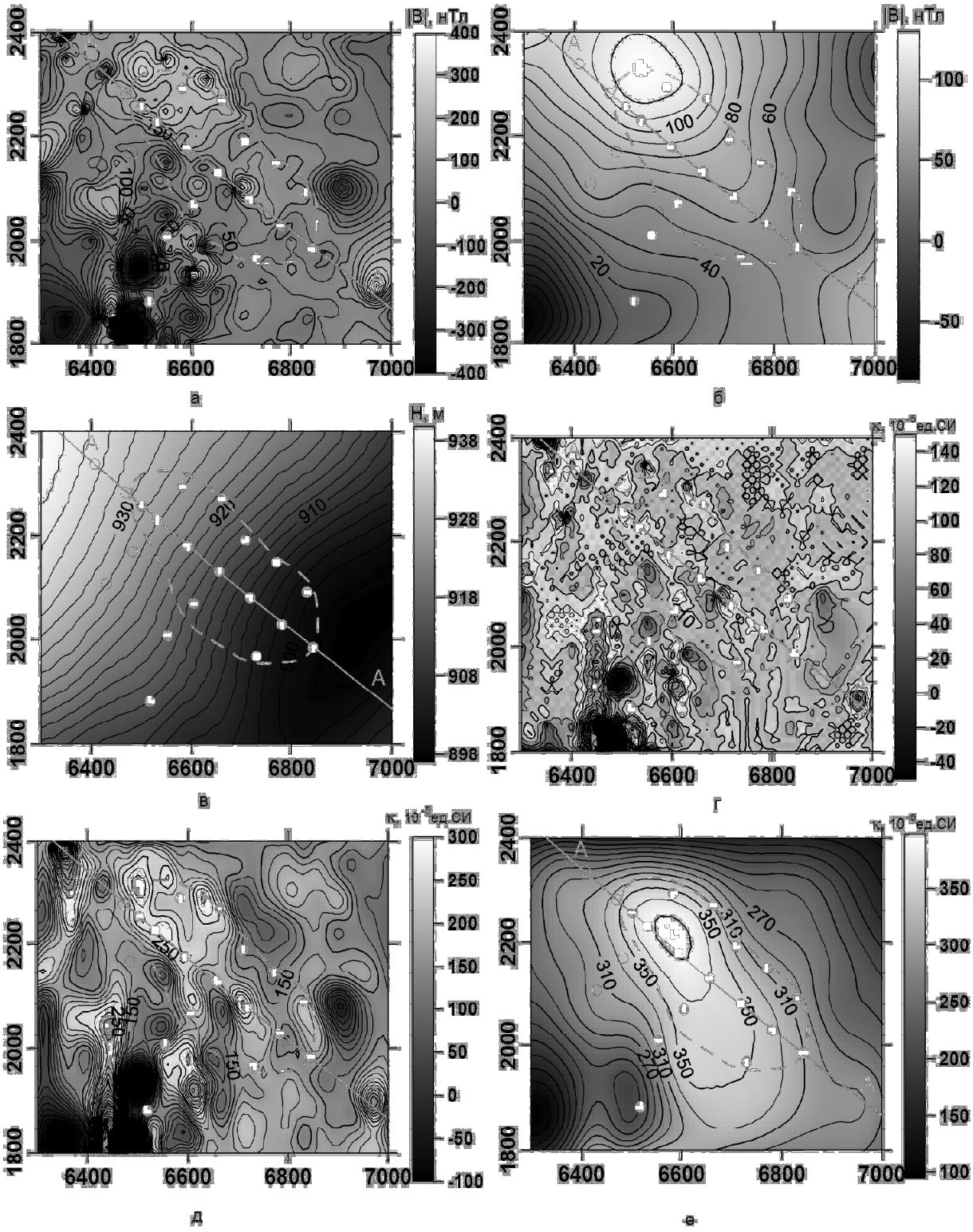


Рис. 1. Исходные данные и результаты решения обратной задачи на кимберлитовом объекте

а - аномальное магнитное поле на высоте 3 м
б - аномальное магнитное поле на высоте 70 м
в - рельеф участка (абсолютные отметки)
г - магнитная восприимчивость в слое 1
д - магнитная восприимчивость в слое 2
е - магнитная восприимчивость в слое 3

Скважины, вскрывшие кимберлит
Скважины, не вскрывшие кимберлит
Контур трубки по данным МПП
Линия разреза А-А

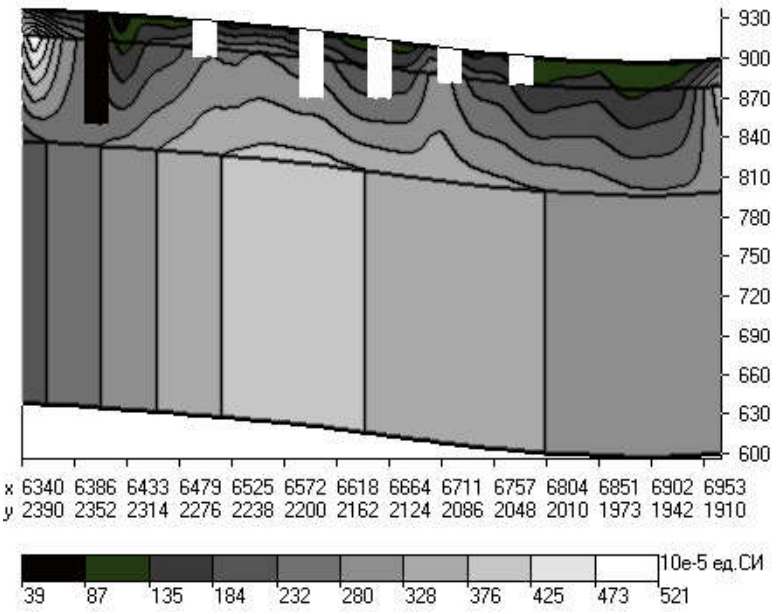


Рис. 2. Разрез по линии А - А. Затемненная скважина - не вскрывшая кимберлит

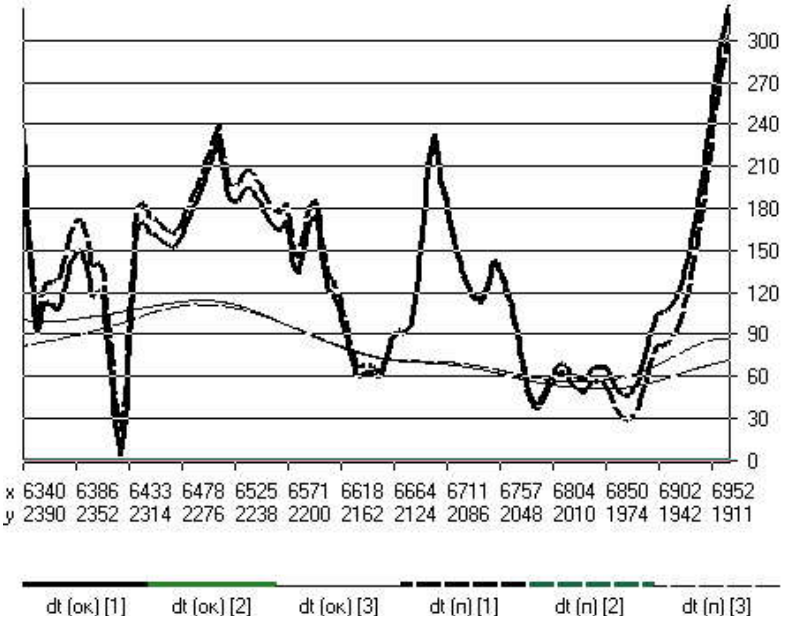


Рис. 3. Графики исходного и модельного магнитного поля по линии А-А

Литература

1. Геофизические методы исследований. Учебное пособие для геологических специальностей вузов / В.К. Хмелевской, Ю.И. Горбачев, Н.И. Селиверстов и др. Петропавловск-Камчатский: Изд - во КГПУ, 2004. 232 с.

2. *Бабаянц П.С., Иванова М.А*. Технология интерпретации данных детальной аэромагнитной съемки при поисках коренных месторождений алмазов // Вопросы теории и практики геологической интерпретайии гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. сем. им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург, 2007.

3. *Kochnev V.A., Goz I.V.* The technology of forward and inverse modeling for 3D and 2D magnetic data // Exp.Abstr. of International Geophysical Conference & Exhibition, Moscow. 2003.

4. *Кочнев В.А., Гоз И.В*. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика, 2006. № 6, с. 51 - 55.

****

МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД С ЗАДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ДИАМЕТРОВ КАПИЛЛЯРОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ЗАДАЧ В МЕТОДАХ ГИС

В.М. Сапожников -
Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Известная капиллярно-решетчатая модель пористой среды В.А. Мурцовкина, успешно применяемая при обработке данных ядерно-магнитного каротажа, скорректирована с целью использования ее для разнообразных исследований петрофизических свойств горных пород гранулярного типа. Принято, что в элементарной кубической ячейке поровое пространство образованно тремя ортогонально пересекающимися круглоцилиндрическими капиллярами длиной *a* и диаметром *b*. Изменение по сравнению с прототипом формы капилляров потребовало получить новые интегральные выражения для вычисления коэффициентов пористости ($К_п$), проницаемости (Кпр), удельной поверхности пор (S_y), относительного сопротивления (Рп). При этом было обеспечено выполнение важного методологического фильтра: совпадение у разрабатываемой модели в частных случаях при постоянном диаметре всех капилляров петрофизических характеристик, включая гидравлический радиус и среднюю просветность порового пространства, с теми характеристиками, которые установлены для известных гранулярных и капиллярных моделей однородных пористых сред.

Как и в прототипе, принято, что размеры (диаметры) капилляров распределены в соответствие с гамма-функцией, задаваемой средним диаметром капилляров b_0 и параметром þ, с дисперсией $D = b^2_0 / þ$. В отличие от прототипа при вычислении проницаемости учитывается гидравлическая извилистость, которая обоснованно принята постоянной и равной 2,3, а также интегрирование начинается с диаметров капилляров, не содержащих связанную воду.

Даны рекомендации по определению оптимального размера элементарной ячейки среды, являющимся верхним пределом интегралов при вычислении петрофизических коэффициентов, а также по технологии формирования модели в случае полимодальных распределений диаметра капилляров, характерных для многокомпонентных горных пород.

Разработанная модель успешно опробована на экспериментальном материале. В качестве доказательства правомочности модели принято совпадение у реальных горных пород и их моделей петрофизических коэффициентов, включая и экспериментально установленные распределения пор по размерам. Были рассмотрены даже случаи, когда моделируемые горные породы были представлены по лабораторным измерениям как объекты, образованные несколькими статистически однородными совокупностями компонентов с различными законами распределения пор по размерам. Для этих образцов были сформированы соответствующие модели с практически такими же петрофизическими свойствами.

В качестве примера теоретических исследований с применением разрабатываемой модели приводятся результаты вычисления структурного коэффициента в известной формуле Арчи-Дахнова. В результате использования статистических зависимостей от глубины $К_п$ матрицы и структурного показателя коллекторов, установленных Д.А. Кожевниковым и В.Н. Богаником, показано, что структурный коэффициент также зависит от глубины. В итоге получено теоретическое обоснование универсальной зависимости $Р_п = К_п^{-1.68}$, справедливой не только для чистых песчаников, но также для любых статистически однородных по распределению размеров пор коллекторов.

Модель позволяет при наличии данных о распределении пор по размерам определять фильтрационно-емкостные характеристики горных пород, а также оценивать всю совокупность коллекторских свойств по данным измерений ограниченного числа этих свойств. Еще одно применение модель может найти при анализе характера и степени влияния различных факторов на петрофизические характеристики достаточно сложных по структуре природных объектов.

****

РЕАЛИЗАЦИЯ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ В РАМКАХ ПРИНЦИПА КОНТАКТНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

М.В. Тарантин, Г.В. Простолупов - Горный институт УрО РАН, Пермь

Решение прямых задач является неотъемлемой частью процесса интерпретации гравиметрических материалов. Хотя в действительности геологические объекты трехмерны, иногда предположения об определенной симметричности, понижающие размерность модели, мало сказываются на результатах.

Решение прямых задач обычно не вызывает трудностей: решение всегда имеется и единственно. Поэтому для его нахождения уже разработано множество методов [1]. Обычно реальная среда моделируется совокупностью некоторых объектов, эффект от которых можно относительно просто и быстро найти (тела или фигуры «правильной» формы). В силу аддитивности гравитационного поля суммарный эффект есть простая сумма интегралов, выражающих притяжение каждого элемента модели.

Существуют подходы, представляющие модель совокупностью объектов, размерность которых ниже размерности модели. Ранее [2] был разработан и опробован принцип построения моделей сред, получивший название «контактного», в соответствии с главным составным элементом модели – границей раздела, или контактом, гравиактивных толщ. Поле силы тяжести в такой модели вычисляется как сумма уже поверхностных интегралов (в двумерном случае – криволинейных) по всем составляющим модель контактам:

$$g(r) = G \cdot \sum_{k} \int_{\Omega_k} \sigma(\xi) \cdot J(r - \xi) \cdot d\xi$$

Вид выражения для $J(x)$ зависит от размерности модели. В качестве функции плотности $\sigma(\xi)$ выступает разность плотностей ниже и выше границы Ω в точке ξ, G есть гравитационная постоянная.

Для реализации решения прямой задачи гравиразведки в соответствии с «контактным» принципом разработаны соответствующие программы. В реализованных алгоритмах предполагается, что границы представлены совокупностью отрезков прямых или элементами плоскостей (например, треугольниками). Выражение для $J(x)$ в двумерном случае имеет вид $J(x) = -\ln(x^2)$, в трехмерном $J(x) = x^{-1}$. В обоих случаях целевой интеграл может быть представлен суммой нескольких элементарных функций $f_i(r, \xi)$ и вычислен. Разумеется, его выражение в трехмерном случае гораздо сложнее двумерного варианта.

Кроме громоздкости, интеграл по поверхности в ряде весьма вероятных на практике случаев превращается в несобственный. По этой причине его аналитическое вычисление – как суммы аналитических функций – затруднено. В связи с этим в разработанной программе для трехмерного случая вычисление интеграла производится одним из численных методов.

Известно, что достоверность результата численного интегрирования напрямую зависит от шага вдоль интервала интегрирования. Известно также, что при уменьшении шага интегрирования, соответственно, увеличивается время вычислений. Экспериментально установлен шаг интегрирования, обеспечивающий приемлемые точность и время вычислений. Следует отметить, что время, затраченное на численное интегрирование, сопоставимо со временем аналитических вычислений интеграла. Вероятно, это связано с большим количеством преобразований при заменах переменных интегрирования в последнем случае.

Составленные программы используют при работе все возможности современных персональных компьютеров для ввода, представления и редактирования данных: различные варианты отображения, масштабирование, откат изменений, использование «мыши». Это облегчает пользователю создание и изменение моделей исследуемых сред, что, в свою очередь, повышает эффективность работ по моделированию геологического строения подземного пространства.

Вид программы для работы с двумерными моделями показан на рис. 1. Главные элементы рабочего пространства – панель для отображения модели и панель для отображения гравитаци-

онного поля (наблюденного или модельного). Основные параметры отображения и возможные действия над моделью сгруппированы на инструментальной панели.

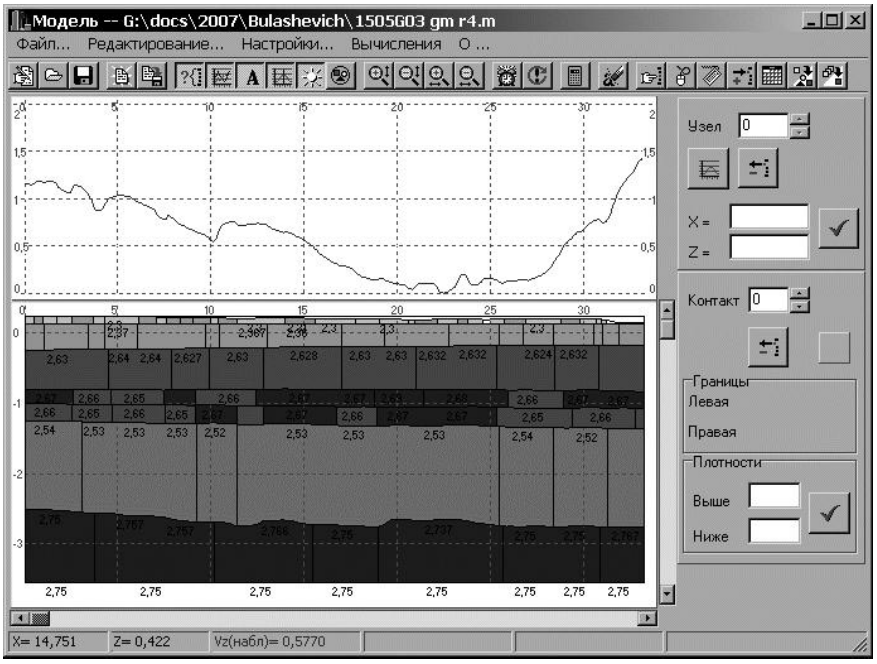


Рис. 1. Внешний вид интерфейса программы

Границы (контакты) представляются совокупностью отрезков прямых. Любой объект, таким образом, может быть задан своим контуром. Собственно граница не несет определенного смысла, следует рассматривать их совокупность (целостную модель) для «отождествления» моделируемых объектов и элементов модели.

Очевидно, что существенное влияние на поле в пределах модели оказывает и среда за пределами модели. Строение этой, уходящей на бесконечность, части пространства полагается плоско слоистым, причем на границах модели непрерывность пластов сохраняется.

Программа позволяет вычислять значение силы тяжести (V_z) и ее вертикальной производной (V_{zz}) в точках некоторого профиля z(x) (в том числе самой верхней границы модели – ее «рельефа») или на горизонтальной прямой. Их положение относительно верхней границы модели в данном случае не имеет значения – профиль может проходить и «внутри» модели, что актуально при подборе параметров моделей с учетом данных наземно-подземной съемки. При этом, для профиля наблюдения может учитываться (или не учитываться) поправка за разновысотность пунктов (редукция Фая), что позволяет сравнивать модельное поле напрямую с наблюденным, без введения в последнее каких-либо поправок [3]. В качестве сравнительной характеристики модельного и реального гравитационных полей используется среднеквадратическая их разность.

Для некоторого удобства сравнения реальных и модельных полей предусмотрена возможность усечения модели сверху (при негоризонтальной верхней границе). Это дает возможность приблизить модельное поле к наблюденному с учтенным промежуточным слоем (в редукции Буге). В этом случае подразумевается, что параметр плотности промежуточного слоя во введенной поправке соответствует плотностям усеченной толщи. Усечение модели производится по самой нижней точке ее «рельефа». Плотностная неоднородность подрельефной толщи при этом сохраняется.

Вычисленное поле V_z может быть сохранено в структурированный текстовый файл для дальнейшей обработки и сравнения с другими материалами. Кроме этого, возможно создание изображения, содержащего модель и соответствующие графики полей в необходимом масштабе.

Разработанная программа успешно применяется лабораторией геопотенциальных полей института при расчете прямых гравитационных эффектов как от простых моделей, например, погребенных рифовых структур или соляных куполов, так и сложных, например, при создании так называемых сейсмо-гравиметрических моделей, в которых при жестко закрепленных границах раздела сред, совпадающих с отражающими сейсмическими горизонтами, путем введения вертикальных границ, подбираются плотности в слоях между отражающими горизонтами (см. рис. 1).

Литература

1. *Пашко В.Ф., Старостенко В.И.* Методы решения прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии на ЭВМ (по материалам зарубеж. публ.) М., 1982. 93с.
2. Разработка теоретических основ и программного обеспечения математической обработки и интерпретации потенциальных полей в рамках моделей слоистых сред: Отчет о НИР: 9-90 / Рук. А.С. Маргулис; Исполн.: А.С. Маргулис, М.Я. Пенская. Пермь, 1989. 23 с.
3. Гравиразведка: справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

****

КАРТИРОВАНИЕ И ПРОФИЛИРОВАНИЕ ГЕОПАРАМЕТРОВ

Е.А. Тевелева - Геологический институт РАН, Москва

Картирование и профилирование различных геопараметоров является эффективным инструментом моделирования геологической среды – структуры земной коры.

Наиболее традиционная модель связывается с представлением значений параметров среды в виде карты изолиний. Данный метод картирования предполагает, что пункты измерения геопараметра расположены достаточно часто и равномерно.

Однако не во всех случаях этот способ объективно отражает величину геопараметра. Существуют данные, которые в силу физических причин не могут быть измерены на достаточно густой сетке.

К ним, в частности, относятся: кондуктивный тепловой поток и изотопное отношения гелия.

Тепловой поток на континентах измеряется в скважинах, которые бурятся в поисково-разведочных целях по неравномерной сетке, приуроченной к локализации месторождений. Пункты измерения изотопного отношения гелия также расположены неравномерно и приурочены либо к поверхностным источникам, либо к скважинам. Поэтому картирование этих геопараметров с помощью изолиний, как правило, дает искаженные результаты.

Геолого-геофизический профиль – это двумерная модель, на которой размещаются данные, полученные при измерениях или при поисково-разведочном бурении. Профиль дает наиболее наглядную информацию в случае контрастных свойств на границах структур.

Современные методы построения профилей предполагают, что измерение геопараметра приурочено к определенному направлению и определенным интервалам между измерениями. Но пункты измерения теплового потока и изотопного отношения гелия, как было показано выше, привязаны к скважинам или источникам, не лежащим на одной прямой. Поэтому для профилирования рассматриваемых геопараметров требуется специальная процедура.

Задачи профилирования и картирования тесно связаны между собой. Картирование позволяет оценить площадь, которую занимает тот или иной структурно-геологический комплекс. Профилирование позволяет уточнить границы геологических структур, каждая из которых может быть представлена как однородная совокупность данных. Поэтому задачи картирования и профилирования целесообразно решать в комплексе.

Особенность рассматриваемых геопараметров заключается также в том, что они измерены в различных условиях – в разное время и на разной глубине. Таким образом, возникает необходимость объединения данных, различающихся по времени и глубине измерений, так как это позволяет получить более полную картину изменения геопараметра на исследуемой площади.

При проведении профиля требуется выявить границы геологических структур – области однородности данных. В случае, если данные не однородны, проводится специальная процедура по выделению групп однородностей.

Таким образом, к естественным условиям состоятельности задач картирования и профилирования, рассматриваемых геопараметров можно отнести:

1. Независимость кондуктивного теплового потока и изотопного отношения гелия от исторического времени.

2. Независимость кондуктивного теплового потока и изотопного отношения гелия от глубины, на которой проводились измерения.

3. Неоднородность геологической структуры исследуемого участка.

Предлагаемая методика профилирования заключается в следующем: в рассматриваемой области задаются координаты начальной и конечной точек, то есть вектор направления исследования, а также ширина интервала исследования. Использование предлагаемого алгоритма дает возможность определить, какие точки из рассматриваемого региона попадут в область, определяемую выбором направления профилирования и шириной интервала, а также найти пересечения между линией профиля и перпендикулярами, опущенными из каждой точки внутри выбранного интервала. Это позволяет получить четкую картину изменчивости величины геопараметра вдоль направления профилирования [1].

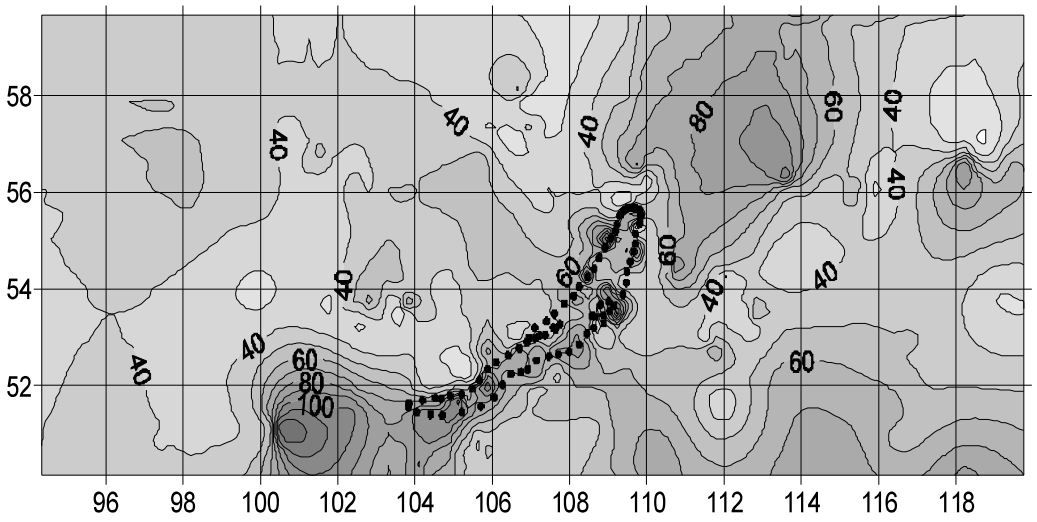


Рис. 1а. Картирование теплового потока изолиниями

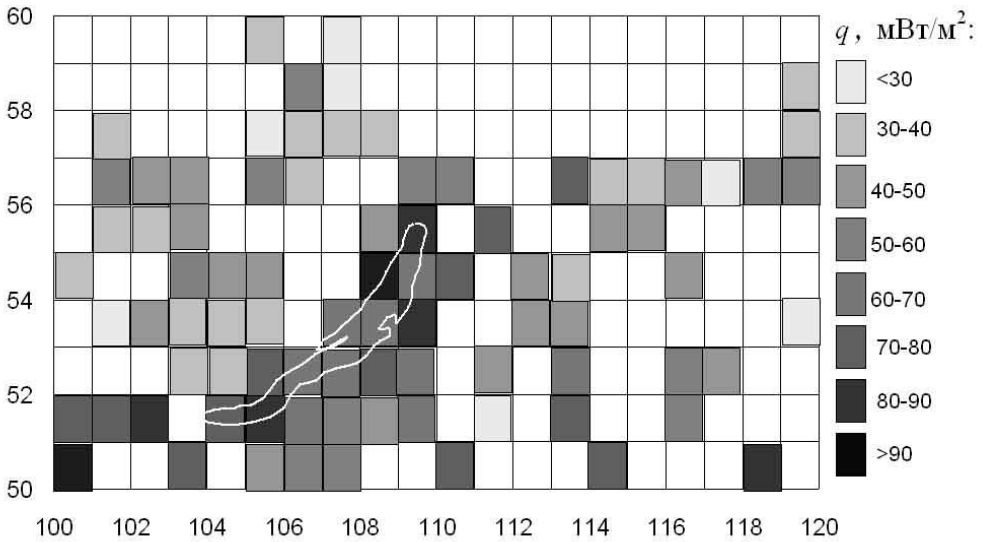


Рис. 1б. Картирование теплового потока «лоскутами»

Предлагаемый способ картирования подразумевает, что исследователем задается шаг разбиения координатной сетки. При этом вся территории оказывается разбитой на квадранты или «лоскуты». Каждой трапеции присваивается среднее значение геопараметра из всех попадающих в квадрат точек, которое отображается цветом [2]. Такое отображение позволяет судить о величине поля, о степени изученности конкретных районов, а также показывает, какие площади вообще не изучены. На рис. 1а. и 1б. изображено картирование Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления изолиниями и «лоскутами», соответственно.

Для нахождения наиболее оптимального варианта картирования разработан алгоритм, позволяющий осуществлять сдвиг начальной точки разбиения области на «лоскуты». При этом происходит сдвиг координатной сетки по широте и долготе, и общая картина меняется, так как в новообразованные квадранты попадут уже другие точки.

Для этого используется закон сложения дисперсий, согласно которому выборочная дисперсия равна сумме межгрупповой дисперсии, отражающей различия в величине признака, которые возникают под действием фактора (условия), положенного в основу группировки и внутригрупповой дисперсии, характеризующей суммарную вариацию внутри групп. В качестве наиболее оптимального варианта следует считать вариант, которому соответствует наименьшая внутригрупповая дисперсия. Это минимизирует дисперсию значений геопараметра внутри каждого «лоскута» и, следовательно, вероятность попадания границы между различными геологическими структурами внутрь одного «лоскута». Таким образом, каждая однородная структура может быть представлена своей группой «лоскутов».

Литература

1. *Тевелева Е.А.*, *Ланеев Е.В., Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.* Профилирование геопараметров: новые идеи // XLII Всероссийская конференция по проблемам математики, информатики, физики и химии. М.: Изд-во РУДН, 2006, с. 79.

2. *Хуторской М.Д.* Введение в геотермию. М.: Издательство Российского университета дружбы народов, 1996. 156 с.

****

Семинар «ГЕОДИНАМИКА»

ОПЫТ ОСВОЕНИЯ КОМПЛЕКСА ПРОГРАММ GAMIT/GLOBK ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОДИНАМИКИ

Д.А. Баландин -
Уральский государственный университет, Екатеринбург

Требования GAMIT/GLOBK

GAMIT это комплекс программ для всесторонней обработки GPS данных, разработанный Массачусетским технологическим институтом.

Для установки GAMIT требуется работающая операционная система Linux (или любая другая UNIX-подобная система) и компиляторы C и FORTRAN. Для автоматизации и интерактивной обработки требуется командная оболочка csh.

Минимальные системные требования для установки и использования комплекса GAMIT определяются процессором не ниже чем Pentium 90 и оперативной памятью не менее 128 Мб. Для программы рекомендуется использовать не менее 1Гб свободного дискового пространства.

Программа GAMIT представляется в виде исходных файлов программы на языке FORTRAN и C. Поэтому для использования GAMIT необходимо скомпилировать исходный код в исполняемую программу. В руководстве по установке GAMIT рекомендуется использовать компилятор FORTRAN 95. На сегодняшний день данный компилятор доступен для установки только в экспериментальном режиме. Кроме того, в LINUX этот компилятор предоставляется в пакете gcc-4.2, но установка этого пакета требует так же переустановки библиотеки gcclib, которая является очень важной для всех других программ (в работающей системе число копий этой библиотеки в памяти может доходить до 1000).

Для полноценного использования GAMIT требуется установка дополнительных программ. Программы teqc для перевода «сырых» данных наблюдений в формат RINEX и программы GMT для создания графиков.

Установка GAMIT/GLOBK

Для установки GAMIT необходимо загрузить исходные файлы GAMIT с FTP сервера факультета Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Массачусетского технологического университета**.** Загрузив файлы, необходимо создать и отредактировать Makefile файл, указав компилятор и путь к библиотекам X сервера (необходимые для рисования карт). Скомпилировав исходные файлы программы с опциями, указанными в Makefile, получаем рабочую версию GAMIT.

Последующие обновления GAMIT можно устанавливать запуском скрипта install_updates.sh.

После установки необходимо определить переменные окружения для того, чтобы можно было запускать исполняемые модули, получать оперативную справку, и подключать стандартные файлы и таблицы, требуемые программами. Также необходимо сделать ссылки на каталог, в котором находится скомпилированная программа, в домашних каталогах пользователей.

Подробнее об определении переменных можно прочитать в руководстве пользователя GAMIT, которое также доступно на FTP сервере MIT.

Программа GAMIT использует файлы данных, которые требуют постоянного обновления для сохранения актуальности, например: список действующих спутников (необходимо обновлять при каждом запуске нового спутника), файл нутаций (необходимо обновлять каждый год) и т.п. Такие файлы доступны на нескольких серверах, в том числе и FTP сервере Dep. of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences и FTP архиве SOPAC.

Использование программы GAMIT

Обработка GPS данных с помощью GAMIT - это последовательный запуск отдельных программ, каждая из которых выполняет свою функцию. Одно из важнейших требований программы GAMIT - это правильная организация файлов. Рабочий проект представляет собой набор каталогов, в которых находятся все необходимые файлы (табл. 1).

Таблица 1. Структура каталогов прокта

Expr/				
/doy	/brdc	/igs	/rinex	/tables

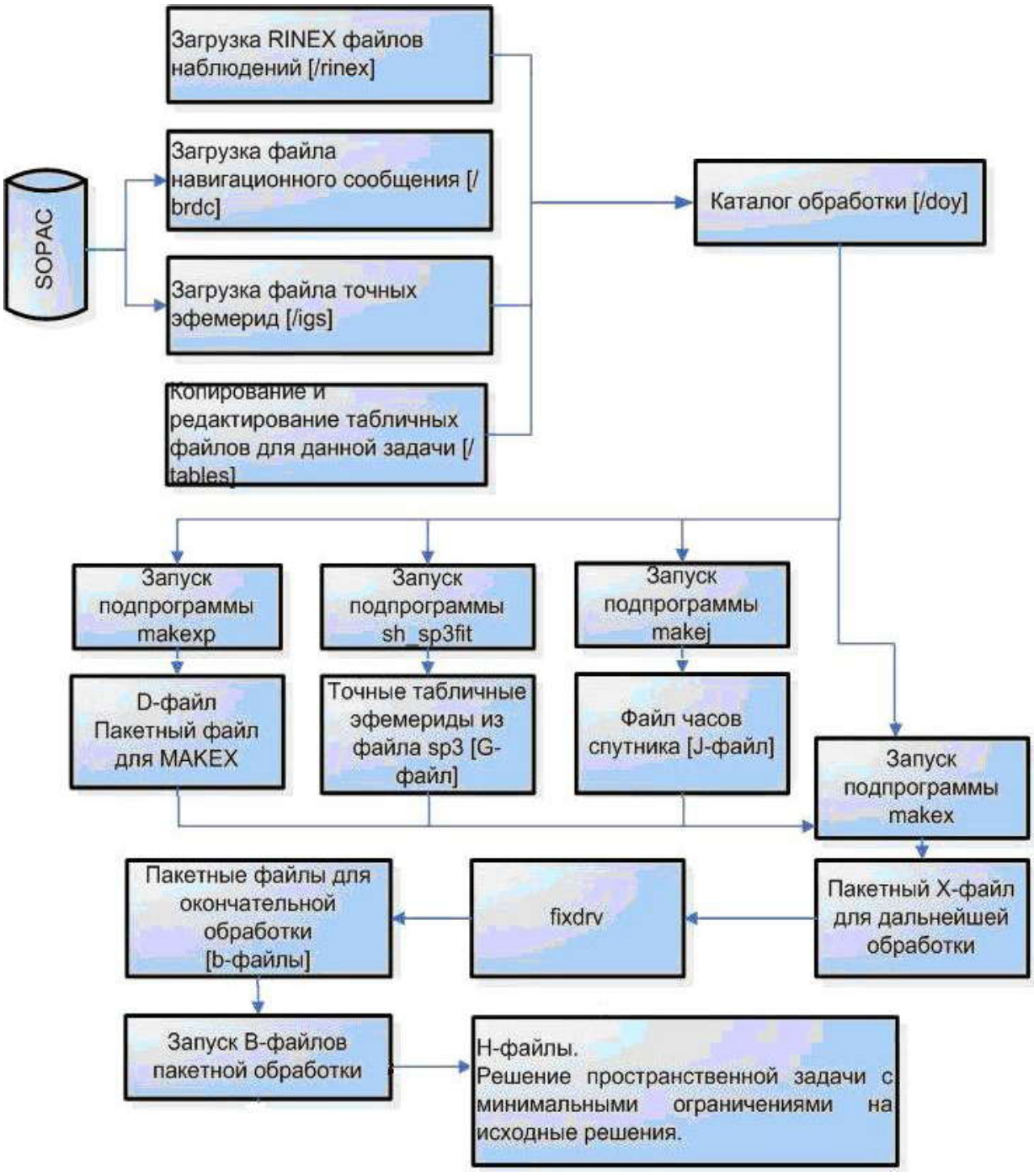


Рис. 1. Схематическое изображение информационных потоков в программе GAMIT

Таблица 2. Расшифровка содержания каталогов

Каталог	Содержание и предназначение каталога
/doy	Содержит RINEX файлы для дня обработки (чаще всего ссылки на файлы из каталога /rinex), таблицы необходимые для обработки. В этом каталоге производится вся обработка наблюдений. Doy = day of year.
/brdc	Содержит файл навигационного сообщения для заданного дня. Загружается с внешних источников – архивов SOPAC, BKG, CCDIS, IGN или других.
/igs	Содержит файл точных эфемерид спутников. Загружается с внешних источников – архивов SOPAC или CCDIS.
/rinex	Содержит observation-файлы пунктов наблюдений. Копируется с приемника или, если рассчитываются созданные сети, то загружается из архивов этих сетей.
/tables	Содержит основные таблицы и файлы, необходимые для расчетов.

В каждом каталоге хранятся строго определенные файлы, необходимые для выполнения расчетов.

После того, как все требуемые файлы скопированы в соответствующие им каталоги, начинается обработка данных. Фактически обработка данных это последовательный запуск подпрограмм. Выходные данные каждой подпрограммы служат входными данными для одной из последующих подпрограмм. Схема информационных потоков изображена на рис. 1.

****

ИЗУЧЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В РАЗРУШАЮЩЕЙСЯ ГЕОСРЕДЕ

В.Т. Беликов, А.Ф. Шестаков - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Изучение временных изменений напряженного состояния в разрушающемся массиве горных пород необходимо, прежде всего, с точки зрения выявления критериев, определяющих возможный характер (эволюционный или катастрофический) развития процессов разрушения. Умение прогнозировать тот или иной сценарий протекания таких процессов и определять условия реализации каждого из них, позволит вплотную подойти к предсказанию катастрофических событий типа горных ударов и землетрясений.

В настоящее время установлено, что временные аномалии концентрации радона связаны с разрушением и часто предшествуют наступлению катастрофических событий. В работах [1 - 2] была предложена количественная физическая модель миграции радона в разрушающейся геосреде. Полученные уравнения были использованы для интерпретации временных аномалий концентрации радона, зарегистрированных в глубоких шахтах. В результате были построены зависимости относительных величин открытой пористости и удельной внутренней поверхности (УВП) в процессе разрушения [2]. Эти данные, а также количест-

венная модель для описания разрушающегося массива горных пород, рассматриваемая ниже, были положены в основу предлагаемой в работе методики оценки относительных временных изменений напряженного состояния разрушающейся геосреды.

Твердое тело (геосреда), в котором происходят процессы разрушения, является гетерогенным по своей природе, состоящим по крайней мере из двух фаз (в случае гомогенного скелета горной породы). В силу наличия межфазных поверхностей, имеющих достаточно большую площадь, поверхностная энергия разрушающегося твердого тела составляет значительную долю его полной энергии и ее необходимо учитывать при изучении характера развития процессов разрушения.

С использованием уравнений тепломассопереноса в гетерогенной геосреде, был изучен баланс энергии разрушающегося твердого тела, учитывающий объемную и поверхностную его составляющие. Для твердого тела с трещинами, рассматриваемого как гетерогенная двухфазная среда, выведено соотношение, являющееся аналогом энергетического критерия Гриффитса, определяющего условие распространения отдельной трещины, имеющее вид:

$$\sigma_{ik} v_{ik} + \sigma \upsilon \Omega = 0 \quad , \qquad (1)$$

где Ω – удельная внутренняя поверхность, σ_{ik} и v_{ik} – тензоры напряжений и скоростей деформации соответственно, σ – коэффициент поверхностного натяжения, величина υ характеризует изменение Ω, обусловленное движением межфазной границы.

В данном случае, однако, мы имеем дело не с отдельной трещиной, а с трещинным пространством, структурной характеристикой которого является удельная внутренняя поверхность (УВП).

При выполнении соотношения (1), скорость изменения объемной части энергии равна взятой с противоположным знаком скорости изменения поверхностной энергии, или иначе, мощность упругих сил скомпенсирована работой, затрачиваемой в единицу времени на изменение поверхности.

С использованием полученного критерия и привлечением результатов интерпретации радоновых аномалий (зарегистрированных на СУБРе [3]) с целью определения относительных временных изменений УВП в процессе разрушения были изучены соответствующие изменения свободной энергии деформации и давления в разрушающемся массиве горных пород.

Конечным этапом изучения изменений напряженного состояния геосреды в процессе разрушения должно стать получение зависимости главных напряжений от времени. Однако экспериментальные данные только радонового мониторинга при отсутствии дополнительных сведений, касающихся собственно напряженно-деформированного состояния геосреды, не позволяют решить эту задачу в полном объеме. Поэтому в первом приближении нами рассмотрен простейший случай, когда среда находится в состоянии равномерного всестороннего сжатия. В рамках данного допущения напряженное состояние в горном массиве слабо отличается от вышеназванного на достаточно больших расстояниях от пор и трещин (принцип Сен-Венана [4]), в то же время вблизи последних локальная картина напряженного состояния будет искажена по сравнению с состоянием равномерного всестороннего сжатия.

С использованием данных о временных изменениях УВП [2], полученных в результате интерпретации радоновых изменений, изучен характер изменения давления в разрушающемся массиве горных пород.

На рис. 1 приведен график относительных изменений УВП (сплошная линия) и давления в горном массиве. Маркерами обозначены кривые для различных значений параметра A_0, характеризующего начальное соотношение между поверхностной свободной энергией и свободной энергией деформации в данной точке, Ω и Ω_0 – УВП открытых пор и трещин в текущий и начальный момент времени, соответственно.

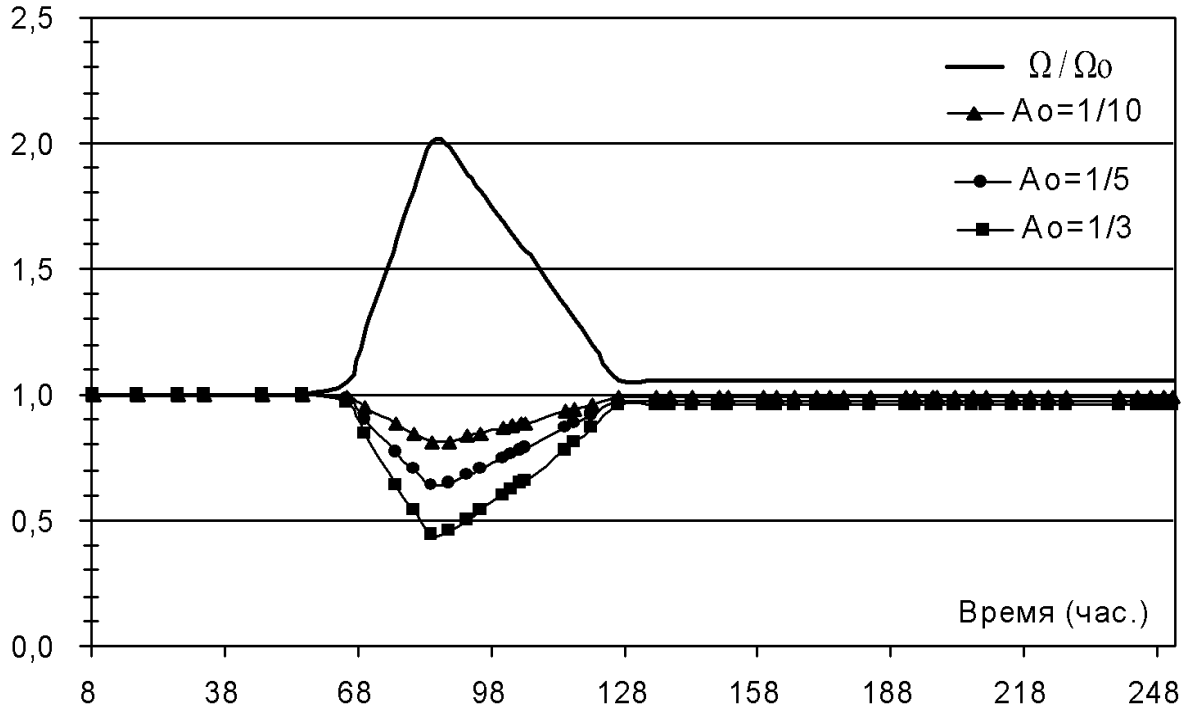


Рис. 1. График относительных изменений УВП и давления

Из рис. 1 видно, что по мере развития процесса разрушения вначале (до прохождения максимума на кривой Ω / Ω_0) происходит уменьшение относительного давления (разгрузка) в массиве. Затем, вследствие падения свободной поверхностной энергии и уменьшения (за счет укрупнения трещин по мере развития процесса разрушения) УВП происходит увеличение давления в массиве горных пород.

Анализируя приведенные кривые, можно отметить, что величина относительных изменений давления в процессе разрушения достаточно сильно зависит от начального соотношения между поверхностной и объемной свободными энергиями (величина A_0). Наибольшее падение относительного давления в массиве горных пород (более, чем в два раза) происходит при $A_0 = 1/3$, при меньших значениях параметра A_0 уменьшение относительного давления несколько меньше.

В заключение необходимо отметить следующее. В данной работе все расчеты проводились без учета в общем балансе энергии ее составляющих, связанных с диссипативными явлениями, скрытой теплотой фазового перехода, а также с акустическим излучением. Учет этих факторов должен привести к снижению амплитуд относительных изменений давления в разрушающемся массиве горных пород.

Литература

1. *Беликов В.Т., Шестаков А.Ф.* Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. I // Дефектоскопия, 1997. № 9, с. 79 – 88.
2. *Беликов В.Т., Шестаков А.Ф.* Использование временных вариаций концентрации радона для определения структурных характеристик геосреды. II // Дефектоскопия, 1997. № 9, с. 89 – 97.
3. *Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В.* Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Доклады РАН, 1996. 346. № 1, с. 245 – 248.
4. *Тимошенко С.П., Гудьер Дж.* Теория упругости. М.: Наука, 1975. 576 с.

****

СЕЙСМО-СИНОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ – НАУЧНЫЙ ПРОРЫВ 21 ВЕКА

В.Н. Боков -
Российский Государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

На сегодняшний день в мире нет ни одного метода, кроме сейсмо-синоптического [1, 2], который позволяет составлять оперативные (ежедневные) краткосрочные прогнозы землетрясений с указанием времени, силы и места эпицентра землетрясения по территории Северного полушария. Такое состояние проблемы связано с тем, что в среде сейсмологов принята «парадигма непредсказуемости», которую они усиленно пропагандируют в обществе. Однако отход от традиционных, принятых в геологии, механизмов возникновения землетрясений позволил осуществить научный прорыв в решении данной проблемы.

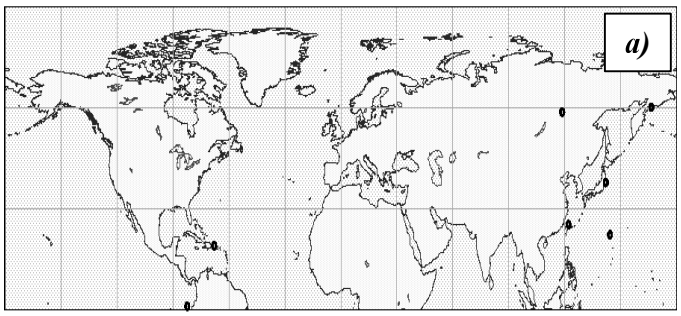
Рассмотри ряд результатов, которые получены при составлении опытных краткосрочных прогнозов землетрясений (1-2 суток) сейсмо-синоптическим методом с магнитудой более M > 5 баллов, на примере Дальневосточного федерального округа. Прогнозы в оперативном порядке выставлялись в интернете: http://quake-vnb.rshu.ru. В основе метода лежат закономерности в системе солнце - атмосфера – сейсмичность и расчеты инвариантов изменчивости циркуляции атмосферы по влиянию многомиллионных масс воздуха на экзогенные процессы в земной коре. Изменчивость атмосферы приводит к появлению известных геологических предвестников и инициирует возникновение землетрясений [3, 4].

За период составления опытных прогнозов (2001-2007 гг.) по территории ДФО оправдалось более трех сотен краткосрочных прогнозов с магнитудой более M > 5 баллов, с 73 % их оправдываемостью. Разработаны подходы повышения оправдываемости прогнозов, требующие проведения совместных исследований геологов, сейсмологов и метеорологов. Кратко рассмотрим лишь несколько примеров краткосрочного прогноза землетрясений для ДФО.

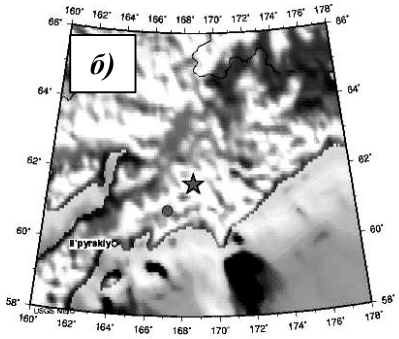
Землетрясение в Корякии (M = 5.5) 06.09.2006 было предсказано за двое суток и выставлено в сети интернет (рис. 1а), его фактическое подтверждение - на рис. 1б. Землетрясение на Камчатке (M = 5.8) 12.04.2006 также предсказано за двое суток (рис. 1в), фактическое подтверждение - рис. 1г. Землетрясение на Сахалин 08.03.2005 (M = 5.1) предсказано за двое суток (рис.1д), его фактическое подтверждение - рис. 1е.

Землетрясение на Курилах (M = 8.3) 15.11.2006 предсказано за двое суток (рис. 1ж), фактическое подтверждение - рис. 1з. Для последнего прогноза сила землетрясения оценена ниже, чем фактическая, что обусловлено отсутствием сейсмологической информации. С таким же успехом было спрогнозировано землетрясение на Курилах 13.01.2007 (M = 8.1). В работе [4] отмечалось, что физика процесса образования горных ударов, приводящих к трагедиям в шахтах, близка к процессам возникновения землетрясений. Резкое возрастание деформации земной коры под влиянием резкой изменчивости атмосферного давления и наличие искусственных разломов (шахт) является основной причиной возникновения горных ударов. Резкий выход опасного количества метана в шахту вызван подвижкой угольных пластов и «выжиманием» метана в шахту.

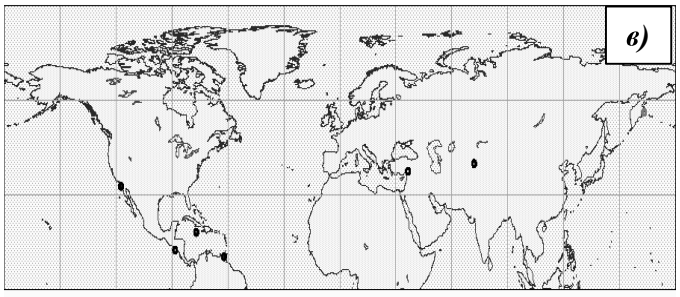
В качестве примера, на рис. 2. показаны значения термобарического инварианта для недавних трагедий на шахтах «Листвяжная» (28.10.2004 г.) и «Ульяновская» (19.03.2007 г.) в Кемеровской области. Из рисунка видно, что в обоих случаях процессы в атмосфере были аналогичны. Организация и мониторинг атмосферных процессов, проводимый по заказу руководства угольной промышленности, позволил бы избежать в дальнейшем подобных случаев.



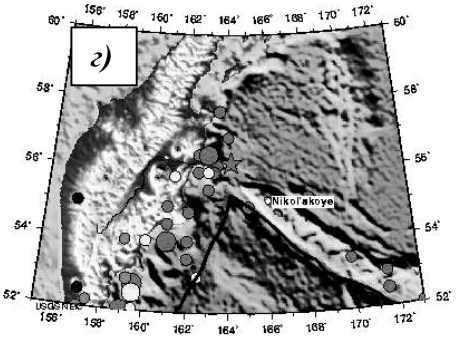
Forecast 06.09.2006.- done 04.09.2006. Is prepared under the limited meteorological information



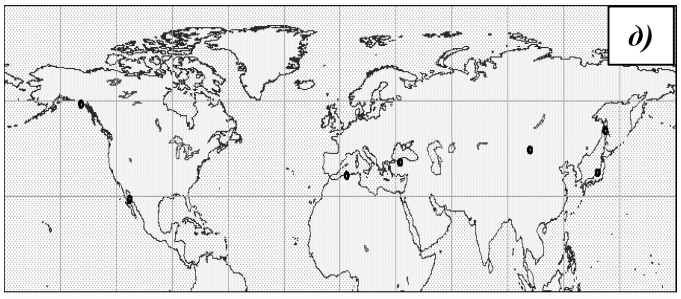
KORYAKIA, RUSSIA
2006 09 06 05:00:28 UTC 61.70N 168.59E Depth: 10.0 km, Magnitude: 5.5
Magnitude 7 and Greater Earthquakes SInce 1900



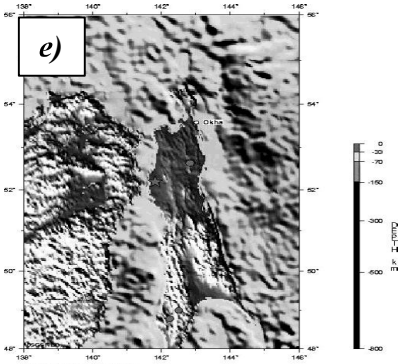
Forecast 12.04.2006.- done 10.04.2006. Is prepared under the limited meteorological information



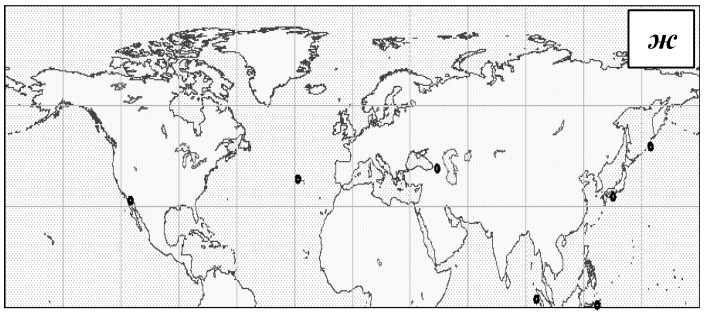
KOMANDORSKIYE OSTROVA REGION
2006 04 12 01:06:59 UTC 56.26N 164.15E Depth: 30.0 km, Magnitude: 5.8
Magnitude 7 and Greater Earthquakes Since 1900



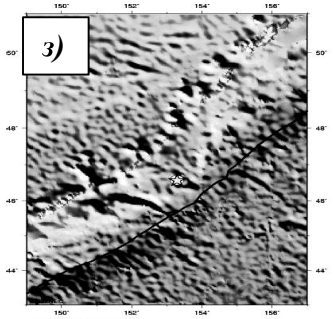
Forecast 09.03.2005



SAKHALIN, RUSSIA
2005 03 08 23:58:39 UTC 52.19N 141.82E Depth: 15.9 km, Magnitude: 5.1
Magnitude 7 and Greater Earthquakes Since 1900
Major Tectonic Boundaries: Subduction Zones - purple, Ridges - red and Transform Faults - green
USGS National Earthquake Information Center



Forecast 15.11.2006.- done 13.11.2006. Is prepared under the limited meteorological information



KURIL ISLANDS
2006 11 15 11:14:17 UTC 46.57N 153.29E Depth: 39 km, Magnitude: 8.3
Magnitude 7 and Greater Earthquakes Since 1900

Рис. 1. Примеры оперативных краткосрочных прогнозов с использованием сейсмо-синоптического метода

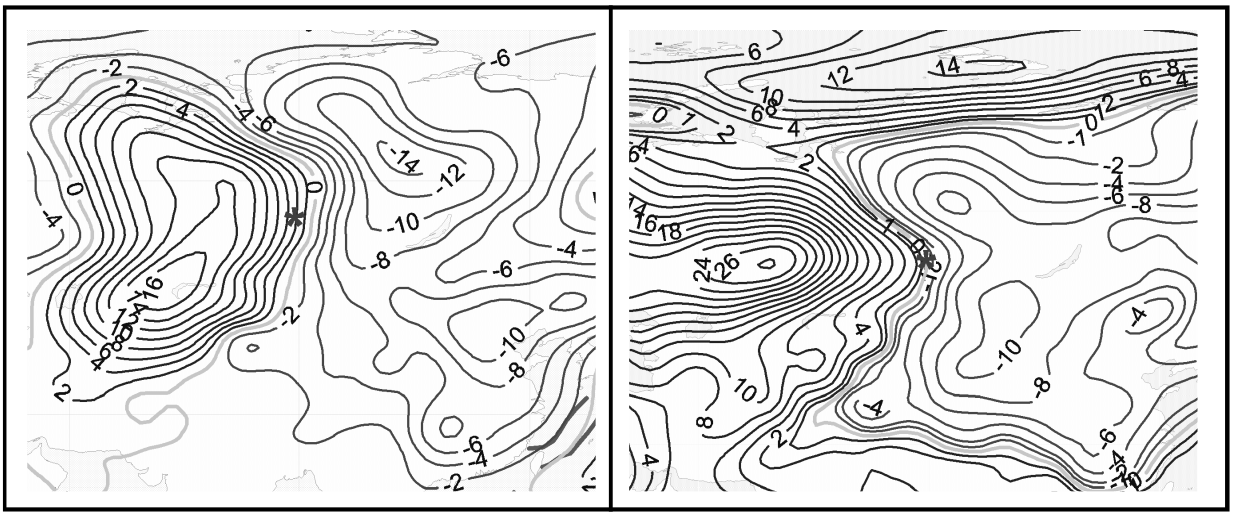


Рис. 2. Пространственное распределение термобарического инварианта, сопутствующее горному удару на шахте «Лиственная» 28.10.2004 г. (слева) и на шахте «Ульяновская» 19.03.2007 г. (справа). Звездочкой отмечено месторасположение шахт

Литература

1. *Боков В.Н., Сытинский А.Д.* Оперативный краткосрочный прогноз землетрясений на основе сейсмо-синоптического метода (результаты годового испытания) // Научно-практическая конференция «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций и их источников». МЧС, 26-27 июня. М.: Центр «Антистихия», 2002, с. 34 - 39.

2. *Боков В.Н.* Краткосрочный прогноз землетрясений // Инновации, 2005. 9(86), ноябрь, с. 90 - 92.

3. *Боков В.Н.* Изменчивость атмосферной циркуляции – инициатор сильных землетрясений // Известия РГО РАН, 2003. Т. 135. Вып. 6, с. 54 – 65.

4. *Боков В.Н.* О стратегии в краткосрочном прогнозировании землетрясений, горных ударов и техногенных аварий // Жизнь и Безопасность, 2004. № 2-3а, с. 158 - 161.

****

СОВРЕМЕННЫЕ АКТИВНЫЕ ЗОНЫ НАРУШЕНИЯ СПЛОШНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕКАТЕРИНБУРГА

А.Н. Гуляев,[1] В.С. Дружинин[1], А.Ю. Дёмина[2], В.Ю. Осипов В.Ю,[1] А.А. Косолопов[2] -
Институт геофизики УрО РАН, [2] ГОУНПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург

Екатеринбург располагается на восточном склоне новейшего Уральского орогена, продолжающийся рост которого сопровождается подвижками блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности, их наклонами и ощутимыми землетрясениями. Особенностью Екатеринбурга и других городов, расположенных в пределах «обнаженного» Урала, является то, что они построены на коренных скальных палеозойских породах, перекрытых относительно маломощным (от долей метра до 15-25 м) преимущественно глинистым чехлом коры выветривания и четвертичных отложений.

Согласно [1 - 6], верхняя часть земной коры территории Екатеринбурга в значительной степени нарушена зонами нарушения сплошности разного порядка. Преимущественно это - разломы, трещины, трещиноватые зоны и зоны деформации, возникшие в палеозойское время, когда на Урале происходили активные тектонические процессы. В мезо-кайнозойское и новейшее время эти структуры были омоложены тектоническими и отпрепарированы денудационными процессами. По многим из них развились глубокие карманы выветривания. Многие из этих структур проявлены в современном рельефе дневной поверхности, то есть являются рельефообразующими и относительно подвижными на современном этапе. В качестве признака современной подвижности этих структур мы рассматриваем приуроченные

к ним аварии на линиях подземных коммуникаций, в особенности повторяющиеся через некоторое время в одних и тех же местах, участки ускоренного износа дорожного покрытия, повышенные концентрации радона в почвенном воздухе [7].

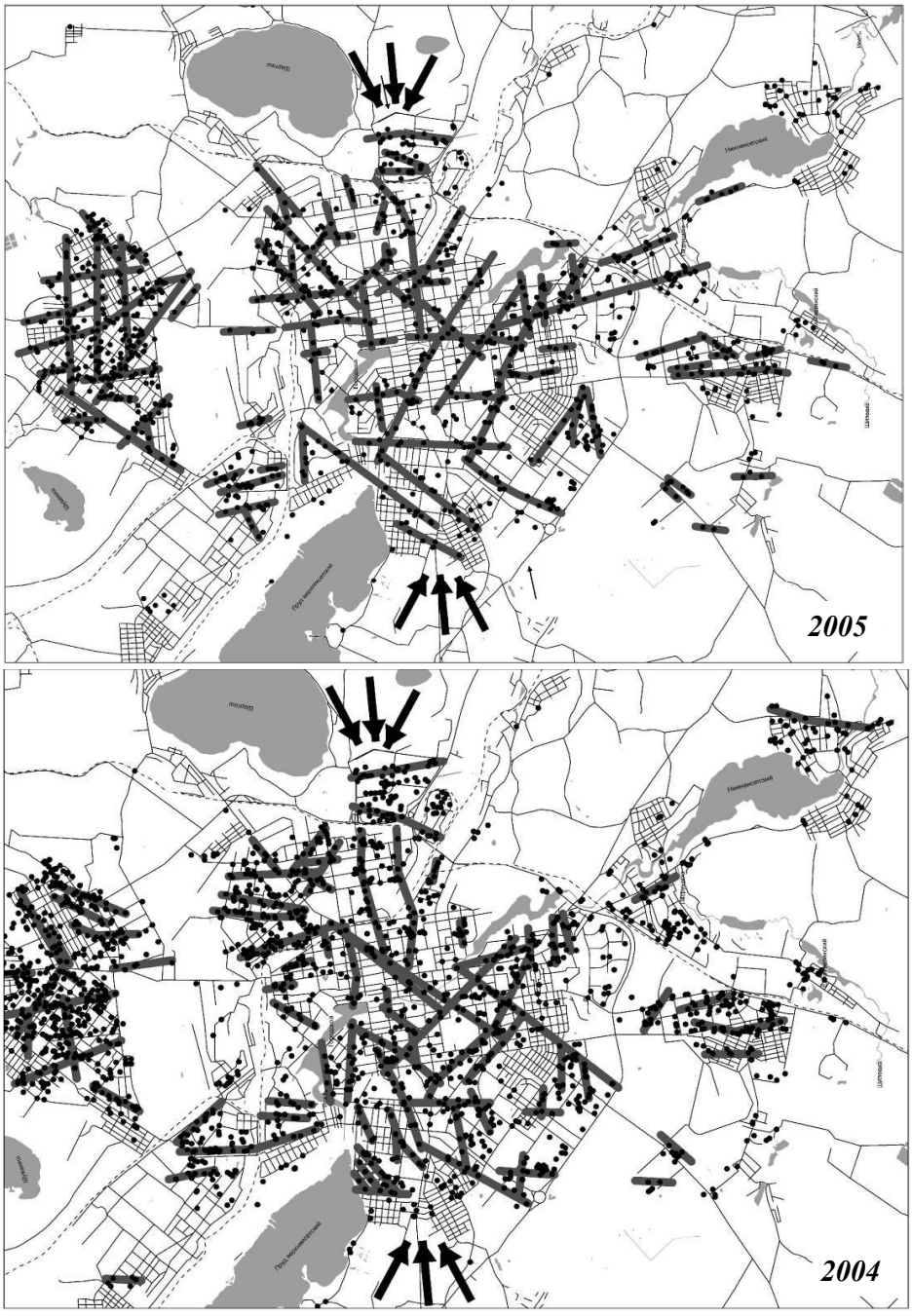


Рис. 1. Предполагаемые зоны нарушения сплошности и деформации верхней части земной коры, проявляющие активность на современном этапе. Выделены по участкам аварий на линиях городского водопровода, показанных четными точками. Стрелками показано предполагаемое направление напряжение сжатия земной коры

Вышеотмеченная особенность строения верхней части земной коры территории Екатеринбурга способствует возникновению аварий. Подвижные глинистые грунты чехла коры выветривания и четвертичных отложений, в которых проложена большая часть линий подземных коммуникаций, чутко реагируют на небольшие подвижки и изменения напряженно-деформированного состояния в зонах нарушения сплошности верхней части земной коры.

Движение глинистого материала верхней части разреза земной коры в этих зонах (перетоки, нагнетание в одни участки и отток из других) оказывает механическое воздействие на трубы, способствуя их повреждению. Повреждения происходят и на границах скальных блоков и массивов, сложенных менее консолидированными грунтами.

Современная подвижность верхней части земной коры территории Екатеринбурга обусловлена воздействием на нее эндогенных (тектонических), экзогенных (лунно-солнечные приливы, вариации основных атмосферных параметров, обусловленные прохождением циклонов и атмосферных фронтов, магнитные бури) и техногенных (взрывы в карьерах в окрестностях города, вибрации от движения транспорта и работы промышленных установок) факторов.

Подвижность верхней части земной коры Екатеринбурга проявляется в виде микроподвижек блоков верхней ее части по зонам нарушения ее сплошности (внутриразломный мерцающий крип по [8]), способствующих возникновению аварий на линиях подземных коммуникаций и ускоренному износу дорожного покрытия. Имеются примеры повреждения и разрушения жилых домов. Это обусловлено тем, что согласно [9, 10] верхняя часть земной коры в осевых частях зон нарушения ее сплошности находится в квазитиксотропном состоянии и при этом постоянно находится в движении. Амплитуды знакопеременных циклических подвижек блоков верхней части земной коры в зонах нарушения ее сплошности намного больше, чем в смежных менее нарушенных участках.

Характер подвижек блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности может быть оценен по ориентировке последних в плане. Согласно [11, 12] верхняя часть земной коры территории Екатеринбурга в новейшее время находится в условиях субширотного сжатия. В общих чертах наследуется направление сжатия и тектоническая ситуация палеозоя. Поэтому субширотные зоны нарушения сплошности согласно [10] представляют собой трещины отрыва (растяжения), субмеридиональные – зоны сжатия (проявлены преимущественно в виде всбросов и надвигов), а диагональные – зоны скола (зоны сдвигов). Наиболее крупные из этих зон, предположительно проявляющие активность на современном этапе, пересекают всю территорию города. Вдоль по ним вытянуты зоны аварий на линиях подземных коммуникаций (рис. 1).

Наиболее крупными их этих зон, имеющие субширотное направление (трещины отрыва, субмеридионального растяжения), являются зоны, протянувшиеся: а) вдоль ул. Малышева, б) вдоль Большаковской эрозионно-тектонической впадины (вдоль ул. Большакова и Фурманова). Наиболее крупные из этих зон, имеющие субмеридиональное направление (трещины субширотного сжатия), имеются в жилых массивах: «Вторчермет», в «Пионерском», на «Уралмаше». Они приурочены к зонам Западно-Свердловских и Восточно-Свердловских разломов. Наиболее крупные из этих зон, имеющие диагональное направление (сколовые сдвиговые зоны), прослеживаются вдоль юго-западного борта Исети, вдоль ул. Посадской. Сама эрозионно-структурная впадина поймы р. Исеть вероятно развилась по крупной сдвиговой зоне.

Литература

1. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. 304 с.
2. *Кузовков Г.Н., Двоеглазов Д.А., Вагшаль Д.С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О -41 – XXV. Свердловск, 1987. (170 страниц и графические приложения).
3. *Зубков А.В.* Геомеханика и геотехнология. Екатеринбург, 2001. 333 с.
4. *Несмеянов С.А.* Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 214 с.
5. *Дружинин В.С., Гуляев А.Н.* О необходимости учета активности геологической среды при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных сооружений и линий подземных коммуникаций МО «г. Екатеринбург» // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений: Труды Международной конференции. Екатеринбург, 2004, с. 13 – 17.

6. *Сашурин А.Д., Боликов В.Е.* Геодинамический фактор риска аварий и катастроф в комплексном освоении подземного пространства г. Екатеринбурга // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений: Труды Международной конференции. Екатеринбург, 2004, с. 90 - 93.
7. *Боликов В.Е., Слепенков А.В.* Обеспечение устойчивости подземных канализационных коллекторов // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений: Труды Международной конференции. Екатеринбург, 2004, с. 41 - 44.
8. *Тагильцев С. Н.* Основы гидрогеомеханики скальных массивов: Учебное пособие по дисциплине «Гидрогеомеханика» Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 88 с.
9. *Крапивнер Р.Б.* «Бескорневые неотектонические структуры». М.: Недра, 1986. 201 с.
10. *Осипов В.Ю., Дёмина А.Ю., Гуляев А.Н.* Схематическая карта сейсмического районирования территории Екатеринбурга // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике, сборник научных материалов. Пермь, 2007, с. 198 -203.
11. *Уткин В.И., Чеботина М.Я., Евстигнеев А.В., Любашевский Н.М.* Особенности радиационной обстановки на Урале. Екатеринбург, 2004. 150 с.
12. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

****

ОБРАЗОВАНИЕ ЦЕПЕЙ ПОДВОДНЫХ ГОР В РЕЗУЛЬТАТЕ НАПОЛЗАНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ НА АСТЕНОСФЕРНЫЙ ВЫСТУП

Г.И. Казакевич[1], А.П. Седов[1], В. В.Матвеенков[1], Л.П. Волокитина[1], В.А. Рашидов[2] -
[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Распределение внутриплитового вулканизма, приводящего к образованию подводных гор, имеет ряд особенностей, не укладывающихся в существующие геодинамические модели. Эта проблема связана с вопросом о возникновении и развитии трещин в литосферной плите. Здесь рассматривается механизм их образования в результате взаимодействия движущейся литосферной плиты с астеносферными неоднородностями. При надвигании плиты на астеносферное поднятие и спуске с него образуется и развивается система трещин, приводящая к возникновению магматизма со сложной пространственно-временной структурой (рис. 1). Анализ динамики развития напряженно-деформированнного состояния изгибающейся плиты позволяет выявить закономерности этой структуры.

Взаимодействуя с мантийной неоднородностью, литосфера будет принимать ее форму, образуя так называемый свод. Наибольшие растягивающие напряжения возникают у границ свода и его вершины. Они отличаются по знаку. У границы свода растягивающие напряжения и соответствующие им трещины будут возникать в нижней части плиты. Проникающая в них магма будет способствовать их раскрытию (эффект гидроразрыва) и проявлению вулканизма. С учетом движения плиты, этот эффект на боковых границах свода будет приводить к развитию вулканических цепей, параллельных направлению ее движения. Во фронтальной и тыловой части свода возникающие трещины (закрывающиеся при удалении от его границ), могут приводить к образованию вулканических цепей, почти ортогональных направлению движения плиты и находящихся друг от друга на расстояниях, обусловленных механическими свойствами литосферы и скоростью фильтрации магмы в мантии. При спуске плиты с мантийного выступа может происходить повторное раскрытие трещин, образовавшихся при подъеме на него (как ослабленных участков литосферы), и, соответственно, повторное извержение старых вулканов через промежуток времени, за который плита прошла над мантийным выступом. В случае круговой неоднородности цепи второго типа будут иметь дугообразную форму и плавно переходить в цепи первого типа; в случае вытянутой неоднородности их форма будет более прямолинейной, а связь с цепями, параллельными движению плиты, будет слабей.

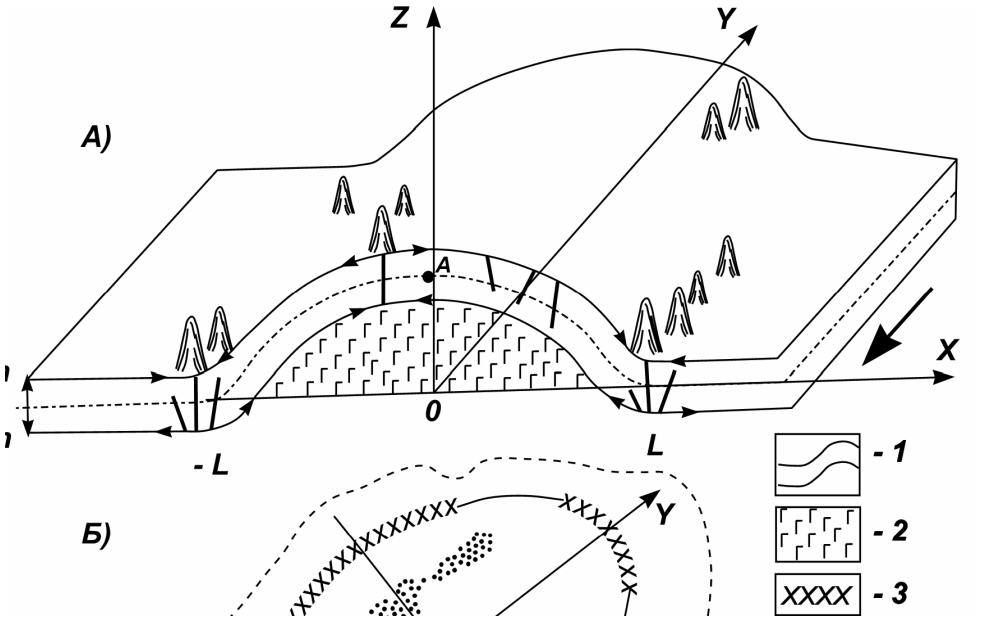


Рис. 1. Схема формирования вулканических цепей при надвигании литосферной плиты на мантийную неоднородность: а) профиль; б) план: 1 – литосферная плита; 2 – астеносфера; 3 – области потенциального вулканизма у основания сводового поднятия; 4 – области потенциального вулканизма в вершинной части поднятия; 5 – разломы в литосферной плите а) достигшие астеносферы; б) не достигшие астеносферы; 6 – направления напряжений а) – растяжения; б) – сжатия; 7 – направление движения литосферной плиты

Взаимодействуя с мантийной неоднородностью, литосфера будет принимать ее форму, образуя так называемый свод. Наибольшие растягивающие напряжения возникают у границ свода и его вершины. Они отличаются по знаку. У границы свода растягивающие напряжения и соответствующие им трещины будут возникать в нижней части плиты. Проникающая в них магма будет способствовать их раскрытию (эффект гидроразрыва) и проявлению вулканизма. С учетом движения плиты, этот эффект на боковых границах свода будет приводить к развитию вулканических цепей, параллельных направлению ее движения. Во фронтальной и тыловой части свода возникающие трещины (закрывающиеся при удалении от его границ), могут приводить к образованию вулканических цепей, почти ортогональных направлению движения плиты и находящихся друг от друга на расстояниях, обусловленных механическими свойствами литосферы и скоростью фильтрации магмы в мантии. При спуске плиты с мантийного выступа может происходить повторное раскрытие трещин, образовавшихся при подъеме на него (как ослабленных участков литосферы), и, соответственно, повторное извержение старых вулканов через промежуток времени, за который плита прошла над мантийным выступом. В случае круговой неоднородности цепи второго типа будут иметь дугообразную форму и плавно переходить в цепи первого типа; в случае вытянутой неоднородности их форма будет более прямолинейной, а связь с цепями, параллельными движению плиты, будет слабей.

На вершине свода трещины будут возникать в верхней части плиты и могут не доходить до контакта с магмой, в результате чего образуются амагматичные разломы. С течением времени они могут развиваться и, в конце концов, дойти до зоны плавления, что приведет к проявлению вулканизма. Поскольку при подъеме на круглую мантийную неоднородность и спуске с нее радиальные и окружные напряжения будут близки, вблизи вершины свода трещины могут возникать в различных направлениях, обусловленных его локальными особенностями. Это может приводить к отсутствию видимой закономерности в пространственно-временном распределении вулканизма в данной области.

В случае неоднородности вытянутой формы распределение трещин будет более упорядоченным в связи с наличием выделенного направления, что, в зависимости от особенностей формы неоднородности, может приводить либо к цепи трещин, идущей вдоль осевой линии, либо к двум параллельным цепям, расположенным на некотором расстоянии от оси. Но в связи с разным временем достижения трещинами подошвы литосферы, а также с возможностью повторного раскрытия ранее возникавших трещин, в распределении вулканов также могут наблюдаться отклонения от простых закономерностей. К этому может приводить также наличие в плите участков, ослабленных в результате ее предыдущего развития и раскрывающихся при меньших напряжениях, не доходя до мантийного выступа.

Модели подобного типа позволяют объяснить многие особенности развития вулканизма в ряде океанических регионов. Авторы работ [1, 2] применили модель надвигания плиты к исследованию Гавайско-Императорской системы хребтов Тихого океана. Нами показано, что изложенный выше геодинамический анализ выявляет причины возникновения наблюдаемой пространственно-временной структуры вулканизма в различных регионах Тихого океана, таких как Западная Тихоокеанская провинция подводных гор и Французская Полинезия, объясняет наличие там авулканических областей, соседство в одной цепи вулканов с разными возрастами и другие особенности магматизма, ранее не находившие объяснения.

Литература

1. Генезис Гавайского и Императорского хребтов Тихого океана / Е.В. Вержбицкий, М.В. Кононов, А.Ф. Бяков и др. // ДАН, 2005. Т. 403. № 3, с. 399 – 404.
2. Особенности эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов (Тихий океан) по геофизическим данным / Е.В. Вержбицкий, М.В. Кононов, А.Ф. Бяков и др. // Геотектоника, 2006. № 6, с. 73 – 89.

****

ОСОБЕННОСТИ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО - ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА

Е.С. Колтышева **-** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Степень унаследованности развития тектонических зон является одним из важных геодинамических показателей эволюции земной коры. Выполнены расчеты коэффициента унаследованности ($К_у$) вертикальных тектонических движений по Уральскому региону и восточной части Восточно - Европейской платформы. Степень унаследованности тектонического развития рассчитана по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского [1]. Карты составлены по 16 временным периодам с юрматинского времени по триас и содержат информацию об амплитудах нисходящих и восходящих движений в метрах за соответствующий геологический период. Исследования проводились вдоль широтных профилей с 45 по 70 градус с. ш. и с 42 по 66 градус в. д. Количественная характеристика степени унаследованности вертикальных тектонических движений получена по методике, предложенной В.Б. Нейманом [2]. Данные об амплитудах нисходящих и восходящих движений были взяты попрофильно с каждой палеотектонической карты. Затем между смежными точками каждого профиля был рассчитан $К_у$ в процентах. Полученные

значения были разбиты на следующие градации: 1 - 50, 51 - 100 %; затем построена карта изолиний $К_у$ с валдайского-юдомского времени по верхний триас (рис. 1).

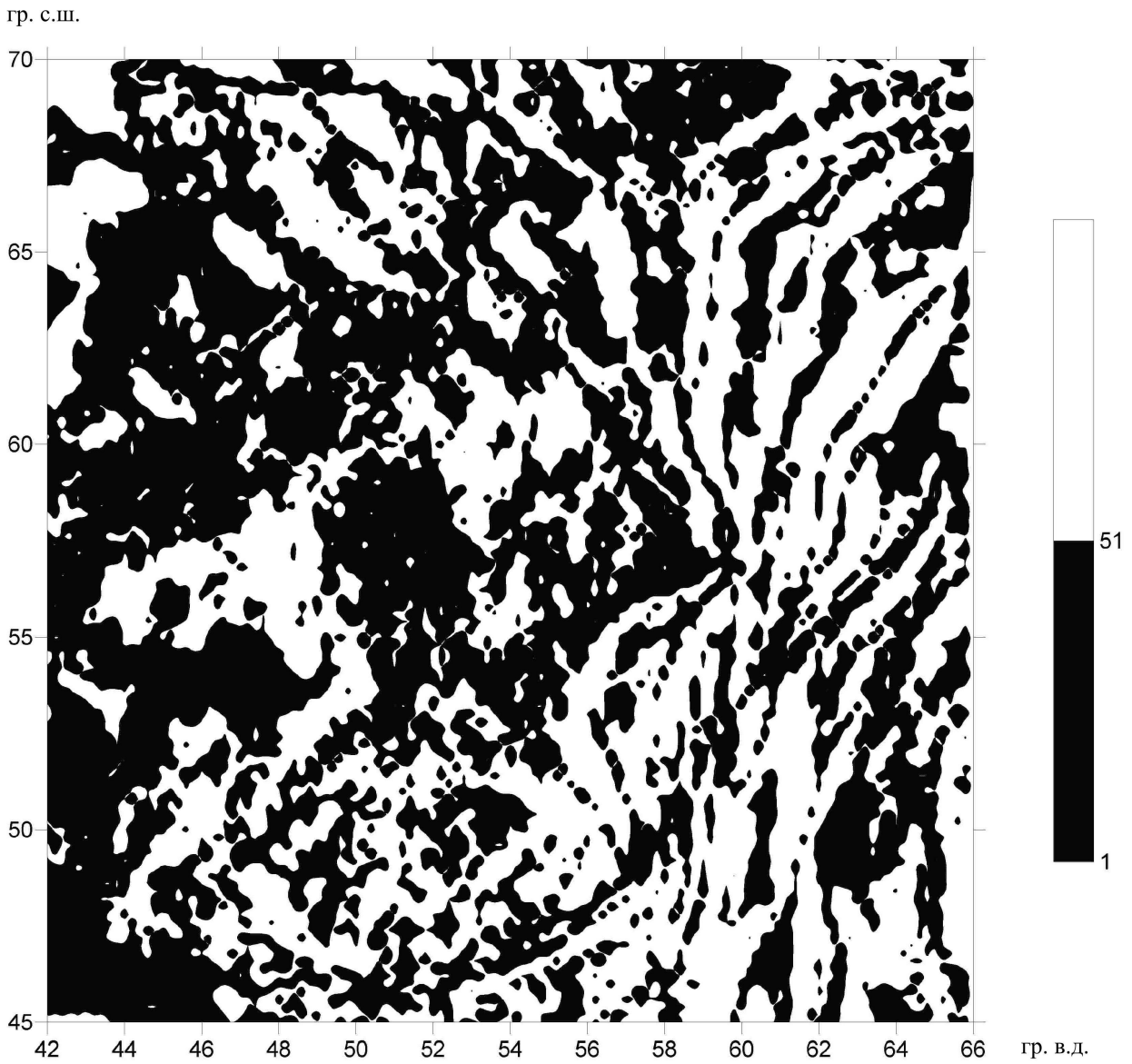


Рис. 1. Степень унаследованности вертикальных тектонических движений (в %)

При анализе схемы степени унаследованности видны следующие закономерности. В целом, степень унаследованности вертикальных тектонических движений имеет сложный характер в пределах исследуемой территории. Изолинии $К_у$ преимущественно вытянуты в субмеридиональном и северо-западном направлениях и связаны с основными структурно-формационными зонами Урала и Восточно-Европейской платформы. Наблюдается несколько зон как повышенной, так и пониженной степени тектонической унаследованности. При этом более информативными являются области с пониженными (<50 %) значениями $К_у$, так как они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий.

В Уральском регионе отчетливо выделяются две основные области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная. В зоне сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой отмечается закономерное чере-

дование мощностей осадконакопления за рассматриваемый геологический период. Главной особенностью является начало формирования Предуральского краевого прогиба с одновременным опусканием восточной окраины Восточно-Европейской платформы и началом воздымания структур Урала в среднем девоне [3].

С севера на юг исследуемой территории выделяются секторы, прошедшие несколько различное геотектоническое развитие. Это область Печорской и Мезенской синеклизы, Тиманской гряды, Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы [1].

Выделена центральная зона пониженных значений степени унаследованности вертикальных тектонических движений в основном пространственно совпадающая с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя. Возникновение этой зоны очевидно связано с процессом коллизии палеозойских литосферных плит [4].

Предуральский краевой прогиб в основном также выделяется понижением степени унаследованности. Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды зонами пониженных значений K_y выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Малоземельско-Колгуевская и Нерицкая моноклиналь и другие более мелкие структуры. Для этих зон характерно субмеридиональное и северо-западное простирание, соответствующее направлениям ведущей группы разломов, которые определили контуры большинства структур 1-го и 2-го порядков [5].

Значительные области пониженных значений K_y характерны для Волго - Уральской антеклизы. По изменениям направления изолиний K_y хорошо выделяются структурные элементы Прикаспийской впадины, испытавшей ряд быстрых погружений [6].

Отмечается изменение характера изолиний K_y пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56 гр. с.ш. [7]. В геополях эта зона ундуляции отличается пониженной основностью, минимальными неоген - четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью.

Литература

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ / Науч. ред. Т.Н. Спижарский. Л.: 1974. 1977. 1982.
2. *Нейман В.Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
3. *Рыжий Б.П., Рыжий Б.Б., Колтышева Е.С.* Двумерная геолого-геофизическая модель Урала // Международный семинар им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург, 2002.
4. *Колтышева Е.С.* Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала // XXXII Тектоническое совещание «Тектоника неогея: общие и региональные аспекты». М., 2001. Т. 1.
5. *Гецен В.Г.* Тектоника Тиммана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
6. *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.
7. *Рыжий Б.П.* Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель // Сборник: ГЕОФИЗИКА 21 века. Екатеринбург, 2001.

****

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Ю.Г. Кутинов - Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

В последнее время в качестве относительно монолитной литосферной структуры в пределах Евразии выделяется только северная часть континента, получившая название Северо-Евразийской плиты [2]. Северо-Евразийская плита оконтурена со всех сторон зонами сейсмичности и активных разломов, проходящими вдоль подводного хребта Гаккеля, хребта Черского и Южного Верхоянья, Станового хребта, Байкальской рифтовой системы и Алтае-Саянской области, Северного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша и Копетдага, Кавказа, Северной Анатолии, Родоп, Карпат, Восточных и Западных Альп [3]. В последнее время многие исследователи высказывали мнение о разделении крупных литосферных плит на блоки и малые плиты, относительно независимые в современном геодинамическом поле. Так настолько ли монолитна Северо-Евразийская плита, в рамках вышеотмеченных границ?

Особенности геодинамического режима Арктического сегмента земной коры находит свое отражение в морфологии дна Северного Ледовитого океана (СЛО), динамике геологических процессов и характеристике осадочных бассейнов СЛО, и в строении земной коры и сейсмичности прилегающих территорий. Являясь крупнейшим элементом сегмента, Арктическая окраинно-континентальная зона (АОКЗ) наследует его основные черты, и рассмотрение последней невозможно без анализа структуры всего сегмента. Арктический сегмент представляет новейшую геоструктуру унаследованного развития сложенную системой структур на океанической коре, обрамленных кольцом структур переходного типа, сменяющихся в периферийной части структурами на континентальной коре и ограниченные орогенными поясами. Присущая Арктическому сегменту симметрия центрального типа во многом предопределяет особенности протекания геодинамических процессов.

Для каждого из сегментов существуют две группы противоположных вещественных и энергетических потоков [6]. Первая из них направлена от пограничных орогенов к центру сегментов и обусловлена действием агентов денудации. Вторая, компенсационная группа потоков, отражает реакцию системы на нарушение изостатического равновесия и выражается подтоком глубинного вещества от центра в области сноса. Наличие первой группы потоков подтверждается расчетами, основанными на сопоставлении интенсивности денудации и темпов современного осадконакопления [6]. Поток вещества и энергии от срединно - океанических хребтов фиксируется пространственной приуроченностью области быстрых погружений к окраинам Восточно-Европейской платформы и Баренцевоморской плиты, обусловленных поступлением аномальной мантии из-под смежных океанических бассейнов [1]. Примером подтекания аномальной мантии под платформенную литосферу является юго-восточная окраина Балтийского щита. Для нее характерны: сокращение мощности земной коры; скоростная выраженность в структуре верхней мантии; высокий тепловой поток; контрастные плейстоценовые тектонические движения с образованием глубоководных впадин в Центральной Балтике, Ладожском озере и Белом море [1]. При этом северо-западная часть Балтийского щита испытывает одновременное быстрое поднятие, что связано с поступлением аномальной мантии из-под утоненной литосферы Северо-Атлантического и Арктического срединно-океанических хребтов.

Наличие геодинамической системы центрального типа обуславливает циркумполярную структуру Арктического сегмента земной коры [5], которая подтверждается характером магнитного поля, закономерностями распределения теплового потока, сейсмическими данными; современной литодинамикой акватории СЛО.

«Следы» воздействия активной межплитной границы отмечаются практически во всех структурах Евроазиатской плиты и подтверждены [5]: 1) наличием границы раздела Восточно-Европейской платформы. По результатам ГСЗ на севере платформы достаточно четко выделяется субширотная полоса повышенной раздробленности земной коры конформная зоне спрединга, которая отчетливо выражена в структуре первого и третьего слоев земной

коры и в скорости Р-волн на поверхности Мохо; 2) в пределах Русской плиты ярко проявлены зоны валообразных поднятий и впадин, концентрически огибающих Фенно-Скандинавский свод, а также серия поперечных к ним линеаментов. Фронт динамического влияния Фенно-Скандии достигает Среднего Урала. Наблюдаемая повышенная сейсмичность региона обусловлена действием напряжений, передаваемых из зоны спрединга на литосферу, испытывающую современное воздымание. При этом свод Фенно-Скандии под влиянием давления спредингового хребта Северной Атлантики смещается в юго - восточном направлении, и смежная Русская плита испытывает механическое давление со стороны свода; 3) характером распределения новейших и современных полей сжатия в пределах Тимано-Печорской и Баренцево-Карской плит; 4) повышенной сейсмичностью северной части Урала, совпадающей с областью повышенной активности геофизической среды и повышенной частоты горных ударов; 5) наличием контрастных современных деформаций северной части Западно-Сибирской плиты; 6) осложениями в ходе изотерм распределения температур на территории Сибирской платформы на глубине 5 км и характере распределения теплового потока в районе Туры, и пережимом изолиний поверхности фундамента и изолиний граничных скоростей на поверхности Мохо. Эта граница отчетливо выделяется и по данным ГСЗ по профилям «Метеорит» и «Рифт»; 7) характером коровых аномалий электропроводности: на территории Восточно- вропейской платформы - по смене простирания зон электропроводности; на Урале и Сибирской платформе - по смене природы аномалий (на севере - электроннопроводящая, на востоке - флюидная); 8) коллизионной ситуацией в северо-западной части Восточно-Европейской платформы – севере Фенноскандии по данным сейсмотомографии [4] (наблюдается столкновение скоростных слоев без погружения). Граница этого раздела проходит примерно по 60^0 с.ш.

Арктическая планетарная окраинно-континентальная зона характеризуется сложным сочетанием складчатых поясов, древних и молодых платформ. Геологические структуры АОКЗ являются частью литосферных плит, и многие особенности их тектоники (в том числе и платформенной) необходимо рассматривать на фоне более общих геодинамических процессов. В возникновении напряжений и деформаций на континентальных территориях участвуют силы разной природы: внешние, приложенные в основном к границам плит (коллизионные и силы давления спрединговых хребтов); ротационные; силы, возникающие за счет подачи энергии из мантии; локальные силы. В большинстве случаев соотношение указанных сил варьирует, и имеет место интегральный эффект их воздействия.

Инструментальные измерения, проведенные при подземных взрывах, показали, что движения в геологической среде, вызванные внешними динамическими воздействиями, имеют немонотонный характер, что можно объяснить только блочным строением среды и возникновением в структуризованной среде моментов сил, вызывающих стесненный поворот блоков разного иерархического уровня [8]. То есть, внешнее воздействие гасится за счет перераспределения энергии, путем стесненных поворотов блоков различного иерархического уровня и глубинности. Последнее утверждение подтверждается приуроченностью активизированных структур вдоль континентальной границы АОКЗ.

Вдоль всего побережья севера Евразии протягивается полоса районов, испытывающих современное воздымание. К ним относятся Шпицберген и Северо-Восточная Гренландия (6 - 7 мм/год), Новая Земля (4 - 5 мм/год), Земля Франца - Иосифа (3 - 5 мм/год), Северная Земля (2 - 3 мм/год). Континентальная часть Евроазиатской ветви АОКЗ также характеризуется совокупностью активизированных структур земной коры с глубокими мантийными корнями, конформными границе береговой линии СЛО. Общим для этих структур является: их пространственное расположение параллельно активной геодинамической границе между литосферными плитами. В совокупности они создают пояс глубинных структур, совпадающий с поясом повышенной сейсмичности [5] и с увеличением мощности земной коры [7].

Возникновение полосы активизированных структур во многом объясняется давлением со стороны спрединга и подтоком аномальной мантии, т.к. современные геодинамические процессы определяются в первую очередь напряжениями, возникающими в результате раз-

движения океанического дна в хребте Гаккеля. Это подтверждается и в тепловом поле, которое имеет максимальные значения в срединно-океанических хребтах, высокие - в Баренцевом море, низкие и очень низкие - на континенте [9]. Наряду с напряжениями, направленными от оси спрединга к континенту, установлены напряжения, направленные в противоположную сторону, от выступа аномальной мантии в литосфере Южно-Баренцевоморской впадины по направлению к северу, что создает обстановку сжатия второго порядка, реализующуюся в поднятиях Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена [9].

Комплексный анализ сейсмических данных и теплового потока позволяет предположить, что в зоне сочленения северо-западной части Евразии формируется геодинамическая ситуация, напоминающая классическую обстановку в зонах коллизии океанических и континентальных плит, с образованием вторичных зон спрединга в окраинных морях [9]. Об этом же свидетельствует и современная сейсмичность северного континентального склона и островов и наличие активизированных структур на континентальной части. Таким образом, Евроазиатская часть Арктической окраинно-континентальной зоны представляет собой сложную переходную зону океан - континент или окраинно-континентальную платформу в составе Северо-Евразийской плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05 - 05 - 64430).

Литература

1. *Беэр М. А., Щукин Ю. К., Константиновский А. Н.* Геодинамика окраин Восточно-Европейской платформы и Баренцевоморской плиты // Геодинамика и геоэкология. Матер. междунар. конфер. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999, с. 34 - 36.
2. *Гатинский Ю. Г., Рундквист Д. В.* Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004. № 1, с. 3 - 20.
3. *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.* Блоковые структуры и кинематика Западной Евразии по данным GPS // Геотектоника, 2007. № 1, с. 30 - 42.
4. Сейсмотомография Евразии / В.С. Гейко, Т. А. Цветкова, И. В. Шумлянская и др. //Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007, с. 163 - 167.
5. *Кутинов Ю. Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.
6. *Неизвестнов Я. В., Погребицкий Ю. Е., Филиппов Б. В.* Глобальный перенос вещества и энергии с позиций теории открытых термодинамических систем // Геология морей и океанов. XIII Междунар. школы морской геологии. Т. 1. М., 1999, с. 138 - 139.
7. *Пронин В.П., Лопатин Д.В.* Корреляция геофизических полей. М.: ИЗМИРАН, 1991. 256 с.
8. *Спивак А. А.* Дифференциальные движения блочных структур при внешних воздействиях // Геоэкология, 1999. № 1, с. 62 - 76.
9. *Шварцман Ю. Г.* Тепловой поток в литосфере и нефтегазоносность Европейского сектора Арктики // В сб. Сырьевая база России в XXI веке. М.: ОАО ВНИИОЭНГ, 2002, с. 466 - 482.

****

АМПЛИТУДНАЯ КАЛИБРОВКА ДИНАМИЧЕСКИХ 4D-МОДЕЛЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЛОКАЛЬНЫХ СЕТЕЙ GPS-МОНИТОРИНГА И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ КАТАЛОГОВ

А.В. Овчаренко - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При создании динамических параметрических моделей деформирования земной коры [1-5], на этапе определении амплитудных параметров, информационной основой являются данные прямых измерений деформационных характеристик на дневной поверхности. Сети GPS-мониторинга с длительными временными рядами деформационных смещений являются наиболее важной информацией для амплитудной калибровки динамических деформаци-

онных моделей. Кроме того, временные ряды деформационных смещений несут информацию о разнообразных кинематических особенностях деформационного процесса и могут также использоваться при определении кинематических параметров модели. Поскольку при моделировании деформационного процесса в пространстве четырех измерений (4D – пространственные координаты и время) степень некорректности зависит от изученности процесса по всем переменным, а наблюдению доступна только дневная поверхность, то важно привлекать все экспериментальные данные, которые характеризуют процесс в 4D. Сведения о деформационном процессе внутри земной коры в настоящее время может дать только сейсмология.

Решение задачи о нахождении амплитудных параметров модели выполняется после определения системы кинематических параметров модели. Поскольку линейные обратные задачи, особенно большой размерности, относятся к классу некорректных, то для их решения необходимо использовать соответствующий математический аппарат. В простейшем виде для однородных данных мониторинга линейная обратная задача для амплитудных параметров модели решается на основе сглаживающего функционала А.Н. Тихонова

$$M^{\alpha}[E, K, m] = \sum_{j=1}^{k} (E_j - \sum_{i=1}^{n} m_i K_{ij})^2 + \alpha \sum_{i=1}^{n} (m_i)^2 \quad , \qquad (1)$$

где E_j - компоненты деформации в точках (x_j, y_j, z_j, t_j), которые являются пунктами сети перманентного или дискретно-эпизодического мониторинга; ($m_i, i = \overline{1,n}$) - искомые амплитудные параметры модели; а-параметр регуляризации задачи; *K*- функция ядра, которая зависит от наблюдаемого параметра деформации или деформационного смещения. Вид ядра для различных функций, которые могут быть экспериментально измерены, в том числе при GPS-мониторинге локальных сетей, может быть дан явными формулами [2]. Решение задач типа (1) в геофизике хорошо исследовано и широко применяется. В случае неоднородных данных мониторинга, представленных, например, сетями деформографов, наклономеров, перманентными и локальными сетями GPS, вертикальными нивелировками и т.д., необходимо использовать более сложный многопараметрический сглаживающий функционал А.Н. Тихонова

$$M^{[z,\alpha,\beta_i]} = \beta_1 S_{GPS\ \ Lon} + \beta_2 S_{GPS\ \ Lat} + \beta_3 S_{GPS\ \ Rad} + \\ + \beta_4 S_{def} + \beta_5 S_{levelling} + \ldots \alpha\Omega \quad . \qquad (2)$$

В этом квадратическом функционале невязка отдельного вида мониторинга вычисляется как

$$S_i = \|f_i - F_i(z)\|^2 \quad . \qquad (3)$$

Стабилизирующий средне - квадратический функционал может быть выбран в различной форме, в том числе в простейшей, обеспечивающей минимум нормы искомого решения

$$\Omega = \|z\|^2 \quad . \qquad (4)$$

Под решением z в данном случае понимается совокупность искомых амплитудных параметров модели $z = \{m_i, i = \overline{1, N}\}$. При выборе весовых параметров и параметра регуляризации используются приближенные равенства

$$\left.\begin{array}{l} \beta_i \approx 1/S_i N_i \\ \beta_1/S_1 \approx \beta_2/S_2 \approx \ldots \approx \beta_i/S_i \approx \alpha\Omega \end{array}\right\} \quad , \qquad (5)$$

которые обеспечиваются в процессе итерационного поиска оптимального решения. На каждом шаге таких итераций учитываются невязки и норма решения предыдущего шага. Можно использовать различные схемы оптимизации (5) с поэтапным учетом различных мониторинговых данных. Т.е. вначале решать линейную обратную задачу только по одному, наиболее надежному, виду мониторинга и определить для него характерные среднеквадратиче-

ские невязки и оптимальный параметр регуляризации. А далее, назначить принудительные веса остальных, менее надежных, видов мониторинга.

Основной проблемой в решении задачи нахождения амплитудных параметров модели является, как правило, недостаток представительных наблюдений, т.е. редкие сети станций мониторинга и короткие временные ряды наблюдений. Поэтому необходимо рассмотреть и другие возможные подходы в использовании косвенных данных, особенно таких, которые удлиняют общее время мониторинга и повышают точность решения. Наиболее очевидным и простым способом привлечения косвенных данных является их преобразование к виду наблюдений эквивалентному деформациям. Для этого необходимо выполнить предварительную обработку на станциях, где есть синхронизированные наблюдения собственно деформаций и косвенных данных, и построить по ним некоторые простые регрессионные зависимости. Далее такие регрессионные зависимости можно применить на пунктах мониторинга, где наблюдаются только косвенные данные, и вычислить по регрессионным связям приближенные «суррогатные» деформационные данные. Далее суррогатные деформации формально используются также как и истинные деформации, однако, для них нужно существенно понизить весовой коэффициент многопараметрического функционала Тихонова. Как видим, для реализации такого метода регрессий необходимо иметь синхронные прямые и косвенные данные мониторинга, хотя бы по ограниченным отрезкам времени на отдельных станциях. Например, данные синхронного мониторинга радона или уровня воды и инструментального мониторинга каких-либо элементов деформационного поля. С появлением портативной аппаратуры GPS-мониторинга, такие синхронные наблюдения вполне выполнимы. Именно поэтому первоочередными пунктами перманентного GPS-мониторинга в настоящее время должны быть станции или пункты длительного предшествующего мониторинга каких-либо косвенных геодинамических данных. Наиболее многочисленными косвенными данными об амплитуде накопленных упругих деформаций являются магнитуды сейсмологических событий. Способы учета такой важной косвенной информации являются далеко не очевидными и мало исследованными.

В этом направлении возможны как эвристические методы, так и различные физически обоснованные подходы. Мерой запасенной упругой энергии A в некотором объеме V может выступать интеграл

$$A = \int_V U \cdot dv \quad . \tag{6}$$

Здесь $U = k \cdot \Theta + \mu\vartheta$. Θ – обозначает объемное расширение или сжатие элемента объема среды (объемная дилатация), ϑ – второй инвариант тензора деформации (девиатор скалывающих деформаций), k, μ - константы Ламе. Для модели семейства плоских и сферических деформационных фронтов [1, 2] объемная дилатация линейно зависит от искомых амплитудных параметров модели, а кинематические параметры таких моделей не зависят от переменных интегрирования поэтому

$$E_1 = \sum_{i=1}^{n} m_i \Psi_{ij} \cdot 10^{-6} \quad . \tag{7}$$

Делая подстановку конкретных выражений для инвариантов деформационного тензора в (6) и внося интегрирование под знак суммирования, получим в итоге

$$A = \sum_{i=1}^{n} m_i \cdot \{10^{-6} \int_V \Psi_{ij} \cdot dv \} = \sum_{i=1}^{n} m_i \cdot \Phi_{ij} \quad . \tag{8}$$

Отметим, что для заранее назначенных геометрических размеров области интегрирования V и конкретных моментов времени t, совпадающих с моментами сейсмических событий, вычисление функций Ф по кинематическим параметрам модели, не составляет принципиальных сложностей. Такое интегрирование может быть выполнено, например, численно по кубической сетке. В настоящее время известны разнообразные эмпирические нелинейные связи высвобождаемой упругой энергии M_0 с магнитудами сейсмических событий M_w, например,

$$M_w = 2/3 \log_{10} \cdot M_0 - 10.7 \quad . \qquad (9)$$

Из этого эмпирического равенства (9) и выражения (8) следует искомое уравнение связи кинематических параметров модели с магнитудами сейсмических событий

$$10^{1.5 M_w} = \sum_{i=1}^{n} m_i \cdot \Phi_{ij} \quad . \qquad (10)$$

В (10) интеграл объемной дилатации для модели семейства плоских деформационных фронтов вычисляется по формуле

$$\Phi_{ij} = k \iint_{Vj} \left[\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\frac{-a_i p_i}{q_{ij}^2} - \frac{-a_i p_{i0}}{q_{0ij}^2}\right) + \frac{\partial}{\partial y_j}\left(\frac{1}{q_{ij}^2} - \frac{1}{q_{0ij}^2}\right) + \frac{\partial}{\partial z_j}\left(\frac{-b_i p}{q_{ij}^2} - \frac{-b_i p_0}{q_{0ij}^2}\right) \right] dv \quad . \qquad (11)$$

В последнем выражении можно [4-5] положить $t_0 = -\infty$, тогда (11) значительно упростится

$$\Phi_{ij} = k \iint_{Vj} \left[\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\frac{-a_i p_i}{q_{ij}^2}\right) + \frac{\partial}{\partial y_j}\left(\frac{1}{q_{ij}^2}\right) + \frac{\partial}{\partial z_j}\left(\frac{-b_i p}{q_{ij}^2}\right) \right] dv \quad . \qquad (11)$$

Уравнение (10) может служить дополнительной основой при постановке и решении соответствующей линейной обратной задачи (1-8) для амплитудных параметров модели. Как видим, вычисляя по кинематической модели некоторые интегралы в окрестности очагов известных событий сейсмологического каталога, в моменты времени этих событий, можно составить затем систему линейных алгебраических уравнений для приближенного нахождения амплитудных параметров модели. Заметим, что неявно был принят условно одинаковый для всех событий процент (%) высвобожения энергии, используется приближенная кинематическая модель и приближенное вычисление интегралов дилатации. Кроме рассмотренных, наиболее надежных и массовых видов современного геодинамического мониторинга, могут привлекаться для моделирования деформационного процесса и иные косвенные виды мониторинга, например мониторинг уровня моря, уровня воды в скважинах наблюдательных полигонов и т.д.

Литература

1. *Овчаренко А.В.* Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз // ДАН, 1998. Т. 359. № 2, с.251 - 254.
2. *Ovcharenko, A.V.* (1999): 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction, J. of Earthquake Research in China, 13(1), 59-84.
4. *Sokolov V., A. Ovcharenko, C-H. Loh and K-L. Wen.* Seismic hazard assessment for the Taiwan region on the basis of recent strong-motion data and prognostic zonation of future earthquakes. Natural Hazard, 2004. 33, pp. 319-363.
5. *Овчаренко А.В.* Обратные задачи при построении динамических моделей деформирования земной коры // Мат. 33 сессии межд. семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 2006, с. 250 - 254.

****

СОЗДАНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ GIS-ОСНОВЫ ПРИ РАЗВИТИИ СЕТИ GPS-МОНИТОРИНГА НА УРАЛЕ

А.В. Овчаренко, С.В.Березина - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Уральский регион представляет собой «белое пятно» для исследования современных горизонтальных движений земной коры инструментальными методами. В 2007 году на Урале действовало всего две перманетные базисные станции GPS-мониторинга (обсерватория Арти Института Геофизики и Институт Горного Дела УрО РАН), и выполнялись локальные исследования вокруг отдельных горно-рудных предприятий и подземных объектов [1, 2].

Отсутствие общей инструментальной картины горизонтальных движений для региона в целом сдерживает создание надежных прогностических моделей сейсмичности и природного деформационного процесса, не позволяет детально выяснить характер и тесноту связи современных и новейших движений, а также геодинамических характеристик с фундаментальными геофизическими полями.

Для решения перечисленных проблем, дополнительно к основным полевым инструментальным работам по GPS-мониторингу, в помощь к ним, а также для использования при моделировании, необходимо создать и поддерживать комплексную базу картографических данных с применением современных GIS-технологий. Наличие обширной базы электронных карт разнообразного содержания и масштабов позволяет ставить и оперативно решать различные вспомогательные технологические и новые исследовательские задачи. Одной из важнейших технологических задач является выбор оптимального расположения и оптимальной плотности пунктов геодинамического мониторинга. Выбор пунктов GPS-мониторинга зависит от ряда противоречивых требований:

- грунтовой устойчивости монумента или марки, где будут проводиться многолетние исследования;
- открытости пространства для устойчивого приема спутниковых сигналов;
- простоты проезда автомобильным транспортом и удобств полевого базирования в течение нескольких суток;
- удаленности от крупных горно-рудных предприятий, гидро-геологических и промысловых скважин, нарушающих природный режим деформационного процесса;
- геологических условий и характера расположения в различных структурно-тектонических зонах, интрузивных массивах различного состава и возраста, удаленности от изветных геологических разломов;
- условий расположения в известных аномалиях новейших и современных вертикальных движений земной коры, известных зонах слабой сейсмичности и так далее.

Учет этих противоречивых требований невозможен без полноценного анализа комплекса картографических материалов, дистанционных данных высокого разрешения, а также без полевой рекогносцировки и фото документирования потенциальных пунктов. В свою очередь, оперативный анализ этих материалов практически невозможен без соответствующей компьютерной базы. Для создания и целевого анализа комплексных баз картографических и объектных данных большого объема в настоящее время используются многочисленные программные GIS-технологии: ARC/Info, ArcViewGIS, MapInfo, GlobalMapper, ERDAS, GoogleEarthPro, Map3D и др. Проблемы импорта-экспорта информации как между этими GIS-технологиями, а также между ведомственными файловыми базами данных 1990-2000х годов, в настоящее время в основном решены. Это позволяет при сборе и аккумулировании материалов по целевому проекту базироваться на любую лицензионно доступную GIS-технологию или на несколько технологий. На Уральский регион в настоящее время имеются в распределенных ведомственных базах данных готовые электронные топографические карты различных масштабов [3], цифровые модели рельефа [4], цифровые модели геополей [5], электронные версии геофизических и геологических карт мелких и крупных масштабов [5]. Доступны в мировой электронной сети и распределенных базах данных [5] большие массивы дистанционных снимков высокого разрешения и удобные средства их анализа.

Создание рабочего GIS-проекта и предварительный анализ перечисленных выше данных позволили на этапе подготовки оперативно выявить все потенциальные пункты мониторинга и их соотношение с областями новейшей геодинамической активности (рис. 1). По анализу морфологии аномалий новейших и современных вертикальных движений земной коры был сделан вывод о целесообразности полевых работ 2007 года по геодезическим пунктам ½ класса. В обнаженной части Урала, кроме этого, целесообразно заложить отдельные новые репера на скальном основании с конструкцией для фиксированной установки антенн. В дальнейшем, в процессе выполнения полевых работ, эта сеть мониторинга будет постоянно уточняться и детализироваться. На рис. 2 и 3 приведены фрагменты сопоставле-

ния пунктов проектируемой сети мониторинга с картами новеших движений [6] и картой слабой сейсмичности Южного и Среднего Урала [7], а на рис. 4 - с геологической картой [6]. Такое сопоставление подтверждает, что плотность локальной сети GPS-мониторинга должна быть не менее 3-4 пунктов на один планшет карты М 1:100 000.

Создание комплексной геодинамической GIS-основы позволило обнаружить ранее неизвестный факт связи слабой сейсмичности Южного и Среднего Урала с областями пониженного теплового потока [см. Овчаренко А.В., Щапов В.А. в настоящем сборнике]. Разносторонний анализ GIS-основы будет продолжен после получения первых результатов по определению скоростей горизонтальных смещений. В первую очередь такой совместный анализ необходим для показателей новейшей и современной геодинамической активности: сейсмичности, карт новейших и современных вертикальных и горизонтальных движений, теплового потока, тектонических разломов, обновленных в новейшее время.

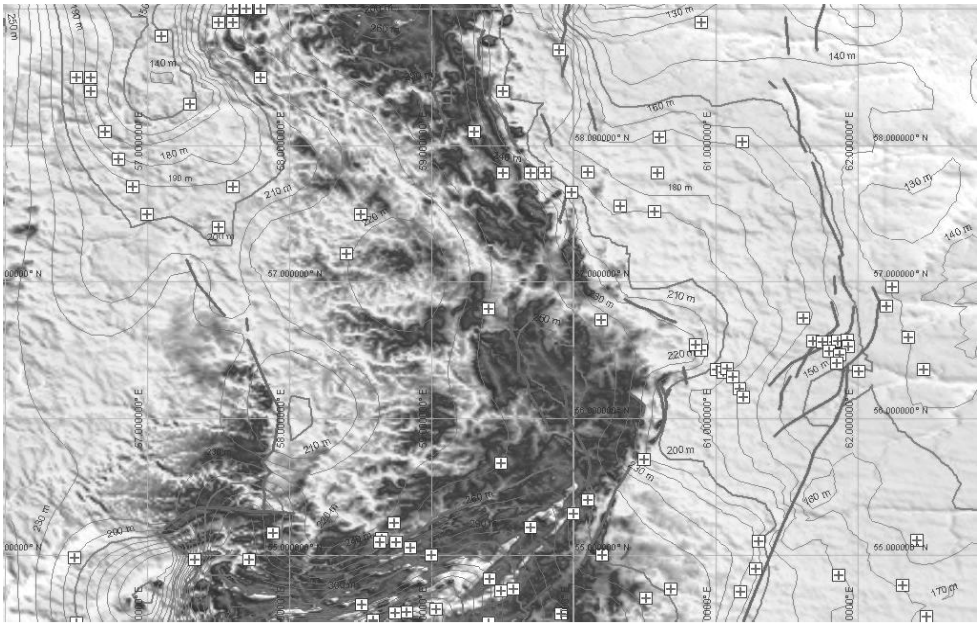


Рис. 1. Области новейшей геодинамической активности Среднего Урала. Изолиниями показаны амплитуды неоген-четвертичных поднятий в метрах, крестиками все сейсмические события М1-М5 за период 1900-2007 гг., линиями - активизированные в новейшее время разломы (по Сигову)

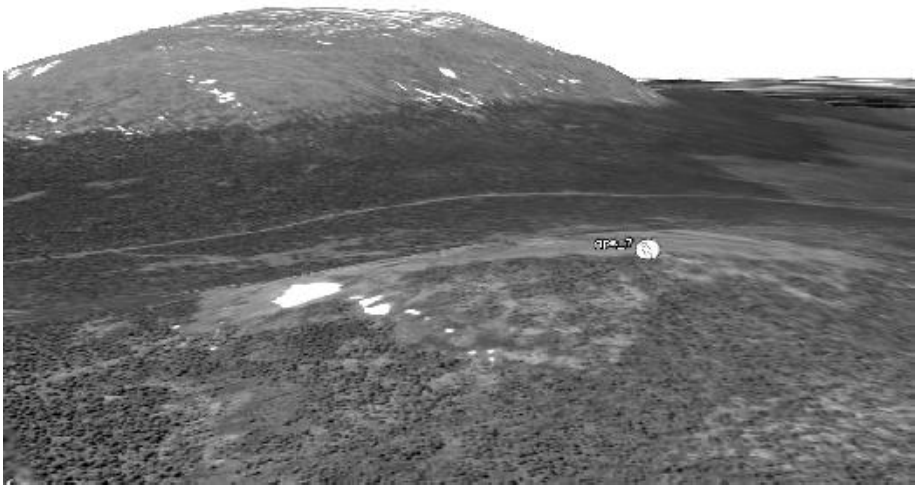


Рис. 2. Пример выявления оптимальных пунктов GPS-мониторинга по космическим снимкам высокого разрешения с построением псевдопанорамы. Район горы Сосьвинский Камень

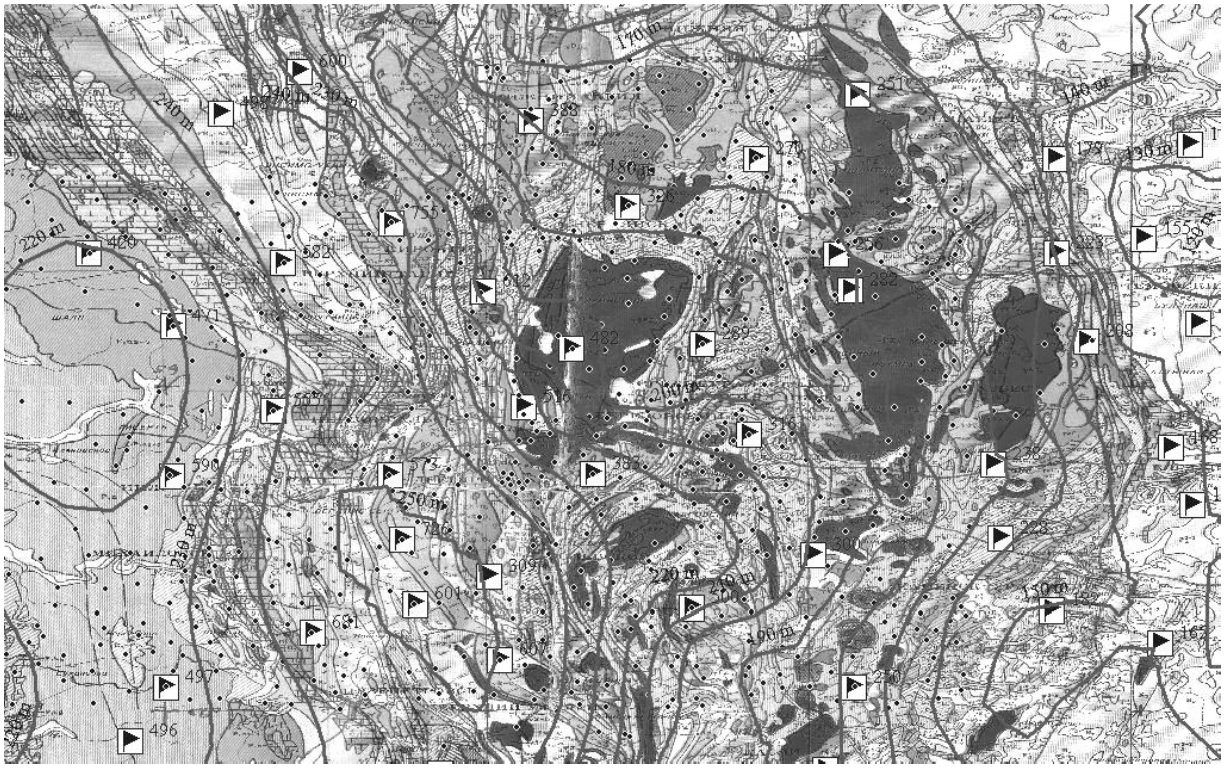


Рис. 3. Пример анализа расположения планируемых пунктов мониторинга на геологической карте М1:1000000. Изолиниями показаны новейшие поднятия

Литература

1. *Кусонский О.А.* Перманентная станция GPS-мониторинга ARTU в глобальной сети NEDA // Уральский геофизический вестник, 2007. № 1.
2. *Панжин А.А.* Перманентная станция GPS-мониторинга EKTB // Уральский геофизический вестник, 2007. № 1.
3. USGS_GSTOPO_30, URL=http://edc.usgs.gov/products/gtopo30/gtopo30.html
4. *Овчаренко А.В.* Компьютерная база геополей Урала - информационная основа нового этапа исследования региона // Глубинное строение и развитие Урала: Мат. межд. научно-практической конференции, посвященной 50-летию Баженовской ГФЭ. Екатеринбург: Наука, 1996, с. 136-146.
5. Google Earth - Home url=http://earth.google.com/; ESRI net http://www.geodata.gov
6. *Сигова В.А.* Карта новейшей тектоники Урала // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Наука, 1967, с. 294 - 300.
7. *Михайлова Н.Н. Полешко Н.Н.* О механизмах очагов землетрясений // Вестник НЯЦ РК, Курчатов, 2005. Вып. 2 (22). С. 142-146. URL= http://www.kndc.kz/ Центр Сбора и Обработки Специальной сейсмической информации.

****

МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ, СВЯЗАННЫЙ С ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Ю.Л. Ребецкий **-** Институт физики Земли РАН, Москва

В процессе разработки горных выработок горные инженеры часто сталкиваются с проблемой существования тектонических напряжений, тектонического напряженного состояния. Сегодня в горном деле имеются стандартные оценки поведения массива горных пород в окрестности выработки. В расчеты закладывают тип начального напряженного состояния,

отвечающий действию массовых сил – гравитационных напряжений.

Напряженное состояние, отвечающее действию только собственного веса горных пород, определяется выражениями:

$$\sigma_{zz} = -\gamma H \quad , \quad \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = -\frac{\nu}{1-\nu}\gamma H \quad , \quad \sigma_{ij} = 0 \quad (i, j = x, y, z;\ i \neq j), \qquad (1)$$

где ν – коэффициент Пуассона, γ – средний удельный вес колонки горных пород мощности, H, а ось z направлена вертикально. При ν = 0.25 вертикальные напряжения сжатия являются главными ($\sigma_{zz} = \sigma_3$) и втрое больше горизонтальных сжимающих напряжений. Два других главных напряжения, действующие в латеральном направлении, одинаковые ($\sigma_1 = \sigma_2$).
Будем в дальнейшем именовать эти напряжения гравитационными ($i = (x, y, z)$. Из выражений (1) следует линейная зависимость от глубины максимальных касательных напряженийи τ и всестороннего давления p:

$$\tau = (\sigma_{xx} - \sigma_{zz})/2 = \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)}\gamma H \quad , \quad p = -(2\sigma_{xx} + \sigma_{zz})/3 = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)}\gamma H \quad , \qquad (2)$$

Соответствующий выражениям (1) и (2) тип напряженного состояния отвечает жесткому горизонтальному «стиснению» горных пород, когда под действием силы тяжести слои пород не имеют возможность горизонтально растекаться при одновременном предположении о чисто упругом поведении массивов. Деформированное состояние определяется выражениями:

$$\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = \frac{(1-\nu)\sigma_{xx} - \nu\sigma_{zz}}{E} = 0 \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\sigma_{zz} - 2\nu\sigma_{xx}}{E} = -\frac{1-\nu-2\nu^2}{1-\nu}\left(\frac{\gamma H}{E}\right) \quad , \qquad (3)$$

где E – модуль продольной упругости, а первое выражение в (3) является условием «стиснения» к горизонтальному деформированию.

В геофизике и геодинамике считается, что напряженно-деформированное состояние, отвечающее выражениям (1) - (3), может существовать только в самых верхних покровах земной коры – осадочном чехле. Считается, что на больших глубинах в массиве возникают пластические деформации, приводящие к снижению девиаторных напряжений.

Поскольку реальные горные породы представляют собой трещиноватую среду, то достижение в ней пластического состояния предваряется катакластическим (трещинным) течением. Эксперименты на образцах горных пород показывают, что истинно пластическое состояние (течение с критерием Мизеса) достигается при высоком уровне всестороннего обжатия и отвечает значениям максимального касательного напряжения в 2 - 4 кбара.

Для катакластического течения, реализующегося при меньших значениях всестороннего давления и девиаторных напряжениях, в критерий начала накопления остаточных деформаций входят не только касательные напряжения, но и всестороннее давление (критерий Драккера-Прагера):

$$I_2 + k_c I_1 \geq \tau_c \quad \text{при} \quad I_2 = 2\tau/\sqrt{3} \quad \text{и} \quad I_1 = -p \quad , \qquad (4)$$

где I_1 и I_2 – первый и второй инварианты тензора напряжений, τ_c – внутреннее сцепление (cohesion), а k_c – коэффициент внутреннего трения.

Подставив в (4) значения параметров из выражений (2), находим глубину H_p, начиная с которой породы переходят в катакластическое состояние

$$H_p = \frac{3\tau_c(1-\nu)}{[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_c(1+\nu)]\gamma} \qquad (5)$$

Для параметров прочности $k_c = 0.6$, $\tau_c = 100$ г/см^3, $\gamma = 2.7$ г/см^3 и $\nu = 0.25$, находим $H_p = 7.2$ км. Значение H_p существенно уменьшается, если в выражении (5) учесть разупрочняющее влия-

ние давления флюида P_{fl}, находящегося в трещинно-поровом пространстве горных пород. Для этого надо произвести замену P на эффективное давление ($p^* = p - p_{fl}$) . При гидростатическом законе распределения флюидного давления по глубине (p_{fl} = Hγfl, γ_{fl} = 1.0 г/см^3) переход в катакластическое состояние происходит при H_p = 1.3 км. Если принять, что с глубиной флюидное давление может достигать литостатических значений ($p_{fl} = H\gamma$), то Hp = 0.6 км.

В условия горизонтального «стиснения» накопление остаточных деформаций в области катклластического деформирования ($H > H_p$) осуществляется таким образом, чтобы выравнять разницу между напряжениями, действующими в вертикальном и горизонтальном направлении. Здесь происходит повышение напряжений горизонтального сжатия в сравнении со значениями, даваемыми выражением (1). При катакластическом течении уровень вертикальных напряжений не изменяется $\sigma_{zz} = \sigma^g_{zz}$. Считаем также, что катакластическое течение происходит в условиях одноосного сжатия $\sigma_{xx} = \sigma_{yy}$.

Выражение для определения взаимосвязи остаточных деформаций с горизонтальными напряжениями следует из самого условия «стиснения» (3):

$$\varepsilon_{ii} = \varepsilon^e_{ii} + \varepsilon^p_{ii} = \frac{1}{E}\left[(1-\nu)\sigma_{ii} - \nu\sigma_{zz}\right] + \varepsilon^p_{ii} = 0 \quad \text{при } i = x, y. \tag{6}$$

Используя (1), (2), (4) и (6), находим:

$$\varepsilon^p_{xx} = \varepsilon^p_{yy} = \frac{\left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_c(1+\nu)\right]\gamma H - 3(1-\nu)(\tau_c - k_c p_{fl})}{\left(\sqrt{3} + 2k_c\right)E} \quad \text{при } H \geq H_p \ . \tag{7}$$

Из выражений (7) и (6) видно, что остаточные деформации $\varepsilon^p_{xx} = \varepsilon^p_{yy}$ являются деформациями удлинения, а упругие деформации $\varepsilon^e_{xx} = \varepsilon^e_{yy}$ – деформациями укорочения. Подставляя (7) в (6), находим:

$$\sigma_{xx} = -\frac{\left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_c(1+\nu)\right]\gamma H - 3(1-\nu)(\tau_c - k_c p_{fl})}{\left(\sqrt{3} - 2k_c\right)(1-\nu)} - \frac{\nu}{1-\nu}\gamma H \quad \text{при } H \geq H_p . \tag{8}$$

Полученные выражения для напряжений и остаточных деформаций отвечают предположению о сухой коре. Для учета влияния флюидного давления необходимо ввести соответствующие поправки. Первое слагаемое в (8) представляет собой вклад в горизонтальные напряжения дополнительных напряжений $\sigma^p_{xx} = \sigma^p_{yy}$, обусловленных катакластическим течением, а второе – напряжения $\sigma^g_{xx} = \sigma^g_{yy}$, отвечающие мгновенной реакцией на собственный вес пород, равные гравитационной составляющей напряжений (1). Если в результате тектонических движений слой, в котором на глубине $H^0 > H_p$ произошло катклластическое течение, переместится вертикально вверх по разрезу до новой глубины $H < H^0$, то горизонтальные остаточные деформации, накопленные в геосреде, будут поддерживать уровень добавочных – остаточных напряжений (первое слагаемое в выражении (8)) постоянным.

Если после такого вертикального подъема произойдет полная эрозия полученного рельефа дневной поверхности, то при определенных соотношениях между H^0 и H может произойти инверсия осей главных напряжений так, что в горизонтальном направлении будет действовать ось максимального сжимающего напряжения $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_2 = \sigma_3$. При этом тензор напряжений сменяет тип с одноосного сжатия на одноосное растяжение. Для принятых выше значений определяющих параметров в условиях гидростатического флюидного давления величина вертикального перемещения (в км), при котором происходит подобная инверсия, определится выражением:

$$U_z \approx 0.57 + 0.58H^o \tag{9}$$

Таким образом, подъем пород, например, с глубины 2 км до глубины 250 м предопределит появление напряжений горизонтального сжатия, превышающих вертикальные сжимающие напряжения. Если в области катакластического течения давление флюида близко к литостатике, то $U_z \approx 0.57$ *км* , то есть перемещение пород вверх более чем на 600 м приводит к формированию тектонических напряжений с инверсией осей главных напряжений.

Для того, чтобы представляемый здесь механизм генерации тектонических напряжений считать механизмом, объясняющим результаты определений in situ повышенных горизонтальных сжимающих напряжений, необходимо оценить скорость релакасации напряжений. Наши исследования показывают, что в коре уровень девиаторных напряжений не превышает первых сотен бар вблизи границ плит и 0.5 - 1.5 кбар для внутриплатформенных областей, что предопределяет диффузионный механизм релаксации напряжений с временами релаксации в сотни миллионов лет.

Работа выполнена при частичной поддержке грантом РФФИ 06 - 05 - 64410 и программой ОНЗ РАН.

****

НОВЕЙШАЯ СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В СВЯЗИ СО СПРЕДИНГОМ В СЕВЕРО - АТЛАНТИЧЕСКОМ И АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНАХ

Л.А. Сим **-** Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва

Целью работы является представление результатов реконструкции неотектонических напряжений платформ Северной Евразии, проведенной единым структурно-геоморфологическим (СГ) методом (Сим, 1991, 2000).

Методика исследований.

Для реконструкции неотектонических напряжений СГ методом в первую очередь использовались все возможные геолого-геофизические и геоморфологические данные о новейших разломах, а также проводилось дешифрирование линеаментов по разномасштабным снимкам. После сопоставления указанных материалов составлены предварительные карты новейших разломов. Следующим этапом являлось дешифрирование мелких прямолинейных элементов рельефа, называемых мегатрещинами. Последние использовались, собственно, для восстановления тектонических напряжений СГ методом. Он основан на данных о закономерной ориентировке оперяющих разрывов в зоне сдвига, обобщенных М.В. Гзовским (1975). В случае, если вблизи линеамента дешифрируются мегатрещины, по взаимной ориентировке между собой и по отношению к линеаменту, соответствующие одному из вариантов известной ориентации оперяющих разрывов в зоне сдвига, то разломная природа линеаментов принимается доказанной, а разлом фундамента или осадочного чехла, над которым отдешифрирован линеамент, считается активизированным в новейший этап.

В таком случае методика дает возможность определять: а) ориентировки осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, которые формируют сдвиговые перемещения по крутопадающим разломам платформ; б) знак этого смещения (правый или левый сдвиг) и в) геодинамическую обстановку активизации разлома фундамента. Возраст восстановленных полей напряжений принимается за новейший по преимущественно кайнозойскому возрасту верхних горизонтов осадочного чехла плит.

Несомненным преимуществом метода является возможность реконструкции тектонических напряжений сплошь по всей исследуемой территории, независимо от обнаженности. На Тимане, Мезенской синеклизе и других участках тектонофизические исследования включали полевое реконструкцию тектонических напряжений кинематическим методом, опирающимся на анализ закономерностей пространственного расположения борозд и штриховок скольжения.

Результаты исследований

С помощью СГ метода составлены карты неотектонических напряжений платформ Восточной Европы и структур обрамления в масштабе 1:2500000 (Сим, 1996, 2000), которые охватывают Западно-Европейскую (ЗЕП) и Восточно-Европейскую (ВЕП) платформы, Тимано-Печорскую (ТПП) и Скифскую плиты и орогенные структуры Урала и Кавказа (рис. 1). Анализ этих карт позволил разделить платформенные структуры Восточной Европы на три области с разными типами региональных полей неотектонических напряжений: 1 – ЗЕП и запад ВЕП; 2 - север и центр Русской плиты вместе с ТПП; 3 - юг Русской плиты вместе со Скифской плитой (рис. 1).

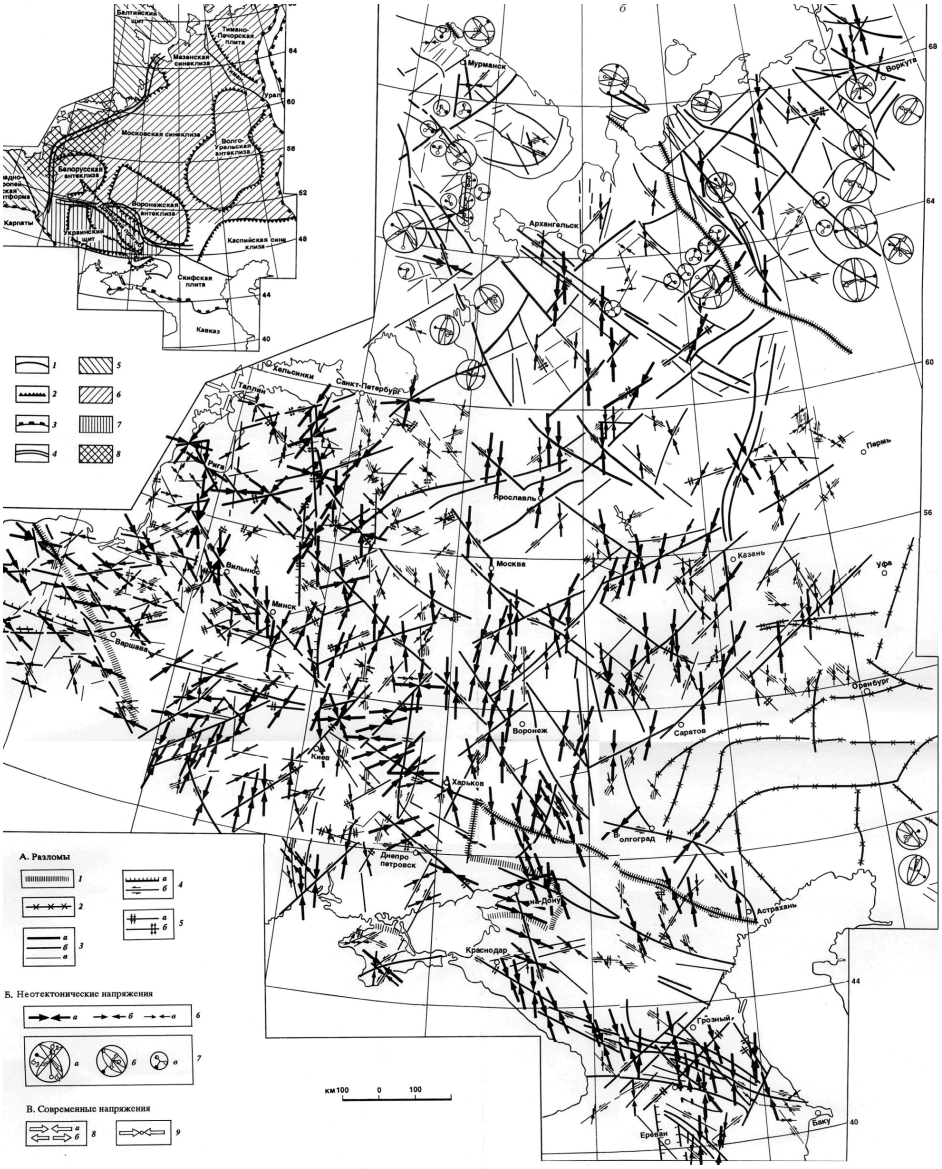


Рис. 1. Карта полей неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. А. *Разломы*: 1 – зоны глубинных разломов, ограничивающих Восточно-Европейскую платформу; 2 – крупнейшие разломы фундамента с невыясненной нетектонической активизацией; 3 – неотектонические разломы (*а* – I, , *б* – II, *в* - III и более мелких рангов); 4 – кинематические типы разломов (*а* – сбросы, *б* – сдвиги); 5 – разломы, формирующиеся в обстановке сжатия (*а*) и растяжения (*б*). Б. *Неотектонические напряжения*: 6 – оси сжатия в горизонтальной плоскости, установленные структурно-геоморфологическим методом (*а* – I, , *б* – II, *в* - III и более мелких рангов); 7 – общие поля напряжений, восстановленные по векторам перемещений на зеркалах скольжения. Оси главных нормальных напряжений: 1 – растяжения, 2 – промежуточная, 3 – сжатия: *а* – плоскости действия - стрелка на плоскости – направление перемещения в лежачем крыле (верхняя полусфера, сетка Вульфа). В. *Современные напряжения*: 8 – по механизмам в очагах землетрясений: оси сжатия (*а*) и растяжения (*б*); 9 – горизонтальное сжатие по данным инструментальных измерений. На врезке (*а*) – схема районирования ВЕП и структур обрамления по типу неотектонических напряжений: 1 – зоны глубинных разломов; 2 – 4 – границы: 2 – крупнейших структур фундамента ВЕП; 3 – орогенных структур обрамления; 4 – областей с разным типом неотектонических напряжений. 5 – 8 – области с разными типами неотектонических напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием; 6 – субмеридиональным сжатием; 7 – с неустойчивой ориентацией сжатия; 8 – с обстановкой растяжения

Первый тип характеризуется ЗСЗ и широтными ориентировками осей сжатия, 2 и 3 – субмеридиональными, при этом во 2- м типе, ближе к Уралу просматривается тенденция отклонения отдельных осей сжатия от меридиональной ориентировки к СВ направлению, а в 3- м типе, на Кавказе - к СЗ. Результаты реконструкции неотектонических напряжений СГ методом подтверждены ориентировками тектонических напряжений, восстановленных кинематическим методом при полевых исследованиях. Сопоставление с разным типом полей напряжений с глубинным строением показало, что граница, проведенная между областями с субширотным и с субмеридиональным сжатием, коррелируется с аномалиями теплового потока и мощностями литосферы.

Объективные признаков для проведения границы между областями со 2- м и 3- м типами не обнаружены. 1- й тип обусловлен влиянием процессов рифтогенеза в Северной Атлантике, 2- го – в Арктике, а 3- го - орогенезом на Кавказе.

В результате изучения неотектонических напряжений, а также новейших структур Полярного Урала и северных частей Западно-Сибирской плиты установлено, что новейшее поле напряжений этой области также характеризуется сдвиговым типом с пологими субмеридиональными осями сжатия и с субширотными осями растяжения. Субмеридиональное сжатие неотектонического этапа в исследованных полярных структурах свидетельствует о влияние на их формирование спрединга в Арктическом бассейне. Эта взаимосвязь подтверждается геологическими данными предшественников о максимальной активности новейших движений в миоцене, совпадающей по времени с соединением Атлантического и Арктического зон спрединга.

Литература

1. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв., 1991. № 10, с. 3 - 22.
2. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // В сб. М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000, с. 326 - 350.
3.*Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В.* Влияние глобальных тектонических процессов на формирование новейших структур севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала // Докл. VIII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». 10 - 13 апреля 2007. М.: РГГРУ, 2007. Т. 1, с. 341 - 344.

****

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ GPS И СЕЙСМИЧНОСТЬ КОНТИНЕНТА

В.И. Уткин[1], А.А. Ситникова[1], М.В. Булдакова[2] -
[1] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2] Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

Развитие методов спутниковой геодезии (GPS - технологии) дало уникальную возможность прямого наблюдения перемещений отдельных блоков земной коры как в системе общего движения континентов, так и в системе внутриплитных движений. Густота современной сети GPS станций (около 1600 штук в различных сетях по всему миру) позволяет довольно подробно исследовать эти движения, что представляет особый интерес в связи с изучением общей сейсмичностью континента.

Известно [1 - 4], что унаследованная послетриасовая геодинамическая история Евроазиатского континента заключается в движении на восток - северо-восток при одновременном вращении по часовой стрелке вокруг некоторого гипотетического центра, расположенного в Тибете. Однако при анализе скоростей движения отдельных блоков (по данным GPS) в азиатской части континента наблюдается явное противоречие между скоростями и расстоянием от гипотетической точкой вращения. При увеличении этого расстояния линейные скорости движения блоков не увеличиваются, как это следовало бы по законам механики, а остаются постоянными или даже уменьшаются. Это свидетельствует о наличии громадных

внутренних напряжений в пределах Азии и, следовательно, должно привести к нарушению целостности земной коры и вызывать тектонические землетрясения.

Анализ векторов движения блоков земной коры показывает, что возможно выделение обширных аномальных зон, в пределах которых вектора направлений существенно изменяются (рис. 1): 1 - Пиринейская; 2 - Кавказская; 3 - Гиндукуш - Охотское море; 4 - Тибет - Юго-восточный Китай; 5 - Японская; 6 - Чукотско - Камчатская.

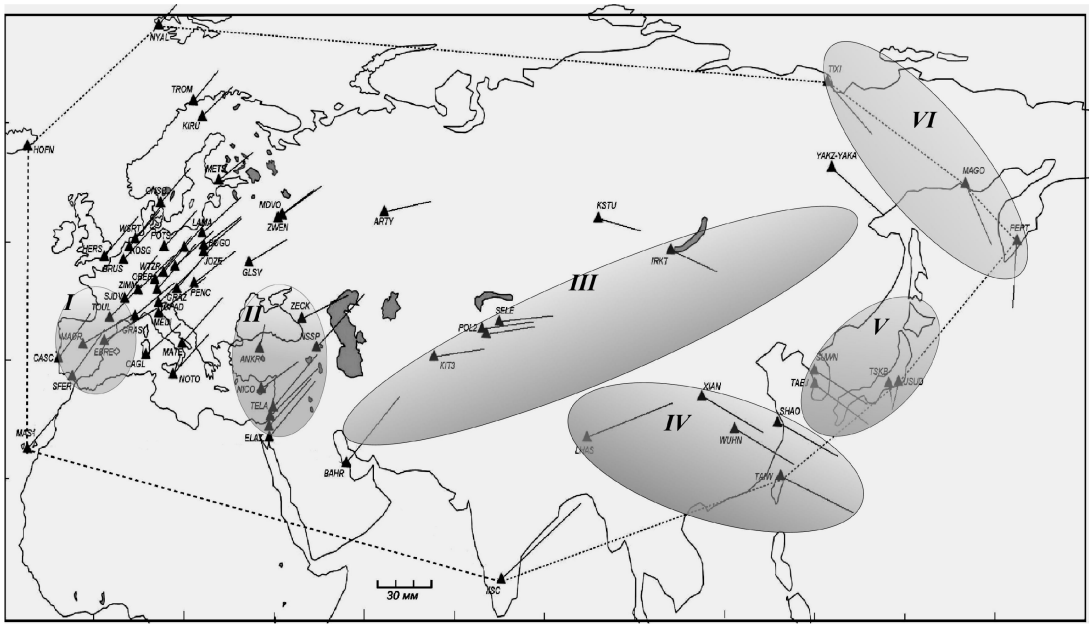


Рис. 1. Зоны аномально высоких изменений направления движения блоков земной коры: I - Пиринейская; II - Кавказская; III - Гиндукуш—Охотское море; IV - Тибет—Юго-восточный Китай; V - Японская; VI - Чукотско— Камчатская

Большие отклонения от генерального направления наблюдаются в известных сейсмогенных районах: Пиренейский полуостров (зона I), по линии Кавказ - Малая Азия - Турция (зона II); по линии Корея - Япония (зона V). Вместе с тем возможно построение других зон, которые захватывают относительно спокойные в сейсмическом отношении регионы: от Гиндукуша по линии Тянь-Шань - оз. Байкал - Якутск - Охотское море наблюдается изменение направления векторов движения почти на 90 градусов (зона III); в Юго - Восточной Азии такое же изменение направления наблюдается по линии Индия - Тибет - Юго - Восточный Китай (зона IV);- полуостров Чукотка - полуостров Камчатка (зона VI). В пределах этих зон наблюдаются значительные изменения направлений дрейфа. Средняя величина годичного дрейфа весьма значительно и составляет около 30 мм.

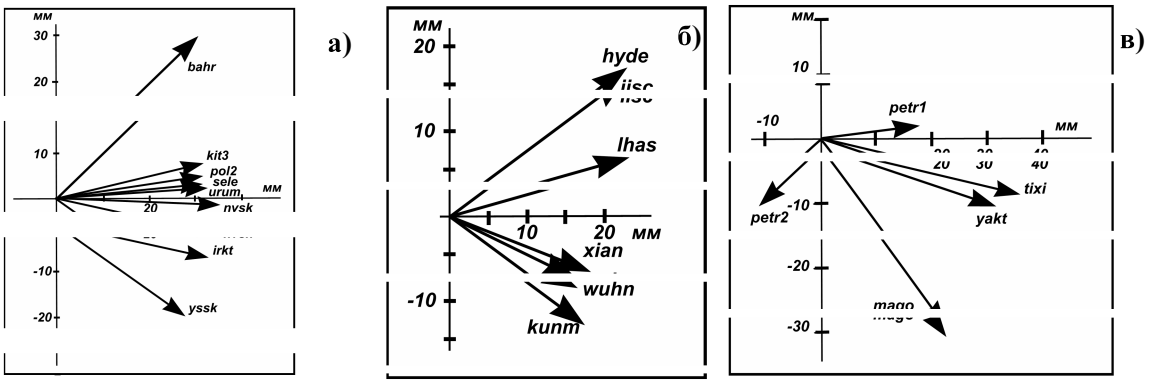


Рис. 2. Векторные диаграммы годичного дрейфа станций зоны III(а), зоны IV(б), зоны VI(в). Генеральное направление дрейфа – Восток при вращении по часовой стрелке. Средняя величина годичного дрейфа составляет от 20 до 35 мм

Наличие указанных движений отдельных блоков континента косвенно подтверждается морфологией горной системы Памир - Тянь-Шань - Гималаи - Тибет. На представленной схеме (рис. 2) наблюдается, с одной стороны, деформация направления основных горных систем Памира и Тянь - Шаня в результате взаимодействия движения Индийской и Аравийской плит и, с другой стороны, концентрическое расположение хребтов восточного Тибета, что отражается в траектории русла крупных рек: Брахмапутры, Меконга, Янцзы, Салвена, Ялонга. Как видно из представленных данных, современное движение Евразии не чисто вращательное, а значит, изменение направления движения должно вызывать деформации, захватывающие громадные территории континента.

Сопоставление данных GPS показывает, что все относительные движения и относительные деформации удобно отсчитывать относительно GPS - станции обсерватории АРТИ (Институт геофизики УрО РАН), движение которой имеет в основном восточное направление, между северным и южным дрейфом станций GPS, расположенных в Европе и Азии.

Рассчитанные относительно обсерватории АРТИ деформации (рис. 3) по направлению Запад - Восток показывают наличие нескольких аномальных деформационных зон: Пиринейский полуостров, Турция и Кавказ, Юго-Восточный Китай и Япония. Две из указанных зон хорошо известны как мощные сейсмогенные области.

Не менее интересны результаты расчета относительных деформации в направлении Север - Юг. Здесь помимо уже упомянутых аномальных зон наблюдается мощная зона деформаций на Юго-Западе Китая. Может здесь в недалеком будущем нас ожидает возникновение новой сейсмогенной области?

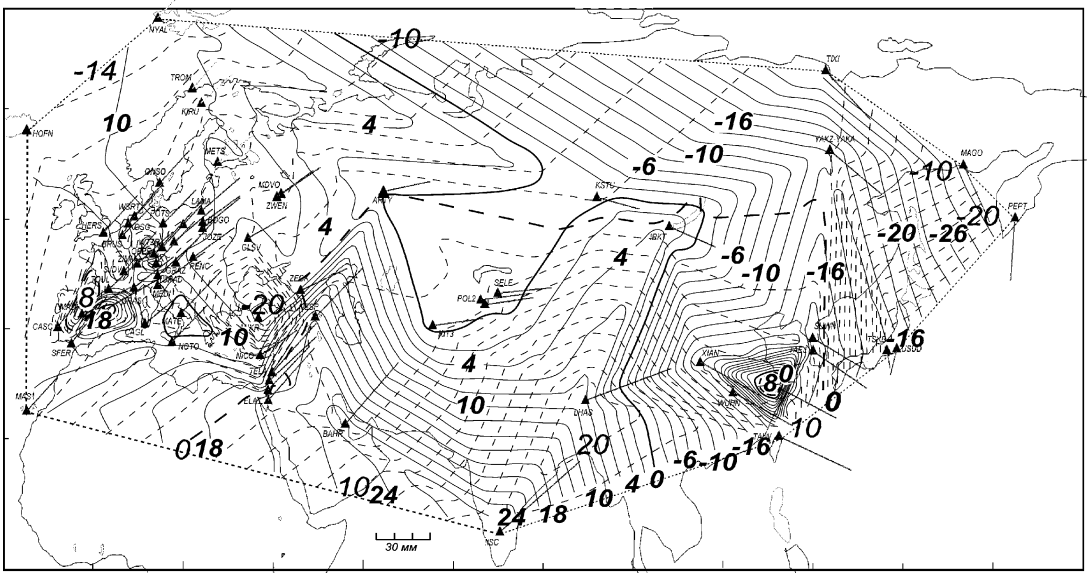


Рис. 3. Предполагаемые годовые деформации (мм) относительно станции АРТИ, вызванные движением континента, в направлении Запад - Восток (прерывистая линия), в направлении Север - Юг (непрерывная линия)

Совместное рассмотрение схем деформаций показывает наличие в центре континента мощной плиты, которая практически не деформирована относительно АРТИ. Наличие указанной области может свидетельствовать либо о действительно необычной геодинамической ситуации, либо о непредставительности данных GPS - слишком малого числа станций на территории России.

При совмещении выделенных зон аномально больших изменений направления движения внутриплитных блоков с картой сейсмических событий Евразии (рис. 4) в проекции, развернутой с Северного полюса, видно, что в рассматриваемых зонах (III, IV, VI) расположены эпицентры относительно редких тектонических землетрясений. При этом расположение эпицентров в зонах близко к линейному.

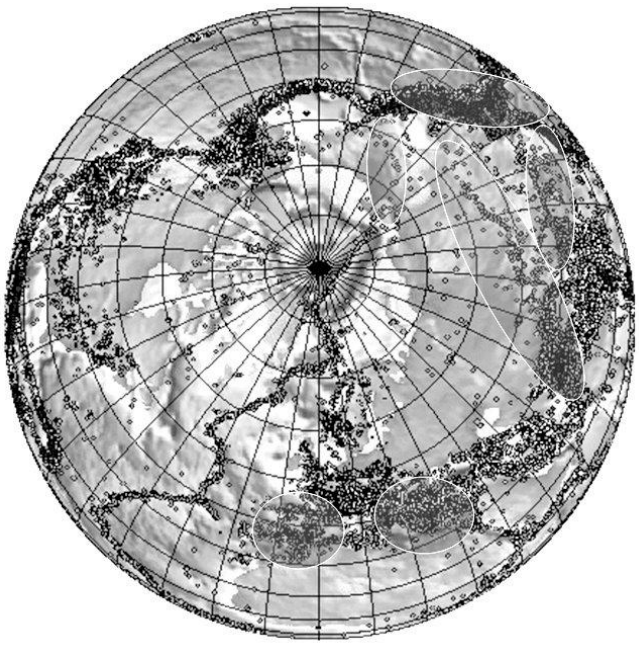


Рис. 4. Взаимное расположение зон (III, IV, VI) аномальных изменений вектора движения внутриплитных блоков и внутриплитных землетрясений. В данных зонах отчетливо видны линейно вытянутые цепочки эпицентров тектонических землетрясений

В зоне III, протянувшейся от Памира на северо-восток, можно отметить цепочку эпицентров, проходящих через сейсмоактивные зоны Алтая и оз. Байкал и выходящих в итоге на побережье Охотского моря. Можно указать также на менее выраженные линии эпицентров в зоне IV, идущей от Тибета в направлении побережья Южно-Китайского моря. И в зоне VI, идущей от Тикси в направлении Охотского моря. В этих же направлениях наблюдаются наибольшие деформационные процессы, связанные в основном с растяжением азиатской части Евроазиатского континента. Исключение представляет зона VI, которая является продолжением Атлантического рифта (зоны Атлантического спрединга). Можно высказать предположение, что данные землетрясения является отражением возникновения новейших грабенов, крупнейшим из которых является Байкальский.

Выделенные по данным GPS зоны предположительного образования грабенов не являются чем-то новым. На карте сейсморайонирования России [5] все эти зоны выделены как зоны повышенной сейсмической опасности. Однако GPS- технологии позволили уточнить геодинамическую природу этих зон, а именно, как зоны растяжения, современные зоны образования грабенов.

Работа выполнена в 2006 г. при поддержке программы Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы».

Литература

1. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др. / Тр. ГИН РАН. М.: Наука, 2001. Вып. 531. 191 с.

2. *Свяжина И.А., Мезенина З.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм девонских отложений Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале // Уральский геофизический вестник, 2002. № 3, с. 95 - 101.

3. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991, с. 135 - 149.

4. *Уткин В.И.* Новейшая геодинамика и наследованное движение Евро-Азиатского континента // Уральский геофизический вестник, 2003. № 4. Екатеринбург: УрО РАН, Институт геофизики, с. 78 - 83.

5. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР - 97, комплект карт и другие материалы для строительных норм и правил (СН и П) «Строительство в сейсмичных районах» (под рук. В.И. Уломова). М., 1998, 14 с.

****

МОДЕЛЬ УПРУГИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В.И. Уткин, А.К. Юрков -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Многолетние исследования геофизических предвестников тектонических землетрясений с целью обеспечения среднесрочного (месяцы) и краткосрочного (сутки) прогноза тектонического события в настоящее время практически не обеспечивают надежное решение основной задачи прогноза: определение координат, времени и энергии ожидаемого события. Широкий спектр геофизических предвестников (сейсмические, гидродинамические, деформационные, геохимические, термические, гравитационные, электромагнитные), а так же спутниковые технологии дистанционного зондирования (например, аномальное повышение температуры поверхности в эпицентральной области Измитского землетрясения – 17 августа 1999 г.), не позволяют определить точное время, место и энергию события. Основная проблема состоит в том, что в различных сейсмоактивных регионах данные предвестники работают различно. Это обычно связывают как со сложностью организации очага землетрясения, условий его зарождения и развития [1]. На основе этого заключения делается вывод, что прогноз землетрясений, как и прогноз погоды, по своей природе имеет вероятностный характер [1, 2]. С учетом этого разрабатываются различные статистические алгоритмы как долгосрочного, так и среднесрочного прогноза землетрясений, которые в отдельных сейсмоактивных областях дают достаточно надежные результаты. Прекрасные обзоры статистических методов прогноза представлены в [1, 2, 3].

Необходимо отметить, что многолетние сейсмологические наблюдения позволили составить карты сейсмической опасности практически по всем сейсмоактивным регионам планеты. Анализ выделенных сейсмоактивных поясов показывает, что все разрушительные землетрясения связаны с движениями литосферных плит и крупными литосферными блоками внутри их. Поскольку движение литосферных плит происходит в масштабе геологического времени, можно утверждать, во-первых, что в ближайшие 100-200 лет никаких новейших аномальных сейсмоактивных регионов, вероятнее всего, не будет наблюдаться; во-вторых, должны наблюдаться некоторые общие закономерности подготовки землетрясений. Рассмотрим основные процессы движения литосферных блоков, связанных с подготовкой землетрясения (рис. 1).

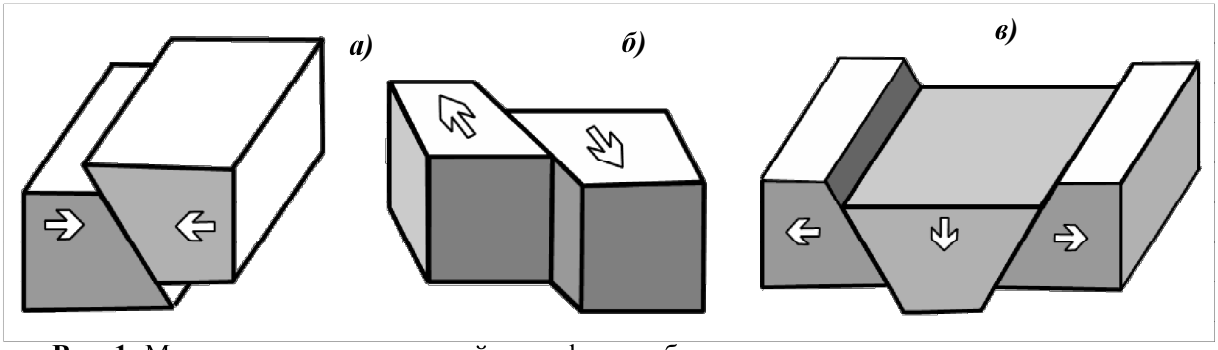


Рис. 1. Модели основных движений литосферных блоков, предшествующих землетрясению: а) сжатие; б) трансферный сдвиг; в) растяжение

Представленные модели описывают практически все возможные варианты движений. Первая модель наиболее распространена и соответствует зонам субдукциии и зонам коллизии: Тянь-Шань, Южная Америка, Индонезия, Япония, Камчатка и т.д. Вторая - характерна для сдвиговых движений: разломы Сан-Андреас и Северо-Анатолийский. Третья - соотносится к вновь образующимся рифтовым зонам: Африканская, Мертвое море, Афганская, Байкало-Алтайская, Чукотская и т.п. Общим процессом для всех моделей является торможение движения блоков за счет трения, что неминуемо вызывает деформацию блоков.

Особенностью этих деформационных явлений является то, что блоки не разрушаются, поскольку прочностные свойства блоков существенно выше, чем у зоны скольжения, но испытывают изгибовые деформации. Особенностью деформации такого вида является, во-первых, то, что этот ее вид является единственным, который может накопить упругую энергию без разрушения трещиновато-пористой среды, каковыми являются литосферные блоки. Во-вторых, накопление упругой энергии будет происходить практически без видимых перемещений блока, накапливающего энергию, что сразу же исключает из рассмотрения такой широко используемый предвестник, как регистрация расстояния между базовыми точками. Например, анализ данных GPS-мониторинга, проведенного на Северном Тянь-Шане, показал, что все крупнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня находятся в зоне наименьших «вековых» движений по данным GPS [4].

В условиях описанных изгибовых деформационных явлений изменения объемной активности радона, как единственного прогностического параметра, регистрирующего изменение напряженно-деформированного состояния среды, можно с высокой степенью достоверности прогнозировать в зависимости от расположения точек наблюдения в деформирующемся блоке.

1. Зоны субдукции и коллизии. Общей закономерностью для этих условий будет сжатие блока в его головной (по отношению к направлению движения) части и растяжение в средней. Это определяет, соответственно, уменьшение выделения радона в головной части и увеличение в средней. При этом необходимо понимать, что существует некоторая нейтральная зона, в которой не будет происходить никаких изменений в напряженно-деформированном состояний среды и, соответственно, изменений в концентрации радона.

2. Сдвиг. В таком регионе, например в районе разлома Сан-Андреас [5], наблюдается сложная ситуация, связанная с чередованием зон сжатия и растяжения и, соответственно, в поверхностном слое массива наблюдается чередование всех трех типов поведения радона: увеличение выделения (зона растяжения), уменьшение выделения (зона сжатия) и неизменность концентрации (нейтральная зона). Расположение этих зон мигрирует в зависимости от условий движения и торможения окраинных частей разлома.

3. Образование грабена. Поскольку грабен образуется при условии растяжения, то как по бортам грабена, так и в его центральной части будет наблюдаться состояние растяжения и, соответственно, увеличение выделения радона при изменении напряженно-деформированного состояния. Растяжение в центральной части объясняется трением блоков бортов и центральной части грабена.

Рассмотренные примеры показывают, что организация мониторинга выделения радона, как предвестника землетрясения, требует тщательного изучения геодинамической обстановки в каждом конкретном случае.

Работа выполнена при поддержке Программы 16 Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы».

Литература

1. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с. (Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта).

2. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.

3. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

4. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на северном Тянь-Шане / В.И. Уткин, А.К. Юрков, Э. Мамыров и др. // Физика Земли, 2006. № 4, с. 64 - 70.

5. *Уткин В.И., Юрков А.К.* Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1997. № 4, с. 84 - 92.

****

ОТРАЖЕНИЕ КУРИЛЬСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2006 ГОДА В РАДОНОВОМ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛЯХ НА ОСТРОВЕ КУНАШИР

А.К. Юрков[1], В.И.Уткин[1], А.В. Рыбин[2], Д.Ю. Демежко[1], Л.А. Муравьев[1], И.А. Козлова[1], Р.В. Жарков[2] -

[1] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Интерес к проблеме прогноза землетрясений то ослабевает, то особенно после крупных катастроф, усиливается. И, несмотря на неоднократные заявления ряда ученных о невозможности осуществления такого прогноза, по-прежнему много исследователей в разных странах занимаются этим вопросом. К настоящему времени, из известных предвестников, наибольшее количество приверженцев имеют гидродинамический и радоновый. Это находит отражение и в количестве публикаций по этим направлениям [1].

Такая ситуация вполне объяснима, так как именно эти способы имеют достаточную физическую и геологическую обоснованность с одной стороны, а с другой стороны позволяют сравнительно просто обеспечивать мониторинговые наблюдения.

Одним из главных препятствий, которое не позволяет целенаправленно вести исследования в области прогноза землетрясений, является невозможность планировать экспериментальные исследования из-за неопределенности времени и места тектонического события. Если в лабораторных условиях эксперимент можно осуществить десятки и сотни раз, то в естественных условиях практически не удается даже просто повторить наблюдения. Отсюда, на наш взгляд, все неопределенности и неоднозначности многих полученных результатов.

Исторически сложилось так, что в ИГф УрО РАН, еще начиная с исследований Ю.П. Булашевича по горным ударам в 50-е годы прошлого столетия, основное внимание уделялось радоновому предвестнику [2]. В начале девяностых годов, наряду с радоновыми исследованиями, был выполнен ряд экспериментальных работ по изучению особенностей гидродинамического метода. В этих экспериментах была показана ограниченность и неоднозначность реализации этого метода, при измерениях только изменений уровня жидкости в скважинах, и показана возможность получения всей информации, заложенной в гидродинамическом поле [3].

В 2006 году Институт геофизики УрО РАН совместно с Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН организовали полигон на о. Кунашир, используя имеющуюся там научную базу РАН – сейсмологическую станцию Южно-Курильск и скважину на территории этой станции, для проведения совместных радоновых и гидродинамических наблюдений.

Методика радоновых измерений основана на конвективном способе поступления почвенного радона в датчик. Гидродинамические исследования проводились в варианте, разработанном в институте геофизики, отличием которого от традиционного измерения уровня было то, что определялось движение жидкости по стволу скважины по изменению температуры трех термодатчиков, установленных на разных глубинах. Цикл измерений начался 20.09.06. Одновременно, геофизической службой РАН выполнялись измерения уровня столба жидкости в этой скважине и атмосферного давления.

Рис. 1. демонстрирует полученные результаты радонового мониторинга. На радоновых кривых закономерно после прохождения экстремума отмечаются тектонические события с магнитудой более 6, произошедшие на расстоянии более 400 км от регистратора. Эта закономерность установлена ранее для Средней Азии (Киргизия), Калифорнии и для техногенных событий (горных ударов) [4].

Данные температурного мониторинга (рис. 2) показали, что до глубины 42 м изменения температуры не превышают $n \cdot 10^{-3}$ К, а вариации температуры, зарегистрированные датчиком на глубине 62 м, на порядок выше (0,06 К). Такой характер изменений температуры, скорее всего можно объяснить колебательными движениями столба жидкости, которые свя-

заны с перетоками между двумя водоносными горизонтами, либо с наклонным водоносным горизонтом в этом интервале.

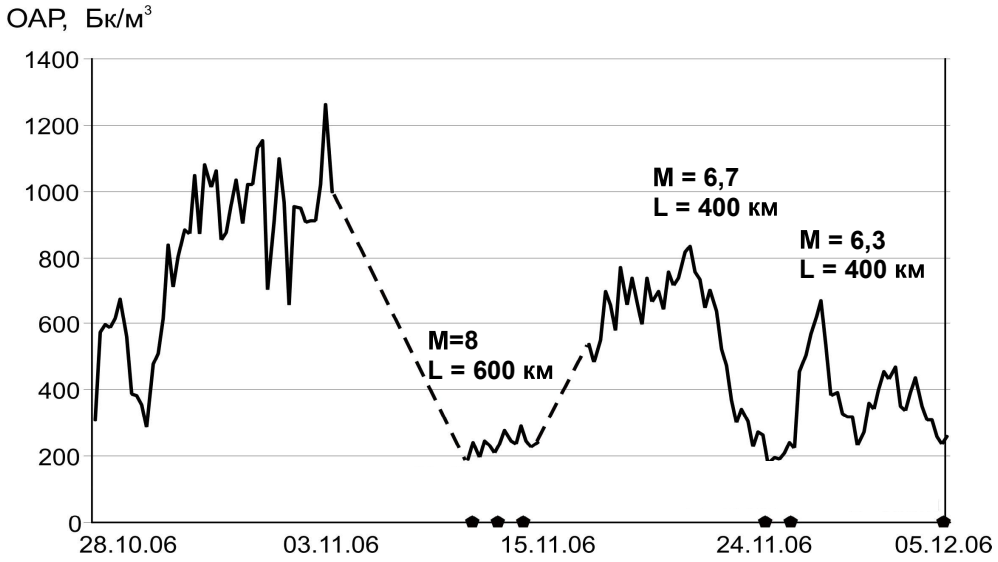


Рис. 1. Результаты радонового мониторинга

Данные температурного мониторинга (рис. 2) показали, что до глубины 42 м изменения температуры не превышают $n \cdot 10^{-3}$ К, а вариации температуры, зарегистрированные датчиком на глубине 62 м, на порядок выше (0,06 К). Такой характер изменений температуры, скорее всего можно объяснить колебательными движениями столба жидкости, которые связаны с перетоками между двумя водоносными горизонтами, либо с наклонным водоносным горизонтом в этом интервале.

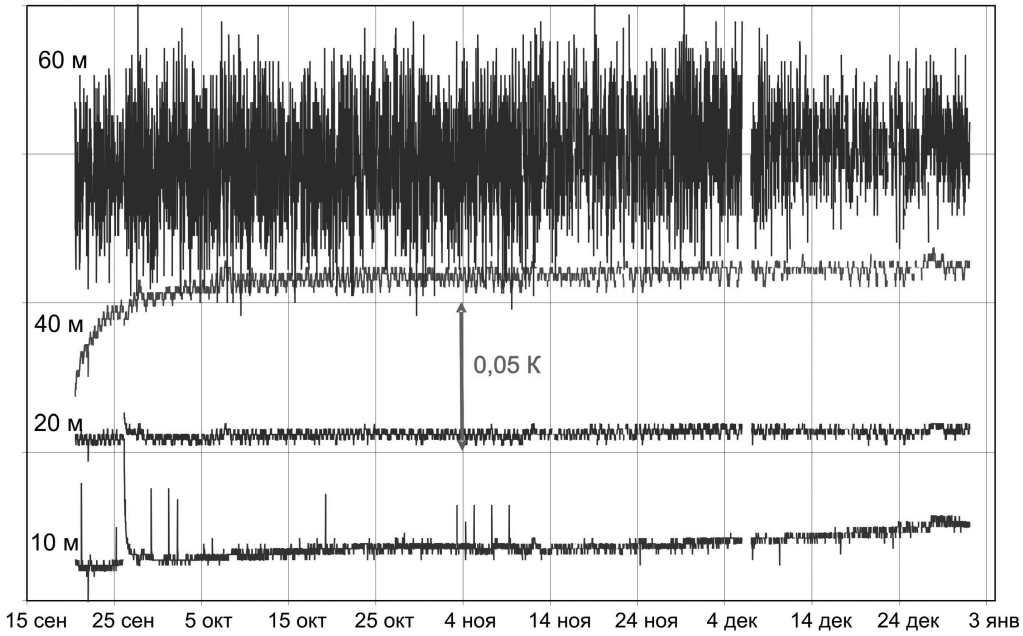


Рис. 2. Данные температурного мониторинга

Выполненный спектральный анализ температурной кривой на глубине 62 м, показал наличие как характерных для приливов частот, так и составляющих с периодом 2.25 и 6 суток. Что это за частоты, и с каким физическим процессом они связаны необходимо выяснить.

В результате обработки данных, представленных геофизической службой РАН по изменению уровня столба жидкости в скважине с учетом вклада атмосферного давления, была получена исправленная кривая изменения уровня. Визуально на этой кривой отчетливо просматриваются вариации с периодом 1 сутки и 28 суток. То есть, на наш взгляд, изменение уровня столба жидкости практически полностью контролируются лунно-солнечными приливами и изменением атмосферного давления, и практически отсутствует тектоническая составляющая.

Таким образом, предварительная обработка полученных данных показала следующее. Измерение концентрации радона подтверждает ранее установленную закономерность отклика радонового поля на удаленные землетрясения. Выполненные температурные измерения на трех горизонтах убедительно демонстрируют, что различные горизонты в разрезе скважины обладают неодинаковой «чувствительностью» к изменению гидродинамического поля. Поэтому для получения всей информации об изменениях гидродинамической обстановки необходимо кроме контроля уровня столба жидкости измерять и ее движение по всему стволу скважины.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы».

Литература

1. *Кусков А.К.* Проблемы прогноза землетрясений //Алма-Ата: Наука, 1990, 263 с.
2. *Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В.* Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // ДАН, 1996. Т. 346. № 2, с. 245 - 248.
3. *Юрков А.К. Уткин В.И., Щапов В.А., Николаев В.В.* Температурные измерения в скважинах, как основа гидродинамичекого способа предсказаний землетрясений // IV Международная конференция «Новые идеи о науках о Земле». М.: МГГА, 1999. с. 158 - 159.
4. *Уткин В.И., Юрков А.К., Канн М.В., Кривошеев С.В.* Окончательные итоги радонового эксперимента при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане // Восьмое геофизические чтения имени В.В. Федынского. Москва, 2006 г.

****

Семинар «ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ»

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

В.В. Бахтерев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Методика и установка для высокотемпературных исследований электропроводности образцов горных пород описана нами ранее [1]. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой в режиме динамического нагрева через каждые 10 градусов в интервале температур 20 - 800 - 900 ºС. Скорость нагревания - 4 град/мин. Температуру определяли в 10 мм от образца хромель-алюмелевой термопарой. Исследуемые образцы вырезали в форме кубика с ребром 15 мм и помещали между плоскими электродами (один электрод медь, второй - нержавеющая сталь). В качестве измерительного прибора использован тераомметр Е6 - 13, позволяющий определять электрическое сопротивление постоянному току в диапазоне от 10 до 10^{14} Ом и относительной погрешности от ± 2.5 до 4 % в зависимости от диапазона.

Большинство минералов и горных пород, в том числе и ультраосновных, являются ионными кристаллическими диэлектриками. Электропроводность их обусловлена обычно переносом ионов. Особенностью ионной электропроводности является ее увеличение с температурой. При этом установлено два факта: имеется две области на кривой проводимости и в этих обеих областях логарифм электропроводности приближенно является линейной функцией температуры. Области отличаются типом электропроводности. Первый тип электропроводности - электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, так называемая собственная электропроводность. Эта электропроводность существенна при высоких температурах. Второй тип - электропроводность, обусловленная движением относительно слабо закрепленных ионов. Характеристикой соединения является только высокотемпературная электропроводность. Электропроводность при низких температурах резко зависит от всякого рода примесей. Поэтому в дальнейшем будем говорить только о высокотемпературной электропроводности. В физике диэлектриков электрическое сопротивление описывают формулой [2]:

$$R = \frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 \nu} \exp\left(\frac{E_0}{kT}\right) \quad , \qquad (1)$$

где E_0 - энергия активации, которую необходимо затратить на освобождение иона (носителя заряда) от связей в кристаллической решетке; n_0 – общее число ионов в 1 $см^3$, участвующих в переносе тока; q – заряд иона; δ – длина свободного пробега; ν – частота колебаний иона в полуустойчивом положении; k - постоянная Больцмана; T – температура в градусах Кельвина.

Большинство исследователей, проводивших измерения электрического сопротивления при температурах 20 - 900 °С, экспериментально выявили зависимость, которую можно выразить в виде:

$$lgR = A + \frac{B}{T} \qquad (2)$$

Сопоставляя формулы (1) и (2) находим, что

$$A = \lg\frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 \nu} \quad , \quad B = \frac{0.43 E_0}{k} \quad . \qquad (3)$$

Для определения электрических параметров кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах *lgR, 1/T*. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой *lgR = f(1/T)* в некоторой точке прямоли-

нейного участка в температурной области, где кривая $lgR = f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления A в формуле (2), численно равный электрическому сопротивлению lgR_0 при $(1/T) = 0$, определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $lgR = f(1/T)$ на оси ординат. Так были определены параметры высокотемпературной электропроводности E_0 и lgR_0 в области собственной проводимости для всех исследованных образцов.

В процессе настоящих исследований установлено следующее.

1. Получены температурные (в интервале 20 - 800 - 900 ºС) зависимости электрического сопротивления гипербазитов разного минерального состава, в различной степени серпентинизированных из ряда массивов Урала различной формационной принадлежности.

2. Выявлена связь между проводимостью и степенью серпентинизации исследованных образцов [3]. Впервые установлено, что в области собственной проводимости величина энергии активации коррелирует со степенью ранней серпентинизации дунитов и не зависит от величины их электрического сопротивления при нормальной температуре. Значение энергии активации токоносителей линейно уменьшается от 1 эВ в слабо серпентинизированных дунитах до 0.55 эВ в серпентинитах. Полученный результат согласуется с данными исследования структурного состава, кристаллической структуры и кристаллохимических особенностей лизардитов из серпентинитов ранней серпентинизации, приведенными в работе [4]. В этой работе показано, что поведение ионов железа (степень их окисления и межпозиционное расположение в кристаллической структуре лизардита) и сама структура минерала (соотношение политипов, параметры элементарной ячейки и объем) коррелируют со степенью ранней серпентинизации вмещающих их гипербазитов. Таким образом, нами установлен еще один независимый физический параметр (энергия активации токоносителей), связанный со степенью ранней серпентинизации дунитов.

3. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности в области собственной проводимости (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления lgR_0) исследованных образцов [5]. Для всех исследованных объектов выявлена линейная связь между E_0 и lgR_0 вида $lgR_0 = a - bE_0$. При этом для исследованных серпентинитов коэффициент b меняется от 5.8 до 13.2 в зависимости от генетических особенностей (от принадлежности к определенной формации гипербазитов). Коэффициент a для всех исследованных групп серпентинитов практически одинаков (7.0 - 7.4). Параметры E_0 и lgR_0 устанавливают принадлежность исследуемого образца к тому или иному структурно-вещественному комплексу определенной формации гипербазитов.

4. Для массивов и площадей хромитоносных точки с координатами E_0, lgR_0 отклоняются от базовой линии $lgR_0 = a + bE_0$. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец [6]. Для четырех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0, lgR_0 одинаков. В то же время, графическое изображение этой связи в координатах четко показывает, что поля распределения фигуративных точек разных объектов не совпадают. Такое поведение высокотемпературной электропроводности является отражением своеобразия геологических условий, истории становления и развития гипербазитовых массивов и месторождений в них. Полученные результаты согласуются с данными кристаллохимических исследований сквозного минерала оливина, входящего в состав дунит-гарцбургитовой ассоциации, методами оптической спектроскопии [7].

5. Исследована высокотемпературная электропроводность и предложен метод определения прочности на разрыв волокна хризотил-асбеста [8]. Метод позволяет анализировать пока только длинноволокнистый асбест (более 10 мм). При разработке месторождения важно выделить в целике хризотил-асбест нормальной прочности и ломкий. Для этого необходимо, не разрушая образца, определить качество волокна. Получены результаты, позволяющие надеяться, что можно будет расчленять руды с различным качеством хризо-

тил-асбеста по параметрам высокотемпературной электропроводности, вмещающих их серпентинитов.

Литература

1. *Бахтерев В.В.* Методика измерения электрического сопротивления гипербазитов при высоких температурах // Уральский геофизический вестник. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. № 1, с. 18 - 20.
2. *Сканави Г.И.* Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Гостехтеориздат, 1949. 500 с.
3. *Бахтерев В.В., Булыкин Л.Д.* Параметры электропроводности при высоких температурах дунитов в зависимости от степени их серпентинизации // Доклады Академии наук, 2001. Т. 379. № 6, с 793 - 796.
4. Кристаллохимия ионов железа в минералах ультрабазитов в связи с их серпентинизацией / С.Л. Вотяков, И.С. Чащухин, В.Н. Быков и др. Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 64 с.
5. *Бахтерев В.В.* Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной принадлежности // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 3, с. 371 - 373.
6. *Бахтерев В.В.* Параметры высокотемпературной электропроводности дунит-гарцбургитовых (альпинотипных) гипербазитов Урала как возможный признак их потенциальной хромитоносности // Доклады Академии наук, 2006. Т. 408. № 3, с. 363 - 365.
7. Кристаллохимия силикатов альпинотипных гипербазитов Урала и поисковые критерии хромитового оруденения / А.И. Бахтин, О.Н. Лопатин, И.Г. Денисов и др. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1997. 100 с.
8. *Бахтерев В.В.* Способ определения прочности волокна хризотил-асбеста. Патент РФ № 2241218. Опубликовано 27.11.2004. Бюллетень № 33.

****

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ ПАРАМУШИРСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГРУППЫ (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Ю.И. Блох[1], В.И. Бондаренко[2], В.А. Рашидов[3], А.А. Трусов[4] -
[1]Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва
[2]Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома
[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[4]ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва

Парамуширская группа подводных вулканов является самой северной группой подводных вулканов Курильской островной дуги (КОД). До начала исследований с борта НИС «Вулканолог» в 1981 г. здесь были известны два подводных вулкана: вулкан Григорьева и вулкан 1.3 [1, 2]. В 10 экспедициях НИС «Вулканолог» в этом районе были открыты еще пять подводных вулканов и вулканических массивов [2 - 5].

Интересной особенностью этого района является широкое распространение в верхней части осадочного разреза газовых гидратов [2, 6].

Плосковершинный подводный вулкан Григорьева (1.1 по [2]) вместе с вулканом Алаид составляет единый вулканический массив [7 - 10]. Вершина подводного вулкана срезана абразией и снивелирована до уровня 120 - 140 м. При драгировании были подняты однотипные высокоглиноземистые, высокожелезистые, высококалиевые и умеренно-титанистые базальты. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), вулканическая постройка сложена, в основном, плотными вулканическими породами. Все выделенные по данным эхолотного промера и НСП скальные выступы в ЮЗ части плоской вершины и на ЮЗ склоне вулкана отчетливо проявляются в магнитном поле DTa

наличием локальных аномалий. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА-3D, показали, что эффективная намагниченность этих выступов сопоставима с эффективной намагниченностью самой постройки вулкана [7 - 10]. Это, вероятнее всего, указывает на их лавовую природу, а отмеченные неоднородности рельефа действительно являются экструзивными куполами или лавовыми конусами, развитыми вдоль радиальной трещины северо-восточного простирания. Всего на вулкане Григорьева выделено 13 таких куполов. Есть все основания говорить об аномальном, по отношению к другим подводным вулканам КОД, вулканизме массива Алаид [9, 10].

Проведенные исследования на полигоне от вулканического массива Алаид до банки Лебедя показали, что подводный вулкан Григорьева расположен в непосредственной близости к линейной зоне, сложенной породами с повышенной намагниченностью, возникшей, может быть, почти одновременно с образованием вулканической постройки. На одновременность, в частности, может указывать то, что лавовый поток на склоне вулкана, обращенном к этой зоне, характеризуется практически теми же величинами намагниченности, которые присущи породам, слагающим линейную зону.

Островершинный подводный вулкан 1.4 расположен далеко в тылу Курильской островной дуги, возвышаясь над окружающим дном Охотского моря на 650 - 700 м. Вершина осложнена рядом пиков, а основание вулкана почти замкнутым кольцом опоясывается отрицательными формами рельефа [4, 11]. На удалении 3 - 10 км от вулкана по данным НСП выделены три небольших (по-видимому, магматических) тела, не достигших поверхности дна.

При драгировании привершинной части вулкана были подняты, в основном, амфиболовые андезиты, с подчиненным количеством пироксеновых андезибазальтов и плагиобазальтов. К вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля DTa интенсивностью до 500 нТл, с локальным максимумом до 700 нТл вблизи привершинной части. Отмеченные магматические тела, не достигшие поверхности дна, в магнитном поле не выражены самостоятельными аномалиями. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА-3D, показали, что последние по времени излияния лав происходили на северо-западном склоне на глубинах 1100 - 1200 м, где расположен активный вулканический центр [7].

В пределах **погребенной подводной вулканической зоны** у западного подножия о. Парамушир исследованы четыре вулкана. Все постройки, приуроченные к долгоживущей зоне глубинных разломов, слабо выражены в современном рельефе дна, но четко выделяются по данным НСП и к ним приурочены локальные аномалии магнитного поля DTa. Здесь же отмечена зона грязевого вулканизма и выходы свободных газов в водную толщу, фиксирующихся в виде гидроакустических аномалий на записях эхолотов. Предполагаются две вспышки магматической активности: более ранняя, неогеновая, когда возникли крупные вулканический массив 1.2 и вулкан 1.7, и более поздняя, позднеплиоценовая или четвертичная, когда могли сформироваться небольшие вулканы 1.5 и 1.6, а также предполагаемый небольшой экструзивный купол, расположенный к югу от массива 1.2.

Проведенные исследования показали существенное отличие Парамуширской группы подводных вулканов от остальных подводных вулканов КОД. Отмечен аномальный вулканизм массива Алаид и наличие долгоживущей зоны глубинных разломов на границе структур прогиба Атласова и Парамуширского островного блока. Эта зона является активной, по крайней мере, с неогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05 - 05 - 65102) и ДВО РАН (проект 06 - 3 - А - 08 - 326).

Литература

1. *Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. лаб. Вулканологии, 1958. Вып. 13. С. 71 - 88.

2. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
3. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) / Г.П. Авдейко, Г.М. Гавриленко, Л.В. Черткова и др. // Вулканология и сейсмология, 1984. № 6. С. 66 - 81.
4. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.* Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 13 - 18.
5. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2006. № 2. Вып. 8. С. 69 - 85.
6. *Бондаренко В.И., Надежный А.М.* Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1987. № 2. С. 100 - 104.
7. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА - 3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко и др. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2005. № 2. Вып. 6. С. 67 - 76.
8. 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко и др. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург, 30 января - 3 февраля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 16 - 21.
9. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология, 2006. № 5. С. 17 - 26.
10. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25 - 30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135 - 143.
11. *Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология, 2004. № 2. С. 73 - 83.

****

УЧЕТ ОСОБЕННОСТЕЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУРЫ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА УРАЛА

И.В. Голованова[1], Р.Ю. Валиева[1], Д.Ю. Демежко[2] -
[1]Институт геологии УНЦ РАН, Уфа
[2]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На основе разработанных в Институте геологии УНЦ РАН и в Институте геофизики УрО РАН методов введения палеоклиматических поправок в измеренный тепловой поток выработана единая методика, учитывающая зависимость палеоклиматического сигнала от широты и долготы местности. При этом учтена новая оценка амплитуды вюрм-голоценового потепления, полученная по геотермическим данным в глубокой скважине Леузинская-1, расположенной в башкирской части Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба [1]. Учтены также результаты изучения пространственного распределения амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в северной Евразии, полученные по геотермическим данным [2]. Проведено математическое моделирование искажений теплового потока и геотермического градиента для различных зон. Проведен предварительный анализ имеющихся экспериментальных данных как по Уралу, так и по прилегающим частям Вос-

точно-Европейской платформы. Использована уникальная база ранее не привлекавшихся к подобному анализу экспериментальных данных, полученных в Институте геологии УНЦ РАН, Уфа, в Институте геофизики УрО РАН, Екатеринбург, и, по возможности, другие опубликованные данные [3]. Полученная при моделировании зависимость искажений градиента температуры от глубины использована для определения средневзвешенного искажения теплового потока в интервале его определения. Введены поправки на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток по всем скважинам, в которых выполнены его измерения. Составлен новый вариант карты теплового потока Урала, исправленного на влияние палеоклимата [4].

Проанализированы исправленные значения теплового потока по отдельным интервалам глубин. Существующие на сегодняшний день данные позволяют выполнить сопоставление поинтервальных значений теплового потока для разных зон только для южной части территории и только для глубин до 1000 м. Представлены измеренные и исправленные на влияние палеоклимата значения теплового потока на глубине до 1000 м по скважинам, расположенным в поперечном сечении Южного Урала вдоль профиля УРСЕЙС-95 в полосе шириной 200 км.

Результаты свидетельствуют о том, что искажающее влияние палеоклимата сильнее выражено в неглубоких скважинах, расположенных преимущественно в Тагило-Магнитогорской зоне, пространственно совпадающей с зоной аномально низких тепловых потоков. Однако зона аномально низких тепловых потоков в Магнитогорской зоне четко выявляется и при внесении поправок, то есть возникновение этой аномалии невозможно объяснить только влиянием палеоклимата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05 - 05 - 64141.

Литература

1. *Голованова И.В., Валиева Р.Ю.* Новые оценки амплитуды вюрм-голоценового потепления на Южном Урале по геотермическим данным // Геологический сборник: Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. № 5, с. 201 - 203.

2. *Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г.* Сопоставление климатов последней ледниковой эпохи и современного на основе данных скважинной геотермии // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005, с. 92 - 94.

3 *Голованова И.В.* Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.

4. *Валиева Р.Ю., Голованова И.В., Демежко Д.Ю.* О поправках на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток (на примере Южного Урала) // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2007, с. 54 - 58.

****

КВАЗИНЕЙТРАЛЬНЫЙ СЛОЙ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ БЕЛАРУСИ

В.И. Зуй - Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск

Сеть глубоких буровых скважин на территории Беларуси неравномерна. За пределами крупных депрессий имеются в большинстве случаев мелкие скважины, в частности - тысячи водяных скважин глубиной до 100 м. Нами предложен метод выделения геотермических аномалий по карте распределения температуры «квазинейтрального слоя». Известно, что аномалии температуры в глубоких горизонтах чехла отражаются по всему разрезу скважин вплоть до самых верхних горизонтов. Этот эффект проявляется и до так называемого «квазинейтрального слоя». Он представляет поверхность глубин, на которой амплитуда сезонных колебаний температуры затухает до значений, сравнимых с погрешностью скважинных термометров. Для скважин Беларуси - это обычно 10 - 40 м, лишь в единичных случаях она достигает 100 - 120 м. Важным моментом является не столько эта глубина, сколько

то, что температура точки перегиба изменяется мало. Так по скважине Сенно 36 (Оршанская впадина) для двух выполненных измерений в разные годы разница составила 0.04 °С, что сопоставимо с погрешностью электротермометра.

Впервые построена карта распределения температуры на поверхности квазинейтрального слоя по надежным термограммам скважин. Картина температуры на карте в значительной степени дифференцирована. Отчетливо выделяются аномалии пониженной и повышенной температуры. Сравнение этой карты с аналогичными картами, построенными для глубин 100 и 300 м, показывает, что конфигурация изотерм идентична. Нет существенных различий в расположении аномалий на картах, построенных для фиксированных глубин (стандартный подход), и на поверхности квазинейтрального слоя (новый подход). Основное различие только в значениях температуры.

Температура квазинейтрального слоя в стране изменяется от 6.5 до 9 °С, значения более 8 °С соответствуют северной зоне Припятского прогиба, Подлясско-Брестской впадине и западному склону Воронежской антеклизы. Изотерма 8 °С огибает Пинско - Ляховичско - Ельненскую аномалию и прослеживается в северо-западной части Беларуси, где выделяется Гродненская аномалия повышенных значений температуры. Наблюдается контрастное распределение температуры в Оршанской впадине при ее амплитуде 2 - 2.5 °С. На этой карте выделяются около 10 геотермических аномалий пониженной и повышенной температуры, которые отражаются также на картах геотемпературного поля для глубин 100, 200 и 300 метров. Однако на карте для поверхности квазинейтрального слоя впервые выделена дополнительно Беловежская аномалия низких значений температуры 6 - 7.5 °С по трем скважинам глубиной менее 30 м, пробуренным в Беловежской пуще вблизи границы с Польшей. Эти термограммы не могли быть интерполированными даже на глубину 100 м.

Верификация карты распределения температуры и достоверность выделения аномалий выполнены сравнением их положения и конфигурации изотерм с аномалиями, выделяемыми на традиционно принятых картах температуры на фиксированных глубинах. Поскольку квазинейтральный слой в регионе повсеместно относится к зоне интенсивного водообмена, то имело смысл сравнивать аномалии, выделенные на этой карте, с таковыми, выделенными на традиционных картах, построенных для глубин, относящихся к зоне распространения пресных вод. Для этого была выбрана глубина 200 м, почти повсеместно принадлежащая к зоне интенсивного водообмена. Оказалось, что на обеих картах сохраняются все геотермические аномалии температуры, выделенные традиционным методом.

На карте выделены аномалии нониженных значений температуры: Восточно-Оршанская, Чашникско-Полоцкая, аномалии восточной и центральной частей Белорусской антеклизы, а также аномалии повышенных значений - Западно-Оршанская, Молодечненско-Нарочанская, Ляховичско-Пружанская, Кобринско-Пружанская, Гродненская и аномалии Припятского прогиба, западного склона Воронежской антеклизы и Подлясско-Брестской впадины. Западно-Оршанская аномалия имеет меридиональное направление. Она пересекает всю территорию Беларуси от Припятского прогиба через Северо-Припятскую ступень, Оршанскую впадину, а также имеет продолжение за границами республики на территории Латвийской седловины и в пределах Российской Федерации. Пространственно она совпадает с протяженной Одесско-Беломорской зоной разломов. На территории Беларуси - она представлена Чашникским разломом в кристаллическом фундаменте. Наиболее высокие значения температуры наблюдаются в пределах палеозойских структур - Припятского прогиба и Подлясско-Брестской впадины.

Предложенный метод выделения геотермических аномалий по распределению температуры на глубине залегания квазинейтрального слоя, наиболее обеспеченного данными, является новым. Он применен впервые для территории Беларуси и позволяет привлечь для анализа геотемпературного поля и выделения аномалий мелкие скважины для водоснабжения.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР БЕЛАРУСИ

В.И. Зуй - Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск

Территория Беларуси относится к западной части докембрийской Восточно - Европейской платформы. Центральное место в регионе занимает Белорусская антеклиза, Мазурский погребенный выступ которой простирается в Польшу. Со всех сторон к антеклизе примыкают отрицательные структуры - Припятский прогиб на юге, Оршанская впадина на востоке, Подлясско-Брестская впадина на юго-западе и Балтийская синеклиза - на севере и северо-западе. Наиболее глубокое погружение кристаллического фундамента, достигающее 5 - 5.5 км, отмечается в отдельных частях Припятского прогиба. Он отделен от Белорусской антеклизы, Бобруйского погребенного выступа, Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины на севере системой широтных и меридиональных ступеней и сбросов различной амплитуды. На юге прогиб соседствует с Украинским щитом, а от Днепровско-Донецкой впадины он отделен Брагинско-Лоевской седловиной.

В составе платформенного чехла Оршанской впадины и Припятского прогиба бурением вскрыты галитовые толщи. Особенностью строения Припятского прогиба является наличие двух мощных толщ каменной соли девонского возраста с развитой соляной тектоникой. Кристаллический фундамент прогиба имеет блоковое строение.

Первое в Беларуси измерение температуры было выполнено Г.В. Богомоловым в 1928 году при бурении глубокой скважины в г. Минске [1], а первая термограмма одной из скважин Припятского прогиба опубликована М.Ф. Беляковым только через четверть века [2]. Систематические геотермические исследования в стране стали возможными только в послевоенные годы. В первые послевоенные годы измерения были выполнены в скважинах, пробуренных в Дриссе, Наровле и других районах [3], а обобщение данных измерения температуры по скважинам Полесья было сделано в работе [4]. Первые оценки плотности теплового потока с использованием термограмм производственного каротажа и литературных данных по теплопроводности каменной соли выполнены Д.Г. Протасеней в 1961 году для скважин Припятского прогиба [5]. Первые же определения потока основанные на термограммах в скважинах достигших теплового равновесия после завершения буровых работ и с использованием измеренных значений теплопроводности образцов горных пород появились только в 1971 году для территории восточной части Подлясско-Брестской впадины, Белорусской антеклизы [6] и Припятского прогиба [7]. До 1975 г. база данных по тепловому потоку в пределах запада СССР не превышала 600 значений, из которых около 25 значений по территории Беларуси, и даже к началу 80-х годов в пределах страны имелось около 35 кондиционных определений плотности теплового потока [8]. Однако в первой половине 90-х годов их количество достигло 210 определений [9]. К 2007 году каталог теплового потока Беларуси, включая его оценки по отдельным скважинам, превышает 500 значений. В настоящее время территория Беларуси (рис. 1) относится к наиболее изученным по тепловому потоку регионам западной части Восточно-Европейской платформы [10].

Плотность теплового потока тесно связана с глубинными процессами, степенью раздробленности земной коры, ее блоковым строением, активностью глубинных разломов, зонами повышенной проницаемости горных пород, а также со степенью закрытости водоносных горизонтов и т.п. Наблюдаемые значения теплового потока в значительной степени подвержены влиянию фильтрации подземных вод. Интервальные значения потока по отдельным скважинам Белорусской антеклизы и Оршанской впадины низкие. Наблюдается тенденция их увеличения с глубиной. Например, весьма низкие значения, менее 10 мВт/м^2, соответствуют верхним интервалам скважин Ушачи 9лп (5 мВт/м^2), Судиловичи 20лп (4 - 10 мВт/м^2), Косари 25лп (3 - 7 мВт/м^2), Козловка 34чш (3 - 6 мВт/м^2), Сенно 36чш (2 - 4 мВт/м^2), Козловка 37чш (3 мВт/м^2), Козловка 42чш (3 - 6 мВт/м^2). Такие значения теплового потока, отмечены в интервалах глубины вплоть до подошвы слоя пресных вод (140 -

200 м). В скважинах, где была возможность изучить интервалы глубже 200 м, значения потока увеличиваются до 20 – 36 мВт/м^2. При этом и в нижних интервалах скважин его так называемое «глубинное» значение вряд ли достигается.

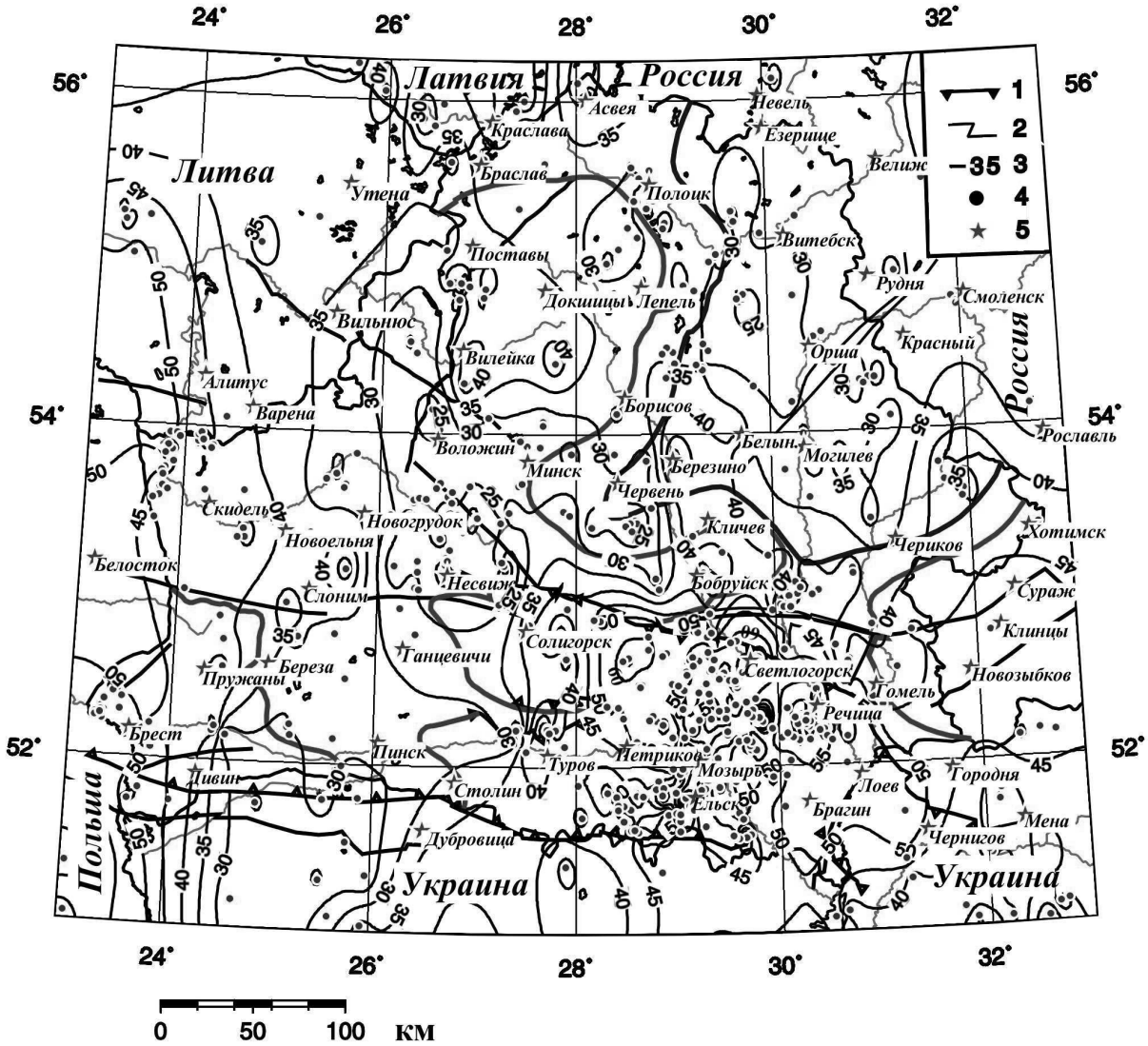


Рис. 1. Карта плотности теплового потока Беларуси: 1, 2 - суперрегиональные и региональные разломы поверхности фундамента; 3 - изолинии теплового потока, мВт/м^2; 4 - изученные скважины; 5 - населенные пункты. Жирными линиями изображены границы основных структур: Белорусской и Воронежской антеклиз (по изогипсе 500 м) и границы Оршанской впадины (по изогипсе 700 м). За границами Беларуси изолинии требуют уточнения

На фоне значений менее 30 - 40 мВт/м^2 Белорусской антеклизы выделяются положительные аномалии восточной части Подлясско - Брестской впадины (50 - 55 мВт/м^2) и Припятского прогиба со значениями более 60 – 70 мВт/м^2. Повышенные значения 40 – 50 мВт/м^2 отмечены также в пределах локальных зон Белорусской антеклизы, Оршанской впадины и западного склона Воронежской антеклизы. Более детально по тепловому потоку изучен Припятский прогиб, где кроме ориентации изолиний потока более 60 мВт/м^2 вдоль северного борта прослеживается ортогональная аномалия потока 50 - 70 мВт/м^2, трассируемая по линии Ельск - Мозырь - Речица - Светлогорск, связанная с влиянием разломной тектоники. Плотность теплового потока в пределах Припятского прогиба изменяется в широких пределах – менее

чем от 40 мВт/м^2 в западной части прогиба до 100 мВт/м^2 и более в ядрах соляных куполов. Отмечена связь потока с разрывной и соляной тектоникой, радиогенной теплогенерацией, возрастом структур.

Литература

1. *Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П.* Геотермическая зональность территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. 216 с.
2. *Беляков М.Ф.* Геотермические измерения в Белоруссии // Нефтяное хозяйство, 1954. № 11, с. 50 - 51.
3. *Богомолов Г.В.* Некоторые данные о геотермических условиях территории Белорусской ССР и прилегающих районов // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли: Науч. тр. первого Всесоюзного Совещания по геотермальным исследованиям, Москва, март 1956 г. М., 1959. Т. 1, с. 240 - 243.
4. *Лавров А.П.* О температурных зонах подземной гидросферы БССР (Полесье) // Тр. Ин - та геологических наук АН БССР. Минск, 1960. Вып. 2, с. 174 - 187.
5. *Протасеня Д.Г.* Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР, 1962. Т. 6. № 1, с. 49 - 52.
6. *Богомолов Ю.Г., Цыбуля Л.А.* О связи теплового режима и тектоники Брестской и Припятской впадин // Докл. АН БССР, 1971. Т. 15. № 1, с. 64 - 66.
7. Тепловой поток в Припятской впадине / Г.В.Богомолов, Е.А.Любимова, Л.А.Цыбуля и др. // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук, 1970. № 2, с. 97 - 103.
8. *Bogomolov G.V., Bogomolov Yu.G., Zui V.I. and Tsybulya L.A.* Geothermal Investigations on the territory of Byelorussia // In: Geothermics and Geothermal Energy; Eds.: V. Cermak and R. Haenel. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1982. P. 101 - 105.
9. *Зуй В.И., Жук М.С., Козел В.П.* Каталог теплового потока Белоруссии // Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. Сборник / Гл. ред. Р.Г. Гарецкий. Минск, 1993, с. 220 - 229. (Ин - т геологии, геохимии и геофизики АН Б).
10. *Зуй, В.И., Жук М.С.* Тепловое поле геологических структур Беларуси // Литосфера, 2006. № 2 (25), с. 111 - 127.

****

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ НЕФТЕБИТУМНЫХ ПОРОД

С.А. Липаев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Использование физических, в том числе тепловых методов воздействия на продуктивные пласты является одним из перспективных направлений повышения эффективности освоения месторождений высоковязких нефтей и природных битумов. Для решения этих проблем необходимо исследование параметров теплопереноса в горных породах-коллекторах и влияния на них физических полей (электромагнитных, акустических и др.), давления и температуры [1].

Определение тепловых свойств нефтебитумных горных пород (теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости) сопряжено с рядом трудностей. При измерении тепловых свойств пород в условиях высоких давлений и температур существенную роль играет теплообмен между изучаемым образцом и окружающей средой. В связи с этим при выборе способа исследования тепловых свойств пород-коллекторов авторы использовали закономерности регулярного теплового режима 3- го рода. Здесь решающее значение приобретают такие преимущества этого метода перед другими, как возможность сведения к минимуму роли теплообмена путем выбора частоты процесса, более высокая помехоустойчивость и информативность. С этой целью разработаны теоретические основы метода определения тепловых свойств битумонасыщенных образцов пород на основе тепловой схемы, в которой исследуемый образец помещается между двумя полуограниченными эталонными телами, имеющими известные, но в общем случае, различные тепловые характеристики [2].

Плоский источник периодического нагрева размещается на границе сопряжения образца с врхним эталонным телом. На нижнем эталоне размещена дифференциальная термопара для фиксации периодических тепловых колебаний от нагревателя.

Аппаратура обеспечивает исследования образцов пород при: массопереносе флюидов; фазовых переходах; вариациях горного и пластового давлений и температуры; неравноосном нагружении образцов.

Для моделирования пластовых условий тепловая ячейка, состоящая из двух эталонных тел, выполненных из кварцевого стекла КВ, и исследуемого образца породы, заключается в резиновую манжету и помещается в камеру гидрообжима. Для этих целей сконструирована камера высокого давления и температуры. Всестороннее давление на образец создается трансформаторным маслом с помощью насоса высокого давления, обеспечивающего подъем давления до 150 МПа в течение 5 минут. Температура опыта (до 200 ^{0} С) задается с помощью нагревателя из нихромовой спирали, надетого снаружи на камеру высокого давления [3].

Исследование тепловых свойств неконсолидированных образцов битумонасыщенных пород затруднено тем, что этот керн представляет собой рассыпчатую массу, и проводить измерения, моделируя условия пласта, на ранее известных установках практически невозможно. Учитывая данную особенность, была изготовлена специальная камера, позволяющая исследовать образцы керна при высоких квазигидростатических давлениях и температурах. С помощью поршня в камере создается квазигидростатическое напряжение в неконсолидированном образце. Материалом теплоизолятора рабочей ячейки выбран фторопласт, а материалом эталонов – капролон. Так как битумонасыщенный керн при измерениях под давлением спрессовывается, то достать его после проведения измерений трудно, поэтому камера высокого давления и теплоизолятор изготовлены из нескольких частей для удобства сборки и разборки. Все части корпуса и подвижный поршень для создания давления снабжены дополнительными резиновыми кольцами для гидроизоляции.

Отмеченная аппаратура применялась для исследования тепловых свойств пород нефтяных и битумных месторождений Татарстана. Результаты исследований позволили создать геотепловую модель Мордово-Кармальского месторождения битумов, которая может быть использована для расчета рациональных систем разработки с термическим воздействием на продуктивные пласты.

Предложенная система теплофизических исследований может использоваться в лабораториях повышения нефтеотдачи платов, в петрофизических лабораториях для исследования пока недостаточно изученных тепловых свойств горных пород.

Литература

1. *Липаев А.А., Гуревич В.М., Липаев С.А.* Тепловые свойства горных пород нефтяных месторождений Татарстана. Справочник. Казань: КМО, 2001. 205 с.

2. *Липаев А.А.* Теплофизические исследования в петрофизике. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. 147 с.

3. *Липаев С.А.* Аппаратура для исследования тепловых свойств горных пород при моделировании условий их естественного залегания // VIII Всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых: Тезисы. Екатеринбург, 2002, с. 625 - 628.

****

P-T-t УСЛОВИЯ ОБЛАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕОЛОГИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ)

О.И. Парфенюк - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы. Модель представляет один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов [1, 2] и позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок.

Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям тектонического строения, теплового режима и теплового потока. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими деформациями в области нижней коры и верхней мантии в условиях реологически расслоенной литосферы [1 - 3]. Сокращение коры сопровождается надвигом литосферных блоков вдоль наклонной зоны нарушений, ростом дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, эрозией образующихся покровов и утолщением нижней коры.

Так как одновременно с медленным поднятием блока вдоль разлома происходит кондуктивный перенос тепла, то верхняя пластина в процессе надвига остывает, а нижняя нагревается. Рассматриваемая коллизионная модель является двумерной, поэтому она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия. В метаморфических поясах наблюдается широкое разнообразие *P-T* условий на небольших расстояниях [4]. Если мы рассмотрим три модельные точки, находящиеся в начальный момент времени на различных глубинах вдоль плоскости надвига, то их *P-T* истории будут совершенно различными в процессе движения по разлому (рис. 1). В результате перемещения вверх по разлому, появления дополнительной нагрузки, которая перераспределяется в ходе эрозии, а также вязкой компенсации на уровне нижней коры с пониженной вязкостью, материал с глубины 20 км окажется на глубине порядка 4.5 км, а породы, находившиеся изначально на глубине 3.5 км, испытают довольно сложную *P-T* эволюцию [3].

Из результатов моделирования также следует вывод о различной степени нагрева нижней коры под областью надвига в зависимости от горизонтального расположения точки относительно плоскости выхода пород на поверхность. Изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени. Характерной особенностью коллизионных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы, что подтверждает результаты расчетов иных моделей, например [5]. В связи с увеличением степени эрозии породы переходят в области понижающихся давлений, т.е. перемещаются ближе к поверхности. Например, уровень эрозии под фронтальной точкой составляет на момент окончания надвига 2.3 км, а спустя примерно 6 млн лет после завершения надвига - 7.3 км. При полном выполаживании дневной поверхности во фронтальной области на постколлизионной стадии образуется осадочный бассейн глубиной 3 - 4 км, а обстановка тектонического сжатия сменяется обстановкой растяжения, но при меньших примерно на порядок напряжениях, величина которых определяется реологией литосферы.

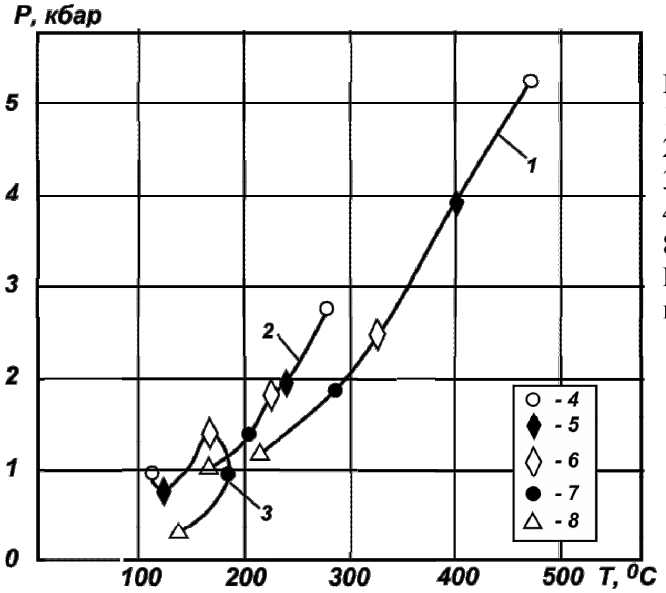


Рис. 1. P-T-t кривые для надвиговой зоны:
1 - начальная глубина точки 20 км;
2 - начальная глубина точки 10 км;
3 - начальная глубина точки 3.5 км;
4- t = 0; 5 - t = 7.3; 6 - t = 14; 7 - t = 20.3;
8 - t = 42 млн лет, соответственно.
Горизонтальное сокращение коры на 70 км происходит при скорости надвига 0.5 см/с

После завершения надвига в процессе очень медленного поднятия поверхности продолжается эродирование ранее выведенного с глубин средней и нижней коры материала. Поднятие и соответствующая эрозия верхних слоев приводят к уменьшению генерации тепла, что способствует снижению температуры и увеличению прочности литосферы. Именно этот процесс, по-видимому, делает возможным сохранение корней коры на протяжении почти двух миллиардов лет [6, 7]. Такое сохранившееся утолщение коры наблюдается в настоящее время в ряде коллизионных областей докембрия (например, структурная зона Капускейсинг Канадского щита, коллизионные зоны Анабарского щита).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221) и Гранта Президента РФ программе «Ведущие научные школы» НШ - 2773.2006.5

Литература

1. *Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К.* Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли, 1998. № 10, с. 22 - 32.
2. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
3. *Парфенюк О.И.* Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли, 2005. № 3, с. 68 - 70.
4. *Chamberlain C.P., Karabinos P.* Influence of deformation on pressure - temperature - time paths of regional metamorphism // Geology. 1987. Vol. 15. P. 42 - 44.
5. *England P.C., Thompson B.* Pressure - temperature - time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. Vol. 25, Pt. 4. P. 894 - 955.
6. *Parphenuk O.I., Dechoux V. Mareschal J.-C.* Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci. 1994. Vol. 31, № 7. P. 1227 - 1234.
7. *Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C.* Variations of strength and lokalized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2006, doi: 10.1016/j.epsl. 2006.07.013.

****

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛОВОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ. РОЛЬ КОНДУКТИВНОГО И КОНВЕКТИВНОГО МЕХАНИЗМА

Д.Г. Рывкин[1], Д.Ю. Демежко[1] , И.В. Голованова[2]-
[1] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2] Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Климатически обусловленное изменение температуры земной поверхности является одним из главных внешних факторов, формирующих тепловое поле на небольших глубинах. Скорость и глубина проникновения климатического сигнала в нижние горизонты определяются параметрами сигнала, величиной и направлением скорости фильтрации, а также тепловыми и фильтрационными свойствами пород. Информация о палеоклимате (ПК) и региональных особенностях фильтрации подземных вод (ПВ), содержащаяся в современном тепловом поле, представляет самостоятельный интерес. В частности, тепловое поле рассматривается, как индикатор движения ПВ.

Однако до сих пор в исследованиях палеоклиматологов, при моделировании влияния фильтрации на тепловое поле (особенно стационарное), используется теоретическая база, созданная еще в 1960 - 1970 годы (Bredehoeft and Papadopulos, 1965; Огильви, 1972; Лялько и др., 1972; Anderson, 2005). Как правило, не обсуждается неоднозначность физических условий на границах области водообмена, где обычно задаются постоянные температуры. Другая проблема состоит в разделении палеоклиматического (нестационарного) и гидрогеологического влияния на тепловое поле. Эти влияния, вообще говоря, не аддитивны.

В предлагаемой работе решение нестационарного уравнения теплопереноса представлено в виде суммы двух слагаемых, первое из которых описывает влияние фильтрации ПВ на стационарное тепловое поле, а второе - совместное влияние кондуктивного и конвективного теплопереноса на распространение климатического сигнала в земной коре (Демежко и др., 2006).

При моделировании стационарного теплового поля с учетом фильтрации анализируются различные условия на границах исследуемой области. Тепловой режим дневной поверхности (в том числе установившийся) всегда контролируется солнечным тепловым потоком, который примерно в 10^4 раз выше геотермического потока. Поэтому на земной поверхности целесообразно задавать среднегодовую температуру. В случае, если фильтрация происходит в конечной слабопроницаемой области водообмена, ограниченной двумя мощными водоносными горизонтами, действующими как термостат, на границах области также оправдано задавать температуру. При отсутствии мощного нижнего водоносного горизонта нисходящая фильтрация холодной воды с верхних горизонтов уменьшит стационарную температуру нижней границы. В этом случае логичнее задавать на нижней границе области тепловой поток, либо связанный с ним геотермический градиент.

В реальных геологических условиях скорость нисходящей фильтрации уменьшается с глубиной. Для моделирования данной ситуации решена стационарная задача теплового сопряжения при двумерной фильтрации несжимаемой жидкости в проницаемом слое конечной мощности, покрывающем полубесконечный массив непроницаемых пород. Вертикальная компонента скорости несжимаемой жидкости линейно убывает с глубиной и равна нулю на непроницаемой горизонтальной границе пород: $V_z = V_s\ (1\text{-}z/h)$, где V_s - скорость на поверхности (z = 0), h - мощность области фильтрации. В этом случае распределение температуры, полученное при решении системы двумерных стационарных уравнений теплопереноса, зависит только от глубины (Демежко и др., 2006).

$$T_1(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{erf(\sqrt{Pe_z}) - erf(\sqrt{Pe_z}(1 - z/h))}{\sqrt{Pe_z}},\ 0 \le z \le h,$$
$$T_2(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{erf(\sqrt{Pe_z})}{\sqrt{Pe_z}} + G_0 (z - h),\ z > h \qquad (1)$$

В формуле (1) температура земной поверхности T_s принята за начало температурной шкалы, $G_0 = q_0/\lambda_r$ - геотермический градиент, q_0 - глубинный тепловой поток, λ_r и λ_m - соответственно теплопроводность непроницаемых пород и пород матрицы области водообмена, *erf(u)* - интеграл вероятности. Число Пекле $Pe_z = (c_f\rho_f V_m h)/\lambda_m$ связано со средней по глубине проницаемой области ($0 \le z \le h$) скоростью нисходящей фильтрации $V_m = V_s/2$, $c_f\rho_f$ - теплоемкость единицы объема жидкости. Согласно (1) нисходящая стационарная фильтрация в ограниченной проницаемой области изменяет только температуру нижележащих пород. Установившийся тепловой поток, следовательно, и геотермический градиент в непроницаемых породах (при $z > h$) совпадают со своими значениями при отсутствии фильтрации.

В слабопроницаемых кристаллических породах движения подземных вод обычно приурочены к зонам тектонических нарушений. Встречаются ситуации, когда в пределах небольшого района (например, рудного поля) зоны с нисходящей фильтрацией чередуются с зонами восходящей (Демежко, 2001). Возможно, это происходит под влиянием современных движений отдельных блоков пород. Стационарная нисходящая фильтрация метеорных вод охлаждает породы на глубине h, где осуществляется горизонтальный переток. Температура пород и находящихся с ними в тепловом равновесии подземных вод описывается уравнениями (1) и определяет "нижнее" граничное условие для восходящего потока. Полагая, что стационарный тепловой поток, учитывающий нисходящую фильтрацию в зоне водообмена, равен глубинному тепловому потоку, можно ввести средний по глубине h геотермический градиент G_1 и зависящую от скорости фильтрации эффективную теплопроводность при помощи равенства $q_0 = \lambda_m G_0 = \lambda_{эф.} G_1$ (Демежко и др., 2006).

Используя соотношение (1) при $\lambda_m = \lambda_r$, получим, что для нисходящей фильтрации с переменной по глубине скоростью

$$\frac{\lambda_{эф}}{\lambda_m} = \frac{G_0}{G_1} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\sqrt{Pe_z}}{erf(\sqrt{Pe_z})} \quad , \tag{2}$$

то есть $\lambda_{эф}$ при отсутствии фильтрации ($Pe_z = 0$) совпадает с λ_m. Отношение $\lambda_{эф}/\lambda_m$ возрастает при увеличении средней скорости вертикального перетока.

Для моделирования влияния фильтрации на изменения теплового поля, связанные с переносом климатического сигнала в верхней части земной коры, решалось одномерное нестационарное уравнение теплопереноса в однородном полубесконечном массиве пород при постоянной скорости течения жидкости. Если температура земной поверхности – гармоническая функция времени, то в установившемся решении гармоничность колебаний температуры сохраняются на произвольной глубине $z \ge 0$

$$U(z,t) = De^{=k_1 z}\cos(\omega t - k_2 z + \varphi);\ k_i = \frac{k_0}{r_i},\ i = 1,2;\ k_0 = \sqrt{\frac{\omega}{2a_m}};\ \omega = \frac{2\pi}{\tau},$$
$$r_1 = r_2^2(r_2 + 2^{1/2}\beta);\ r_2 = ((\beta^4+1)^{1/2} + \beta^2)^{1/2};\ \beta = \frac{V_*}{V_\omega};\ V_* = \frac{c_f\rho_f}{c_m\rho_m}V;\ V_\omega = 2\sqrt{a_m\omega}. \tag{3}$$

Здесь $U(z,t)$ - нестационарная температура, D - амплитуда, φ - фаза, ω - частота, $\tau = 2\pi/\omega$ - период гармонических колебаний температуры поверхности $z = 0$. Амплитудное k_1 и фазовое k_2 волновые числа зависят от частоты (периода) колебаний и параметра $b = V_*/V_\omega$ - отношения эффективной скорости фильтрации V_* к скорости кондуктивного распространения температурной волны V_ω , значки "m" и "f" обозначают величины, относящиеся соответственно к породам матрицы и флюиду.

Исследование формулы (3) позволило установить следующее (Демежко и др., 2006):

1. Только при колебаниях температуры земной поверхности с периодами не менее 10^5-10^6 лет фильтрация существенно влияет на распространение климатического сигнала.

2. При совместном действии кондукивного и конвективного механизмов теплопереноса нисходящая фильтрация увеличивает, а восходящая уменьшает глубину проникновения климатического сигнала по сравнению с аналогичной глубиной при кондуктивном переносе.

3. Часто употребляемый при исследованиях нестационарных тепловых полей термин "эффективная температуропроводность" в случае совместного действия нескольких механизмов теплопереноса не имеет определенного физического смысла.

4. При реконструкции температурной истории земной поверхности может нарушиться датировка палеоклиматических событий – вследствие растяжения или сжатия временной шкалы. Этот эффект пропорционален отношению $(k_0/k_2)^2$. Если скорости фильтрации менее 0.1 м/год для $\tau = 1000$ лет и 1 м/год для $\tau = 10$ лет, временная шкала определяется исключительно кондуктивной температуропроводностью. Увеличение скоростей V_* на порядок и более от указанных значений приводит к тому, что временная шкала начинает зависеть только от скорости фильтрации. Область совместного влияния тепловых свойств среды и фильтрующегося в ней флюида на процесс распространения климатического сигнала не превышает одного порядка скоростей.

5. Амплитудное k_1 и фазовое k_2 волновые числа в уравнении (3) различно зависят от скорости фильтрации. Чувствительность числа k_1 на порядок выше. На шкале скоростей фильтрации для гармонического сигнала соответствующего периода можно выделить три области. В первой (при "малых" скоростях) $k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 1$, т.е. фильтрация практически не искажает динамику кондуктивного распространения климатического сигнала. В третьей (при "больших" скоростях) $k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 0$, т.е. климатический сигнал распространяется вглубь земной коры без искажения амплитуды и фазы. Между этими областями располагается узкая (не более одного порядка скоростей) промежуточная область, в которой доли кондуктивного и конвективного механизмов переноса сопоставимы.

6. По мере увеличения скорости фильтрации в искажении гидрогеологического сигнала все большую роль играют высокоамплитудные гармоники температурной истории с малыми периодами – годовые и суточные.

Литература

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д. Г., Голованова И. В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры // Уральский геофизический вестник, 2006. № 9, с. 16 - 26.

Лялько В.И., Митник М.М. Ткаченко В.Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с.105 - 110.

Огильви Н.А. Роль конвективного теплопереноса в геотемпературном поле // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 103 - 104.

Anderson M.P. Heat as a Ground Water Tracer / GROUND WATER, Vol. 43, No. 6, 2005, p. 951 – 968.

Bredehoef J. D. Papadopulos I.S. Rates of vertical groundwater movements estimated from the Earth's thermal profile // Water resources Res. 1965, V.1, p. 325 - 328.

****

ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Ю.В. Хачай - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В исследованиях термической эволюции Земли не однократно смещались акценты. Так в моделях Канта-Лапласа основное внимание уделялось модели формирования планет и их начального теплового состояния. В работе (Тихонов, 1937) А.Н.Тихонов показал, что из-за низкой теплопроводности вещества оболочек Земли, современное тепловое состояние вблизи дневной поверхности близко к стационарному. Затем в (Bullard, 1939) была обоснована методика полевых работ, по которой вертикальная составляющая стационарной плотности потока находится из выражения:

$$q_Z \sum_i \frac{h_i}{\lambda_i} = T_0 - T_z \qquad (1)$$

где h_i - шаг температурного каротажа скважины; q_z - вертикальная составляющая плотности геотермического потока и λ_i - коэффициент теплопроводности на средине i-го интервала; T_0 и T_z - температуры у поверхности и на глубине. После этих работ практический интерес резко сместился в сторону изучения стационарных геотермических разрезов для различных регионов планеты.

И, наконец, в стационарном состоянии для любого тела, имеющего объем V, полный тепловой поток через любую замкнутую поверхность Σ, охватывающую этот объем, равен суммарной мощности источников энергии находящихся внутри этого объема:

$$-\int_{\Sigma} \lambda\,(grad\,T)\,d\vec{s} \equiv \int_{\Sigma} \vec{q}\,d\,\vec{s} = \int_{V} Q\,dV \qquad (2)$$

Этот результат не зависит ни от природы внутренних источников тепла, ни от вклада различных механизмов теплопереноса во внутренних областях объема. Это - фундаментальной важности результат для теоретической геологии: не имея экспериментальной возможности получить прямые данные о распределении внутренних источников энергии на всю глубину внутренних областей Земли, он давал возможность по экспериментально измеряемой плотности теплового потока у дневной поверхности получить точное значение суммарной мощности внутренних источников энергии Земли.

При неявном предположении о стационарности теплового состояния ставилась задача о восстановлении распределения температуры во внутренних оболочках планеты (Любимова, 1968). Оно находилось на основе установившегося решения задачи для отдельных секторов сферически-симметричной модели Земли:

$$c\rho\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_{эф}\nabla T) + Q$$

$$T\Big|_{r=R} = T_{П} \qquad \lambda\frac{\partial T}{\partial r}\Big|_{r=0} = 0 \qquad T(x,y,z,t)\Big|_{t=0} = T_{H}(x,y,z) \qquad (3)$$

По-видимому, Тозер (Tozer, 1969) впервые показал, что полученные в постановке (2) теоретические оценки распределения температуры дают такие значения температурного градиента, которые превышают его адиабатические значения, по крайней мере, в интервале глубин (200 - 400) км. Это означает, что в выделенном интервале глубин, кроме механизмов теплопереноса, в твердом теле реализуется интенсивный конвективный тепломассоперенос. Первоначально он учитывался в рамках задачи (2) введением эффективного значения коэффициента теплопроводности. Пиком достижений этого направления был результат, полученный в работе (Тихонов, Любимова, Власов, 1969), позволивший предложить количественное описание циклически повторяющихся эпох тектонико-магматической активности.

Благодаря развитию геологической мысли, вызванному откликом на серию результатов, изложенных в работах (Dietz, 1961; Hess, 1962; Vine, Matthews, 1963), интерес к возможно-

сти медленных конвективных течений в мантии от частного, объясняющего дополнительный механизм теплопереноса, перерос в оценку конвекции, как механизма, обеспечивающего динамику литосферных плит, на десятилетия определившего магистральное направление развития геодинамики.

Наиболее актуальными в этот период становятся исследования структуры конвекции: локализована ли она в верхней мантии, имеет двухъярусную структуру или охватывает всю мантию. Если конвекция локализована только в верхней мантии, а в нижней мантии конвекция отсутствует, то медленный подвод тепла к нижней границе конвективного слоя твердотельным механизмом теплопроводности из нижней мантии не успевает компенсировать отвод его от этой границы конвективным теплопереносом к поверхности (Хачай, 1991). Возникнув в некотором интервале глубин мантии, конвективный слой над твердой нижней мантией должен постепенно перемещаться к поверхности и затухать. Эволюция слоя подобна описанной в работе (Тихонов, Любимова, Власов, 1969), тогда как модель тектоники плит предполагает длительное существование конвективного слоя в одном уровне глубин. Эти трудности удается преодолеть в моделях, описывающих двухъярусную конвекцию или конвекцию, охватывающую мантию на всю ее мощность (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 2005). В этом случае конвекция в слое менее вязкой верхней мантии контролируется конвективными структурами нижней мантии. Поэтому так актуальна проблема организации натурных экспериментов, результаты которых позволили бы установить, какого типа конвекция реализуется в современной мантии.

Как показано в (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 2005) и при обще мантийной и при двух ярусной конвекции к современному моменту времени Земля далека от стационарного состояния. Этот вывод имеет важное геологическое значение, смысл которого не стал достоянием широкого научного сообщества. Из него вытекает, что экспериментальные данные, которые позволили по измеренным значениям плотности геотермического потока оценить интегральный геотермический поток, не дают точное значение современной интегральной мощности внутренних источников тепла, как это имеет место для стационарного состояния (2).

Во-вторых, это означает, что нельзя построить содержательные геологические модели эволюции Земли без знания начального состояния Земли (без задания начальных условий в (3)). В частности, необходимо знать, как изменялась структура основных оболочек Земли -- ядра и мантии за время эволюции Земли. Поэтому, успех в понимании динамики формирования внутренней структуры планеты, ее тектонической и термической эволюции определяется качеством восстановления ее состояния к завершению активного этапа аккумуляции из протопланетного облака.

В работе (Анфилогов, Хачай, 2005) предложена принципиально новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, которые позволили получить надежные оценки концентрации короткоживущих естественно радиоактивных изотопов и, прежде всего, ^{26}Al. Получены принципиально новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне «питания» Земли.

Показано, что на раннем этапе аккумуляции определяющее значение имеет выделение энергии при распаде короткоживущих радиоактивных изотопов. Для процесса аккумуляции Земли установлено, что в протопланетных зародышах размером около 100 км во внутренней области достигаются температуры, превышающие температуру плавления железа. Остается нерасплавленная холодная оболочка у поверхности. По мере роста тела, мощность этой холодной оболочки, по сравнению с радиусом тела, уменьшается. Время выхода на эту стадию составляет первые миллионы лет. Начиная с этого этапа, становится эффективным принципиально новый механизм дифференциации вещества, (Анфилогов, Хачай, 2005). На этом этапе относительные скорости столкновения тел с зародышем еще не настолько велики, чтобы привести к полному дроблению тел, но уже достаточны, чтобы проломить верх-

нюю хрупкую оболочку и обеспечить слияние внутренних расплавленных преимущественно железных по составу частей. Масса растущего зародыша планеты еще не достаточна для удержания силикатных осколков оболочки. Именно на этапе объединения тел, достигших (100 - 500) км размеров радиуса, могло произойти эффективное разделение W - Hf системы между железным и силикатным резервуарами за удовлетворяющий экспериментальным данным промежуток времени около или менее 10 млн лет.

В дальнейшей термической эволюции планеты важнейшую роль играет конвекция во внутренних областях. Для детализации моделирования конвекции, нужны трехмерные тепловые моделей литосферы, которые обеспечивают задание реальных условий на верхней границе конвективной области мантии. Такие тепловые модели литосферы получены для Урала и региона Баренцева моря. Построение региональных геотермических моделей столкнулось с принципиальными сложностями. Являются ли обнаруженные тенденции увеличения плотности теплового потока с глубин (3 - 5) км (Popov et al., 2003) проявлением меры не стационарности современных геотермических условий литосферы? Не ответив на этот вопрос, трудно не только построить геологически содержательные региональные модели литосферы, но и подойти к пониманию термической эволюции Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00395.

Литература

Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН, 2005. Т. 403. № 6, с. 803-806.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука. 1968.

Сафронов В.С. Эволюция допланетнго облака и образование Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982. № 6, с. 5-24.

Тихонов А.Н. О влиянии температурного распада на температуру земной коры.// Изв. АН СССР. Сер. Географ., 1937. № 3. С. 461-479.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли // ДАН СССР, 1969. Т. 188. № 2. С. 338 - 342.

Трубицын В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН, 2005. № 1. С. 10-21

Хачай Ю.В. О структуре конвекции в мантии и эволюции изотопных систем // Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии. Доклады. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 91-98.

Bullard E.S. Heat flow in South Africa // Proc/Roy.Soc., ser. A, 1939, v.73, 474-485.

Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // Natue. 1961. v. 190. p. 854-857.

Hess H.H. History of the ocean basins // Petrologic studies. Geol. Soc. Amer. 1962. p. 599-620.

Popov Yu., Tertychnyi V.,Romushkevich R., Korobkov D., Pohl J. Interrelations between Thermal Conductivity and Other Physical properties of rocks: experimantal data // Pure and Applid Geophys. 2003. SB01.

Tozer D.C. Towards a theory of thermal convection in the mantle. // In: The Earth's mantle. Ed. by Gaskel T.F.. London - New York. 1969. 509p.

Vine F., Matthws D., Magnetic anomalies over ocean ridges // Nature.1963. v. 199. p. 947.

****

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИЯХ И АСИММЕТРИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СКЛОНОВ СРЕДИННО - ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

М.Д. Хуторской[1], Л.В. Подгорных[2], Б.Г. Поляк[1] -
[1]Геологический институт РАН, Москва,
[2]ВНИИОкеангеология, С - Петербург

Геотермические исследования на морях и океанах авторами проводятся с 1972 г. Нами получено более 800 измерений теплового потока через дно акваторий. Объектами наших работ являлись переходные зоны Тихого океана в Курило - Камчатском и Центрально-Американском регионах, Беринговом и Филиппинском морях; на возвышенностях Шатского и Хесса в Тихом океане; на трансформных разломах Атлантис, Элтанин, Галапагосском; в областях гидротермальной разгрузки зоны TAG (26° с. ш. в Атлантическом океане) и в Калифорнийском заливе, во внутренних и окраинных морях: Тирренском, Альборанском, Карибском.

Для измерений использовались одноканальные зонды ПТГ - 3МТБ (1972 - 1984 гг.), а также многоканальные телеметрические зонды «ГЕОС - 3М» (1986 - 1993 гг.), которые от экспедиции к экспедиции совершенствовались и модернизировались.

В 1996 г. авторами был сформирован банк геотермических данных и соответствующая система управления для него. Банк включал более 33 тысяч измерений теплового потока на планете [1]. Процедура графической обработки содержания банка с помощью технологии ARC/INFO позволила создать «Карту Планетарного теплового потока» масштаба 1:30 млн. [2]. Дальнейшее рассмотрение этих данных привело к выводу о возможности осуществить статистический анализ геотермических материалов по отдельным геотраверсам Мирового океана с целью выявления общих закономерностей, присущих отдельным морфоструктурам, пересекаемым океаническими геотраверсами. Ранее глобальные геотермические обобщения по региональным геотраверсам не проводились из-за отсутствия необходимой цифровой информации по обширным океаническим регионам.

Детальные исследования теплового потока в пределах склонов срединно-океанических хребтов и смежных абиссальных котловин показали, что тепловой поток не является везде симметричным относительно оси хребта по указанным зонам, а подчинен сложному механизму перераспределения, зависящему от многих геологических причин, связанных с тектоникой и особенностями строения литосферы этих зон [3, 4, 5].

С целью проверки этих выводов статистическими методами, авторами были проведены исследования геотермической асимметрии по геотраверсам в Атлантическом (Анголо - Бразильский, Канаро - Багамский, 2° с. ш., 19° с. ш., 45°с. ш., 31° ю. ш.,), Тихом (12° с. ш., 0°, 15° ю. ш.) и Индийском (6° ю. ш.,10° ю. ш.,18° ю. ш.,23° ю. ш.) океанах.

Сопоставление геотермических данных для различных морфоструктур, расположенных симметрично относительно осевых зон срединно-океанических хребтов, показало наличие геотермической асимметрии на отдельных трансокеанических геотраверсах. Объяснение этого факта требует пересмотра ортодоксальной концепции спрединга океанского дна. Можно указать, как минимум, две возможные причины, осложняющие симметричный дивергентный механизм. Это различающийся возраст блоков тектонических плит по разные стороны от оси хребта и/или наложение вторичных процессов на первичный спрединг, которые идут с выделением или поглощением энергии. Среди таких процессов мы рассматриваем растяжение коры с образованием листрических сбросов, а также образование шарьированных блоков, экранирующих глубинный тепловой поток. С этими тектоническими процессами неразрывно связано сложное перераспределение конвективных потоков в верхней части океанской литосферы, которое фиксируется в геотермическом поле наличием аномально высоких и аномально низких (и даже нулевых) значений теплового потока.

Существующая методика расчета возраста второго слоя океанской коры по геотермическим данным [6, 7 и др.] основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (t) по измерениям теплового потока (q):

$$q = \lambda \cdot T_a / \sqrt{\pi a t} \ ,$$

где λ - теплопроводность литосферы; T_a - температура астеносферы; a - температуропроводность, а также производную от этой другую формулу для оценки мощности литосферы (H_L): $H_L = (T_s/T_a \sqrt{\pi a t}$ где T_s - температура солидуса мантийного вещества. Наличие геотермической асимметрии существенно осложняет применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную модель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования поиска корреляционной зависимости возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую корреляцию [8]. Идея о существовании геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия корреляции.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05-05-64011) и Научно-технической программы «Развитие научного потенциала высшей школы».

Литература

1. *Хуторской М.Д., Точицкий В.О., Подгорных Л.В.* Глобальная геотермическая база данных и возможности картирования // Тезисы к 1 Московскому геотермическому совещанию, М.: МГГА, 1996.
2. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Планетарный тепловой поток (Карта масштаба 1: 30 000 000 и объяснительная записка к ней) // М.; С-Пб.: Оргсервис ЛТД, 1997. 65 с.
3. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Асимметрия распределения теплового потока вдоль Анголо-Бразильского геотраверса (Южная Атлантика) // Доклады РАН, 1998. Т. 355. № 4, с. 212 - 215.
4. *Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V.* Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(mar): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical, part I, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to Volume 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges, 1997, p. 161.
5. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника, 1999. № 3, с. 21 - 42.
6. *Городницкий А.М.* Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
7. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
8. *Schouten H.* A fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges // Mar. Geophys. Res. Vol.1. 1971, p. 111 - 114.

****

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Ю.Г. Шварцман[1], Ю.А. Попов[2] -
[1] Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск
[2] Московский государственный геологоразведочный университет, Москва

Зимнебережный алмазоносный район расположен в западной части Беломорско-Кулойского плато, представляющего собой неотектонический свод с высотами рельефа до 217 м. По данным фото и спектрозональных съемок из космоса свод выделяется как кольцевая структура диаметром до 150 км, в которую вложены малые кольцевые структуры и которая разбита глубинными разломами разного простирания. По данным В.Н. Широбокова

[1] кольцевая структура свода имеет плутоногенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулканно-тектонические образования с алмазоносными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонового возраста.

Начало исследования теплового поля Зимнебережного алмазоносного района было положено учеными Института геологии Кольского научного центра РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [2]. С помощью терморезисторного температурного датчика ММТ ими были проведены геотермические исследования скважин, пробуренных в трубках взрыва, Пионерской, Карпинского 1 и 2, Ломоносовской и Снегурочка, а также за их пределами на Золотицком алмазоносном поле. Измерения температур проведены более чем в 50 скважинах до глубин, в основном, не более 250 м. Только в отдельных скважинах за пределами трубок взрыва глубины измерений достигали 400 м. Измеренные температуры не превышают 6 ^{0}C, а геотермические градиенты, в основном, до 10 ^{o}C /100 м, и только в отдельных скважинах, пробуренных в теле трубок, они достигают 1.2 - 1.4 ^{o}C/100 м.

Значения коэффициента теплопроводности кимберлитов по 20 образцам керна измерены в диапазонах от 1.2 до 2.3 Вт/(м·К) для сухих образцов и от 1.6 до 2.5 Вт/(м·К) - для влагонасыщенных.

При расчетах значений плотности теплового потока (ТП) по формуле Фурье для кимберлитов принимались средние значения теплопроводности 2.1 Вт /(м·К). Теплопроводность осадочных пород, вмещающих трубки, находится в пределах 2.3-2.5 Вт/(м·К). При этом не учитывалось влияние активного движения подземных вод в интервалах глубин, на которых велись измерения, и не вводились поправки за влияние палеоклимата, хотя район подвергался плейстоценовому оледенению. Средние значения плотности ТП для Золотицкого поля определены в 27 - 28 мВт/м^2 [2, 3]. При этом отмечено, что она более высокая в пределах трубок и растет с глубиной. Определенные низкие значения объясняются уменьшением коровой радиогенной составляющей кондуктивного ТП.

Проводимые в последние годы поисково-разведочные работы на Верхотинском алмазоносном поле Зимнебережного района завершились открытием месторождения алмазов имени В. Гриба. Здесь пробурено большое количество скважин, глубины которых достигают 1000 м. В некоторых из них (скважины 9 Ц, 60, 62) ЗАО Архангельскгеолразведка провела термометрические исследования с помощью скважинных электротермометров до глубин 500 - 900 м. Материалы измерений и образцы керна этих скважин любезно предоставлены Е.М. Веричевым для анализа и обобщения.

Максимальные температуры на глубинах до 900 м на Верхотинском поле не превышает 7 ^{o}C. Геотермические градиенты по стволам скважин определены в диапазоне 0.4 - 1.1 ^{o}C/100 м. На глубинах 500 - 600 м преобладают значения градиентов 1.0 - 1.1 ^{o}C/100 м. Из скважин 9 Ц и 60 отобраны образцы керна кимберлитов для определения теплофизических свойств. Главные значения тензора теплопроводности и температуропроводности измерялись в Московском государственном геологоразведочном университете на водонасыщенных и сухих образцах керна при помощи полевой автоматизированной информационно-измерительной системы оптического сканирования для комплексных теплофизических измерений, разработанной коллективом Научно-исследовательской лаборатории проблем геотермии в 2001 году [4]. Погрешность измерений по данным метрологических испытаний оценивается в 2.5 % для теплопроводности и 4 % - для температуропроводности. Определялись значения тензоров теплопроводности параллельно и перпендикулярно оси образца керна. Водонасыщение образцов проводилось с использованием вакуумирования. Измерения проведены на десяти образцах керна скважины 60, взятых с глубин от 165 до 900 м, и на 15 образцах из скважины 9 Ц с глубин от 350 до 1025 м.

Теплопроводность сухих кимберлитов меняется в диапазоне от 0.93 до 2.64 Вт/(м ·К), а водонасыщенных - от 1.84 до 2.87 Вт/(м ·К). Эти диапазоны значений несколько шире, чем

в [2] как в сторону меньших, так и больших величин. Для определения значений теплового потока принимались средние значения теплопроводности водонасыщенных пород для тех интервалов скважин, где достоверно были определены геотермические градиенты. Для скважины 9 Ц значения геотермического градиента и, соответственно, теплового потока определены в интервале глубин 400 - 500 м. Средняя теплопроводность здесь равна 2.6 Вт/(м·К) при градиенте 11 ^{o}С/100 м. Для скважины 60 значения градиента - в интервале 500 - 700 м равны 0.5 ^{o}С/100 м, а средняя теплопроводность - 2.5 Вт/(м·К). По скважине 62 теплопроводность образцов не определялась и принята по аналогии с соседними 9 Ц и 60 в 2.5 Вт/(м·К) для интервала глубин 500 - 600 м, где градиент равен 1.0 ^{0}С/100 м. Таким образом, для определений ТП приняты более высокие значения теплопроводности (2.5 - 2.6 против 2.1 Вт/(м·К)), чем в [1]. Однако это мало повлияло на определенные значения ТП без внесения необходимых поправок.

Значения ТП, определенные для глубин 400 - 700 м, невелики и составляют: по скв. 9 Ц – 28. 6 мВт/м^2, по скв. 60 - 12.5 мВт/м^2, по скв. 62 - 25.0 мВт/м^2, т.е. близки к определенным в [2, 3]. Очевидно, что определения на глубинах до 700 м, по сравнению с глубинами 200 - 400 м, не вносят существенных изменений в значения ТП даже при несколько больших значениях теплопроводности. Представляется совершенно необходимым введение поправки к геотермическому градиенту за палеоклимат [5]. По данным Ю.А. Попова, такая поправка значительна для определений на глубинах до 2 км, а наиболее велика для глубин до 1 км. Для нашего случая она равна 33 - 39 % в зависимости от конкретных глубин измерений. Это дает увеличение значений ТП по скв. 9 Ц до 39.7 мВт/м^2, скв. 60 - до 16.7 мВт/м^2 и скв. 62 - до 35 мВт/м^2. Скважина 60 пробурена в приконтактовой части трубки им. В. Гриба и вскрывает на разных глубинах перемежающиеся породы разных типов. Очевидно, низкие значения ТП по ее стволу связаны с этими неоднородностями, требующими более детального изучения. Кроме того, нами не учитывалось влияние движения подземных вод на месторождении, что тоже приводит к занижению значений ТП.

По нашим данным, представительными следует считать значения кондуктивного ТП для Верхотинского поля 35.0 - 39.7 мВт/м^2. Введение поправки за палеоклимат к значениям ТП Золотицкой площади по данным [2, 3] дает близкие величины 37.5 - 38.9 мВт/м^2. Такая плотность ТП является типичной для древних платформ при проведении геотермических измерений на глубинах до 2.5 км.

Рассмотрим особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района, которые влияют, а часто определяют плотность глубинного теплового потока. Мощность земной коры здесь близка к 40 км [5], т.е. достаточно велика для платформенных территорий. Глубины до поверхности фундамента на его выступах, к которым приурочены трубки взрыва, в пределах 0.5 - 1.2 км [6]. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [5] составляет 7.8 - 8.0 км/с, что свидетельствует о наличии выступа астеносферы под Зимнебережным районом и возможном частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований МТЗ показывают [1], что под выступами фундамента в верхней мантии и даже в нижних горизонтах земной коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом·м. Причем эти блоки прослеживаются до глубин 300 км. В соседних с выступами грабенах кажущееся сопротивление пород еще ниже, до 10 Ом·м.

По данным [7] электрические сопротивления мантийных ультраосновных пород в диапазоне 100 - 200 Ом·м свидетельствуют о приближении состояния этих пород к солидусу, а значения 10 Ом·м - соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15 %. Этому состоянию отвечает аномалия скоростей в мантии 0.40 - 0.45 км/с. Близкие к этим значениям определены для Зимнебережного района на фоне нормальных для верхней мантии 8.1 - 8.3 км/с и более высоких - до 8.4 км/с в восточной части плато. Малой степени

плавления пород мантии соответствует по [8] и небольшая высота неотектонического поднятия плато - чуть более 200 м, обусловленного разуплотнением мантии. Для земной коры мощностью 40 км и аномальной мантии с температурой солидуса 1000 - 1200 ^{o}C в первые несколько миллионов лет изменения (рост) температуры происходят, главным образом, в нижней части коры, а в верхней она остается практически прежней. По [8] только примерно через 15 млн лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Таким образом, в настоящее время тепловой режим Зимнебережного района в разных частях земной коры различен. В верхней ее части он соответствует, в целом, режиму древних платформ даже с учетом герцинской активизации и сильным влиянием палеоклимата времен четвертичных оледенений. В нижней части земной коры идут процессы активизации, связанные с поднятием астеносферы верхней мантии к поверхности Мохо и частичным плавлением мантийных пород. Кольцевая структура сводового поднятия Беломорско - Кулойского плато является выражением этого процесса на дневной поверхности, а связанный с активизацией температурный режим недр будет развиваться в течение некоторого (в геологическом масштабе) времени.

Литература

1. *Широбоков В.Н.* Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр, 1997. №5, с. 21 - 25.
2. *Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
3. *Левашкевич В.Г.* Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно -Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): Автореф. докторской дис. М., 2005. 44 с.
4. *Popov Yu., Korobkov D., Miklashevskiy D.* Thermal diffusivity measurements: new experimental and theoretical background and results // Proceedings of the international conference «The Eearth' s thermal field and related research methods», M., 2002. P. 214 - 218.
5. *Костюченко С.Л.* Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц - региона / Под ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005, с. 80 - 96.
6. *Головин Н.И.* Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади (Архангельская алмазоносная провинция): Автореф. канд. дис. М., 2003. 31 с.
7. Геофизическая модель тектоносферы Европы / В.Б. Бурьянов, В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя и др. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
8. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

****

Семинар «МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

ДИНАМИКА ИНТЕНСИВНОСТИ МАНЧАЖСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ» В ПЕРИОД 1980-2005 ГГ.

А.С. Бебнев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Динамические процессы, протекающие в земной коре, имеют отклик в геофизических полях. Регистрация изменений различных параметров геофизических полей и их интерпретация дают возможность объяснить природу тех явлений, которые они характеризуют. Магнитное поле Земли, как известно, можно представить в виде суммы полей от источников, имеющих различную природу. Источниками нормального (главного) поля, согласно современным представлениям, являются токи, генерируемые во внешнем жидком ядре. Источниками магнитных аномалий (за исключением глобальных) являются неоднородности земной коры.

Обсерватория «Арти» расположена в пределах Манчажской магнитной аномалии в 25 км к востоку от ее эпицентра. Интенсивность Манчажской аномалии в эпицентральной части на высоте 250 м, согласно результатам аэромагнитной съемки, проведенной в 2001 - 2002 гг., составляет 1230 нТл, в районе обсерватории на той же высоте - 500 нТл.

Источник аномалии может иметь форму сжатого сфероида, горизонтальная ось которого составляет 60 км, вертикальная - 14 км. Верхняя кромка расположена на глубине 8 километров. Намагниченность была принята равной 10 А/м [1].

По наблюдению характера протекания магнитных вариаций в нескольких пунктах, расположенных в зоне аномалии и за ее пределами с помощью протонных магнитометров, показано, что источник Манчажской аномалии обладает остаточной намагниченностью, равной 5 А/м [2].

По данным разновысотной аэромагнитной съемки, проведенной в 1979 году по профилям на высоте 150, 500, 1000 и 2000 метров, было проведено моделирование источника [3]. При моделировании сделано допущение, что природа намагниченности источника аномалии индуцированная. Установлено, что центры намагниченных масс источников расположены на глубине 20 - 25 километров.

По результатам полевых наблюдений и моделирования индукционных эффектов на Манчажской аномалии, вызванных геомагнитными солнечно-суточными вариациями и суббурей, были сделаны выводы о преимущественно индуцированной природе намагниченности ее источника [4, 5].

Источники аномалии по результатам моделирования путем расчета поля от сферических параллелепипедов могут располагаться на глубине 6 километров. Полученные параметры источников были использованы для моделирования эффектов подмагничивания вековыми вариациями геомагнитного поля и сопоставлены с вековым ходом, зафиксированным на обсерватории «Арти». На качественном уровне результаты моделирования совпадают с данными наблюдений, что может свидетельствовать в пользу индуцированной природы намагниченности источников аномалии [6].

Математическое моделирование магнитного поля показало, что, вероятнее всего, аномалиеобразующий объект залегает на глубине 4 - 6 километров. Нижняя его кромка расположена на глубине 30 километров. Горизонтальные размеры около 100 километров. Возмущающий объект намагничен неоднородно. Породы имеют J от 4.5 А/м (на глубинах 4 – 15 км) до 1.1 А/м (на глубинах 15 – 30 км). В верхней части разреза соотношение J_i/J_n достигает 5 - 10. С глубиной это соотношение и магнитная восприимчивость пород монотонно уменьшаются [7].

Анализ многолетних наблюдений свидетельствует о том, что интенсивность аномалии в районе обсерватории «Арти» с течением времени изменяется. В данной работе проведена

оценка вариаций интенсивности Манчажской аномалии в районе обсерватории в период 1980 - 2005 гг. по всем составляющим геомагнитного поля.

В таблице представлены аномальные значения элементов геомагнитного поля, обусловленные влиянием Манчажской аномалии.

Таблица. Интенсивность Манчажской аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1980 - 2005 гг.

Эпоха	H_a, нТл	Z_a, нТл	T_a, нТл	D_a, мин	I_a, мин
1980	340	535	611	-68,2	35,9
1985	319	543	613	-63,1	36,4
1990	303	559	622	-67,3	36,6
1995	323	570	638	-68,6	35,1
2000	298	569	630	-71,1	35,5
2005	300	556	619	-69,7	34,1

Аномальная часть была выделена по стандартной методике как разность наблюденных значений, зарегистрированных на обсерватории «Арти» в указанный промежуток времени, и значений нормального поля, рассчитанных по формулам сферического анализа с использованием коэффициентов МЭГП (IGRF) для эпох 1980, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005.

Изменения интенсивности аномальной части по всем компонентам представлены на рис. 1.

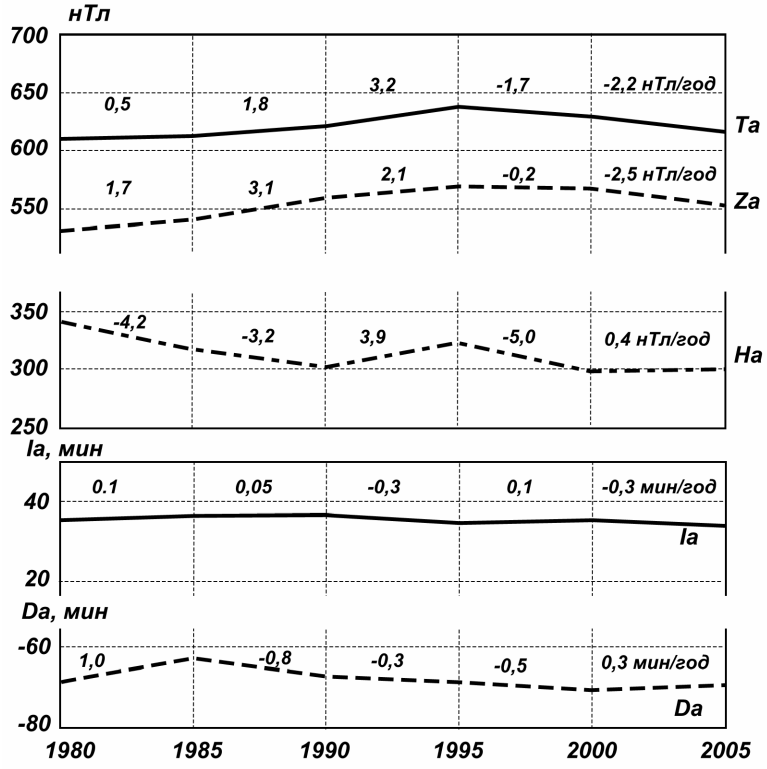


Рис. 1. Изменение интенсивности Манчажской аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1980 - 2005 гг. по составляющим геомагнитного поля

В период 1980 - 1995 гг. происходило усиление суммарного аномального поля со средней скоростью около 2 нТл/год. Начиная с эпохи 1995 и по настоящее время наблюдается ослабление аномалии со скоростью 2 нТл/год.

Изменения интенсивности аномальной части геомагнитного поля, по всей видимости, являются характеристиками современных процессов, протекающих в земной коре в данном районе.

Литература

1. *Бугайло В. А. Дружинин В. С., Орлов Г. Г., Рыбалка Л. Ф.* К вопросу о геологической природе Манчажской магнитной аномалии // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 29 - 36.
2. *Шапиро В. А., Никонова Ф. И., Федорова Н. В., Чурсин А. В.* Региональные магнитные аномалии Предуралья // Исследования региональных магнитных аномалий платформенных областей. Киев: Наукова думка, 1984, с. 162 - 167.
3. *Федорова Н. В., Максимовских С. И.* Исследование магнитовариационных эффектов на Манчажской магнитной аномалии // Теория и практика геоэлектрических исследований / Под ред. Р.В. Улитина. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, с. 156 - 165.
4. *Федорова Н. В., Писяев А. Н.* Моделирование источников региональных аномалий и динамики магнитного поля при исследовании природы аномалий векового хода // Вопросы теории и практики геол. интерпретации грав., магн. и электр. Полей: Мат-лы 29-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского, 28 января - 2 февраля 2002 г. Ч. 1. Екатеринбург: УГГГА, 2002, с. 40 - 44.
5. *Федорова Н.В.* Изучение динамики магнитного поля в обсерватории «Арти» и на Манчажском полигоне // 170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современное состояние: Мат-лы Межд. семинара, Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006, с. 176 - 179.
6. Новые данные о геологическом строении Предуральского прогиба и природе Манчажской магнитной аномалии / А.Г. Дьяконова, В.С. Вишнев, П.Ф. Астафьев и др. // Уральский геофизический вестник, 2002. № 4, с. 23 – 27.
7. *Кусонский О. А.* Обобщенная геолого-геофизическая модель Манчажской гравимагнитной аномалии // Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Ядерная геофизика. Геофизические исследования литосферы. Геотермия. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2005, с. 11.

****

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В УРАЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ СГ-4

Н.А. Белоглазова, И.И. Глухих, В.И. Уткин, Ю.Г. Астраханцев, В.П. Старовойтов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В 2004 г впервые в практике геофизических исследований были зарегистрированы вариации геомагнитного поля в сверхглубокой скважине на глубине практически 6000 м. Известно, что геомагнитные вариации различного периода являются естественным источником первичного поля для электромагнитных методов изучения глубинного строения Земли. Поэтому стационарные измерения геомагнитного поля в глубоких скважинах должны представлять несомненный научный интерес.

В Институте геофизики УрО РАН разработан магнитометр-вариометр СТМ-20, предназначенный для измерения вариаций геомагнитного поля в скважинах. Измерение вариаций геомагнитного поля в Уральской сверхглубокой скважине проведены по схеме поверхность - скважина. Наземный прибор располагался в 80 м от устья скважины, а скважинный прибор находился на глубине 5970 м. Регистрация геомагнитного поля проводилась в период 23 – 26 сентября 2004 г. По наблюдениям магнитного поля на обсерватории «Арти», эти дни относятся к спокойным невозмущенным дням. Поэтому зарегистрированные на СГ-4 вариации магнитного поля могут быть отнесены к классу S_q-вариаций. Сопоставление записей вариаций, произведенных наземным и скважинным приборами позволило установить между ними некоторые отличия.

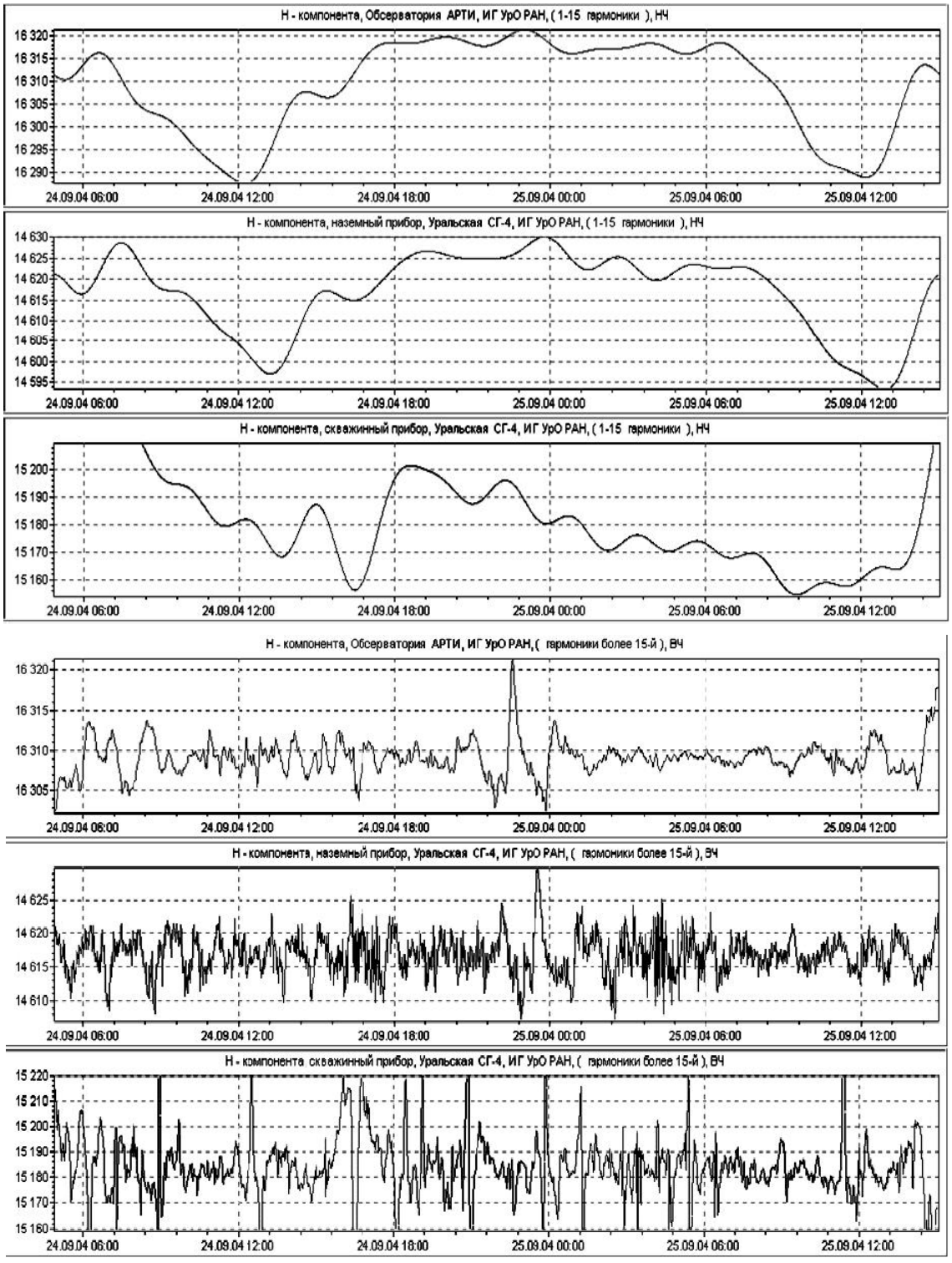


Рис. 1. Низкочастотная и высокочастотная части зарегистрированных вариаций горизонтальной составляющей геомагнитного поля на обсерватории «Арти» и скважине СГ–4 (наземный и скважинный приборы)

Выполнен амплитудно-частотный анализ во временном интервале от 04:53 ч 24.09.2004 до 15:00 ч 25.09.2004 (время GMT + 05:00). Несмотря на резкое отличие вариаций по амплитудам, принципиальных отличий в частотном спектре вариаций с периодами от 5 мин до

1 часа, зарегистрированных на поверхности и в скважине, не наблюдается. При скважинных измерениях максимумы амплитуд наблюдаются на периодах 1.3; 1.47; 1.69; 2.0; 2.43; 3.33 и 4.17 часа, а для наземных наблюдений максимумы амплитуд отмечаются на периодах 1.54; 1.82; 3.03; 3.79 и 4.76 часа. В диапазоне периодов от 6.67 до 24.12 часа максимальная амплитуда при скважинных измерениях наблюдается для периода 17.26 часа, а при наземных измерениях, для этого же периода, отмечается минимальное значение амплитуды.

При дальнейшем обсуждении результатов использовано разделение измеренных вариаций на низкочастотную (с 1 по 15 гармонику) и высокочастотную (с 16 по 40 гармонику) части (рис. 1). Низкочастотная часть вариаций геомагнитного поля меняется в диапазоне: горизонтальная составляющая – 32 нТл у устья скважины и 40 нТл на глубине 5970 м; вертикальная составляющая, соответственно, 25 и 25 нТл. Для высокочастотной части вариаций диапазон изменений составляет, соответственно, для горизонтальной составляющей - 15 и 30 нТл, для вертикальной составляющей – 15 и 30 нТл.

Используя известные работы и, допустив, что их выводы сохраняются для высокочастотной и низкочастотной составляющих вариаций, можно рассчитать глубину источника внутренней части вариаций, который может быть представлен в виде линейного тока. При такой ситуации глубина источника низкочастотной составляющей измеренных вариаций составляет 14 км, а глубина источника высокочастотной части вариаций составляет 7.5 км. По результатам аудимагнитотеллурических зондирований на Среднем Урале в районе Уральской сверхглубокой скважины установлен коровый проводящий слой на глубине 12 ± 2 км мощностью до 12 км и электрическим сопротивлением 240 Ом·м. На этом же интервале глубин по данным глубинных сейсмических сейсмических зондирований выделен слой пониженных скоростей. На глубине 6.3 – 7.5 км также по сейсмическим данным в разрезе выделяется зона тектонических нарушений, а ниже на глубине 8 км отмечается контакт слоев с пониженными и повышенными скоростями продольных волн. Таким образом, полученные оценочные данные о глубинах источников внутренних вариаций не противоречат имеющейся геофизической информации о глубинном строении района.

Отмечаются еще две особенности зарегистрированных вариаций геомагнитного поля в скважине на глубине 5970 м. Первая - связана с резким уменьшением на 15.0 нТл вертикальной составляющей 24.09.06 г. и резким же возвращением к прежнему уровню 25.09.06 г. Вторая особенность связана с регистрацией локальных возмущений в течение 15 – 30 мин. Анализ этих локальных возмущений позволяет предположить, что они, возможно, связаны с оседанием намагниченных кусочков породы.

Таким образом, приведенные первые результаты измерений вариаций геомагнитного поля в сверхглубокой скважине показывают возможность получения новой дополнительной информации, использование которой повысит эффективность магнитных методов исследования глубинного строения земной коры.

****

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И ПРОЦЕСС ГАММА - АЛЬФА ПЕРЕХОДА В МАГГЕМИТЕ

К.Н. Данукалов - Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

В последнее время значительно возрос интерес к изучению естественных ферромагнитных минералов в виду их большой информативности относительно генезиса и геологической истории вмещающих пород. Видное место среди естественных ферримагнетиков занимает маггемит, широко распространенный в осадочных, изверженных и метаморфических породах, но еще недостаточно полно исследованный. Маггемит (γ - Fe_2O_3) является продуктом низкотемпературного окисления магнетита [1]. Магнитологи занимаются маггемитом

главным образом в связи с проблемой определения синхронности естественной остаточной намагниченности. Безусловно, воздействие механических нагрузок каким-то образом влияет на состояние минерала, и это может найти применение при тектонических исследованиях.

Предыдущими исследователями детально изучались температурные превращения маггемита [1-2] и было установлено, что имеет место необратимый переход маггемита в гематит (α - Fe_2O_3) при определенной температуре в интервале от 250 до 800 °С и атмосферном давлении. Различие в температуре перехода определяется в первую очередь наличием изоморфных примесей и условиями образования минерала. Имеются отдельные, зачастую неоднозначные данные по изучению поведения маггемита при высоких давлениях и температурах [3, 4]. Целью настоящей работы является установление влияния давления на магнитные характеристики и процесс гамма-альфа перехода маггемита.

В качестве объекта исследования был выбран синтетический порошкообразный маггемит с небольшой примесью Na и Mn, любезно предоставленный А.А. Хоботько (МГГРУ). Несколько проверочных опытов были проведены на естественном маггемите, находящемся в ассоциации с магнетитом и являющимся эталоном установки дифференциального термомагнитного анализа в КГУ у д.ф.-м.н. Д.К. Нургалиева.

Высокие квазигидростатические давления до 30 кБар создавались в твердофазной установке типа цилиндр-поршень с внешним обогревом в присутствии лабораторного магнитного поля. В качестве среды, передающей давление, были использованы для разных экспериментов цемент «Силидонт», пирофиллит, пластмасса «Норакрил» и поваренная соль. Тарировка камер была сделана по фазовому переходу в соли RbCl.

Для контроля изменения магнитного состояния образцов применялись следующие магнитные параметры: намагниченность насыщения Js, остаточная намагниченность насыщения Jrs, разрушающее поле насыщения Hcr, магнитная восприимчивость æ; проводился термомагнитный анализ Jrs и Js.

Магнитные характеристики образцов изучались до и после выдержки в течение 0,5 – 2 часов при фиксированных давлении и температуре в интервалах от атмосферного до 30 кБар и от комнатной до 475 °С. Измерения магнитных параметров проводились на стандартной и оригинальной магнитометрической аппаратуре: измерителях остаточной намагниченности ИОН-1 и JR-4, каппа-мостике KLY-2 (ИГ УНЦ РАН), рок-магнитометре Дианова-Клокова, вибромагнитометре, изготовленном Н.М Аносовым и термомагнитометре Jrs конструкции К.С. Буракова (ИФЗ РАН).

Исходные значения магнитных параметров для искусственного маггемита:
Js = 4,2 Гс·см^3/г, Jrs = 0,74 Гс·см^3/г, Hcr = 224 Э, æ = 4370 усл. ед.; для природного маггемита с магнетитом: Jrs = 3,02 Гс·см^3/г, Hcr = 256 Э, æ = 66490 усл. ед. После двух циклов нагрева до 700 °С и охлаждения до комнатной температуры эти значения стали для синтетических образцов: Js = 0,8 Гс·см^3/г, Jrs = 0,10 Гс·см^3/г, Hcr = 6280Э, æ = 1490 усл. ед.; а для естественных: Jrs = 1,48 Гс·см^3/г, Hcr = 296 Э, æ = 28180 усл. ед. Температура начала интенсивного γ - α перехода в синтетическом маггемите составляет 450 °С, но переход существенно растянут как по температуре, так и во времени. В исследуемых образцах имеется некоторое вполне определимое магнитными методами количество гематита, что затрудняет интерпретацию результатов измерений.

Выдержка при высоком давлении до 30 кБар и комнатной температуре приводит к необратимому увеличению разрушающего поля насыщения синтетического маггемита, одной из основных характеристик магнитной жесткости вещества, на 15 – 40 %. Различия в величинах Hcr связаны с использованием камер высокого давления с разным рабочим объемом и применением различных материалов в качестве среды, передающей давление. Jrs искусственного маггемита также возрастает с увеличением давления, но относительные изменения этой характеристики меньше. Изменение Hcr и Jrs природной ассоциации маггемита с магнетитом при росте величины сжимающей нагрузки обнаруживают такую же тенденцию в проведении.

Данные термомагнитного анализа Jrs указывают на то, что форма термомагнитограмм образцов синтетического маггемита, испытавших воздействие высоких давлений, становится более выпуклой; причем, чем выше была нагрузка, тем сильнее кривые Jrs (T) отличаются от кривой исходного образца и тем четче выделяется высокотемпературная гематитовая компонента. Форма термомагнитограмм практически не зависит от времени выдержки под давлением. Магнитные свойства маггемита при воздействии давления меняются необратимо. Термомагнитный анализ Js не показал существенного различия в форме кривых Js (T), что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительных фазовых изменений в маггемите, подвергавшемся воздействию P до 20 кБар при комнатной температуре.

Магнитная вязкость маггемита после выдержки при давлении 20 кБар в течение двух часов уменьшается. Кривая нормального намагничивания нагружавшегося образца идет заметно ниже кривой исходного образца до значений намагничивающего поля приблизительно 500 Э, затем пересекает ее и все время идет выше. Кривая размагничивания переменным полем Jrs, нагружавшегося ранее маггемита, идет все время выше аналогичной кривой исходного маггемита. Следовательно, коэрцитивные спектры Jrs по постоянному и переменному полям образцов, выдержанных под давлением, оказываются несколько смещенными в сторону больших полей по сравнению со спектрами исходных образцов, что и объясняет различие в вязких свойствах.

Гидростатическое давление [5] действует на остаточную намагниченность как размагничивающий фактор, подобный переменному магнитному полю. По нашим данным воздействие этих факторов охватывает разные, хотя и пересекающиеся, области магнитного состояния частиц.

Сравнение магнитных свойств маггемитов до и после выдержки при высоких давлениях и температурах в интервале 200 – 450 °C с шагом 50 °C позволяет сделать заключение, что процесс перехода маггемит-гематит в исследованных образцах начинает идти уже при температурах 250 – 300 °C в случае, если их воздействие достаточно длительное, и что, по крайней мере, для синтетического маггемита давление (или разрушение под давлением) облегчает процесс γ - α перехода в Fe_2O_3. Что же касается утверждения о возможности γ - α перехода в маггемите при комнатной температуре и давлении 0,3 – 0,4 кБар [3], то оно представляется автору весьма спорным.

Основные выводы.

Выдержка при высоком давлении и комнатной температуре приводит к необратимому увеличению магнитной жесткости маггемита, что отражается в существенном возрастании величины Hcr, повышении стабильности Jrs к воздействию переменного поля и изменении формы кривой терморазмагничивания Jrs – она становится более выпуклой и основной спад намагниченности смещается в область высоких температур.

Воздействие давлений до 20 кБар при комнатной температуре уменьшает магнитную вязкость маггемита. Коэрцитивные спектры Jrs по постоянному и переменному полям образцов, выдержанных под давлением, смещаются несколько вправо (в сторону больших полей) по сравнению со спектрами ненагружавшихся образцов.

Закономерные изменения магнитных параметров показывают, что высокие давления облегчают процесс γ-α перехода маггемита в гематит.

Литература

1. *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: ЛГУ, 1978. 592 с.

2. *Рыбак Р.С.* Диагностика маггемита термомагнитным методом // Изв. АН СССР. Физика земли, 1974. № 4, с. 98 - 102.

3. *Kyshiro I.* γ-α transition in Fe_2O_3 with pressure // Journal of Geomagnetism and Geoelectrisity. 1960. V. 11. № 4. P. 148 - 151.

4. *Nakatani Y., Sakaj M., Nakatani S.* Mechanochemical effect of dry grinding on the transforma-

tion phenomenon from gamma - Fe sub(2) O sub(3) to alpha - Fe sub(2) O sub(3) // Journal of Materials Science Letters. 1983. V. 2. №3. P. 129 - 131.
5. *Валеев К.А., Данукалов К.Н.* Исследование магнитных свойств горных пород в условиях высокого давления в связи с проблемой магнитоактивной зоны земной коры и верхней мантии // Петрофизика древних образований. Сборник. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986, с. 74 - 80.

****

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

В.А. Кочнев[1], О.А. Адамцева[2], О.С. Довыденко[2] -
[1]ИВМ СО РАН, Красноярск
[2]ПИ СФУ, Красноярск

При изучении магнитного поля Земли возникает много интересных задач, решение которых может привести к получению новых знаний о внутреннем строении Земли.

В научном мире существует множество гипотез относительно внутреннего строения планеты Земля и природы геомагнитного поля. Первую гипотезу выдвинул Уильям Гильберт. Он считал, что причиной существования магнитного поля является намагничивание слагающих планету пород.

Следующим крупным шагом в аналитическом представлении земного магнитного поля явилась теория, предложенная К. Гауссом в 1838 г. Эта теория имела целью представить магнитное поле Земли как функцию координат данной точки, оставляя совершенно в стороне физические причины возникновения этого поля. Таким образом, по существу не давая никакого объяснения происхождению магнитного поля земного шара, она давала возможность решать ряд задач о структуре магнитного поля Земли.

Для объяснения наблюдаемых полей в настоящее время придерживаются гипотезы магнитного динамо, согласно которой магнитное поле объясняют циркуляцией электрического тока в ядре.

Таким образом, при гипотезе динамо источник магнитного поля располагается так же в центральной части в ядре. Целью данной работы является моделирование двух видов источников магнитного поля: намагниченного ядра и равномерно намагниченного шара.

В данной работе для моделирования используется технология ADM - 3D [1], причем его учебная модификация, которая доступна всем исследователям и студентам [www.krasn.ru/geof]. В ней предусмотрена возможность моделирования и решения обратных задач для моделей, состоящих из 4000 прямоугольных призм, с помощью которых можно построить модель из десяти слоев. Используя эти возможности, смоделируем фигуру, в первом приближении имитирующую шар и ядро. Модель будем строить, уменьшая все размеры в 1000 раз. Это позволит оперировать не семизначными, а четырехзначными цифрами, причем магнитное поле, как в исходной так и уменьшенной модели, будет тем же самым [2]. Хотя модели объекта будут не идеальными, но позволят увидеть основные закономерности магнитных полей от ядра и от модели однородного шара. Начнем моделирование ядра, которое по представлению ученых 18 и 20 веков является основным источником магнитного поля [3].

Вертикальную намагниченность ядра рассчитаем, зная магнитную массу шара и объемы шара и ядра. В итоге получим $1089400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле ядра (рис. 1а) на плоскости, параллельной экватору и проходящей через северный полюс, будет меняться от 2300 до 51800 нТл. Графики полного и Z компоненты поля по диагональному сечению поверхности приведены на рис. 2а.

Вертикальную намагниченность блоков, имитирующих шар, примем равной

$6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Магнитное поле от шара на полюсе (рис. 1б) будет равно 49600 нТл. Оно оказывается на 25 - 30 % ниже уровня нормального поля на полюсе. Графики полного и Z компоненты поля по диагональному сечению видим на рис. 2в. Как видно, по форме и величине поля оно мало отличается от графиков магнитного поля ядра.

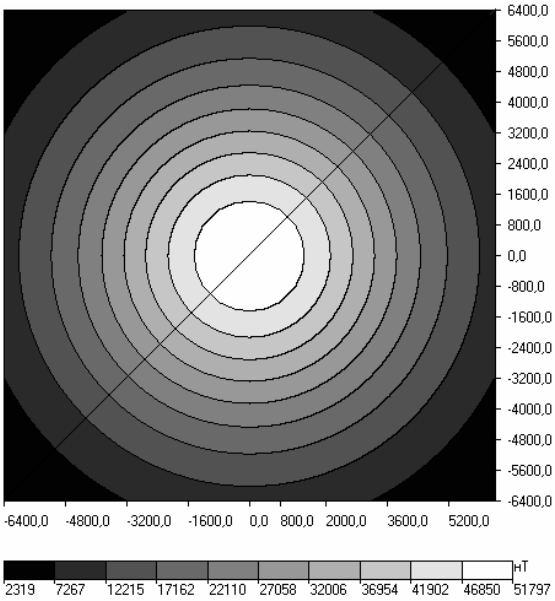


Рис. 1а - Магнитное поле от ядра на плоской поверхности, проходящей через северный географический полюс параллельно экватору

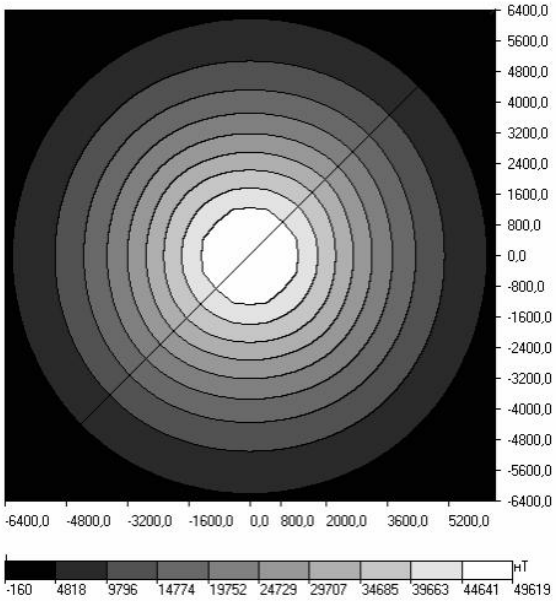


Рис. 1б - Магнитное поле от шара на плоской поверхности, проходящей через северный географический полюс параллельно экватору

Наиболее важными являются результаты моделирования полей на плоскости экватора. Для диполя (ядра) они приведены на рис. 2б, а для шара на - рис. 2г. Z компонента магнитного поля от диполя меняется в пределах от -1000000 до +9900000 нТл. Как видно, намагниченность ядра и его поле в центре огромны. Однако значения поля за пределами шара со-

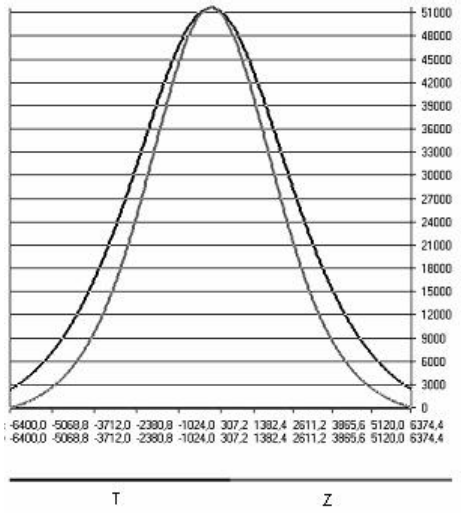


Рис. 2а. Магнитное поле T и его Z - компонента от ядра на плоскости полюса

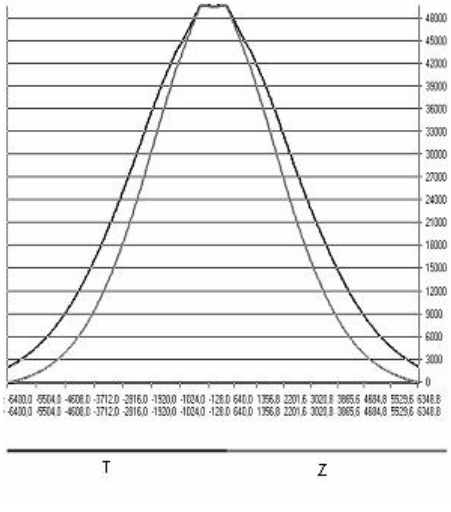


Рис. 2б. Магнитное поле T и его Z - компонента от ядра на плоскости экватора

гласуются с данными нормального поля.

От шара магнитное поле и его Z компонента почти на порядок меньше. Оба поля по Z компоненте имеют отчетливый минимум. Но от ядра минимум находится внутри шара, а от шара - за его пределами. Это на наш взгляд очень важный момент, позволяющий определить положение основных источников поля. Следует иметь в виду, что Z компонента в на-

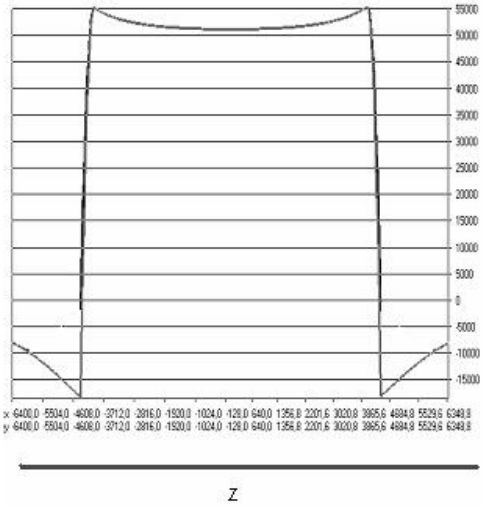


Рис. 2в. Магнитное поле T и его Z - компонента от шара на плоскости

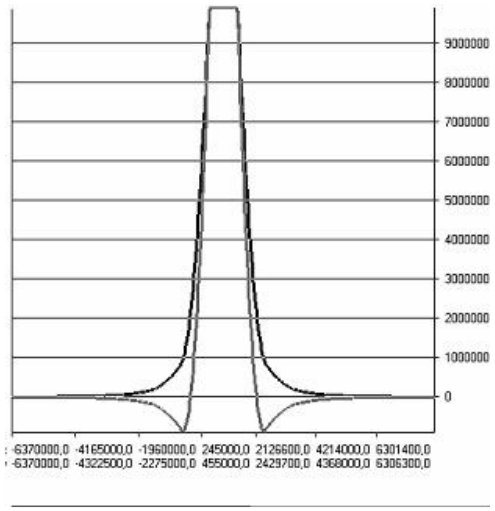


Рис. 2г. Z - компонента магнитного поля от шара на плоскости экватора

шей модели поля на экваторе соответствует X компоненте в полярных координатах.

В докладе будут приведены более сложные модели, включающие в себя боле 12000 блоков, намагниченных не только вертикально, но и наклонно.

Выводы:

1). Показана возможность расчета магнитных полей как за пределом так и внутри объекта, которым в данном случае является планета Земля.

2) Первое приближение модели может быть использовано для решения обратных задач, в которых неизвестными будут намагниченность или границы блоков, слагающих модель, а исходными данными – поля и его компоненты на разных высотах наблюдения.

Литература

1. *В.А. Кочнев, И.В. Гоз*. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика, 2006. № 6, с. 51 - 55.

2. *В.А. Кочнев, И.В. Гоз*. Проблемы постановки и решения прямых и обратных задач магнитометрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат. 34-й сессии межд. сем. им. Д.Г. Успенского, Москва, 29 января – 3 февраля 2007 г. М.: ИФЗ РАН, 2007, с. 146 - 150.

3. *Б.М. Яновский*. Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592 с.

****

ПУНКТ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ «КАМЫШЛОВ»

О.А. Кусонский, Л.А. Муравьев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Планомерное исследование пространственно-временного распределения геомагнитного поля и его использование для решения фундаментальных и прикладных задач началось сразу же после образования магнитных обсерваторий. В Европе и в России примерно с 1830-х

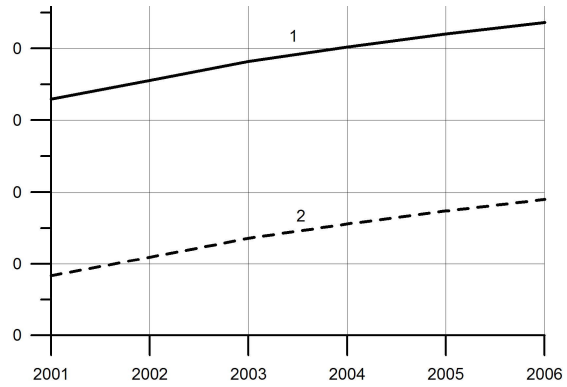
годов. Для этой цели кроме обсерваторий служили так называемые пункты векового хода (ПВХ), на которых периодически выполнялись абсолютные наблюдения компонент геомагнитного поля. Уральской обсерваторией в конце XIX века были организованы ПВХ на территории от Тобольска до Перми и от Оренбурга до Сургута, Павлодара в Казахстане, Салехарда, на которых регулярно один раз в 3 – 5 лет проводились наблюдения поля с высокой точностью [1]. Работы не потеряли своего научного значения до сих пор. В 1930- х годах эти работы были свернуты. Затем частично продолжены силами ИЗМИРАН. Начиная с 1992 г., эти исследования были полностью прекращены. Однако в других странах такие работы не только не прекращаются, но и развиваются ускоренными темпами. Так на XXIII Генеральной Ассамблее IAGA (Саппоро, июль 2003 г.) была принята специальная резолюция № 4 о необходимости дальнейшего развития работ в этом направлении.

Полученные данные по ПВХ используются для построения карт, которые широко применяются при фундаментальных и прикладных исследованиях. Это особенно актуально для Урала и Сибири, где проводятся поиски и добыча месторождений полезных ископаемых, а обсерватории расположены друг от друга на расстоянии тысяч километров.

В 2003 г. в продолжение работ, проводимых обсерваторией «Екатеринбург» в начале XX века, нами был организован пункт «Камышлов» вблизи того пункта, который исследовался в 1914 г. Он имел координаты 56º50.7' с. ш., $4^h10^m50.2^s$ в. д., а величина модуля вектора была равна 54215 нТл.

Целью работы является проведение наблюдений модуля вектора геомагнитного поля /***T***/ (на первом этапе) высокоточными магнитометрами, имеющими отсчетную точность 0.001 нТл, разработка методики применительно к современным условиям и обширным территориям, её реализация в реальных геолого-геофизических условиях и выявление особенностей и аномалий вековых вариаций. На данном пункте проведены ежегодные площадные наблюдения, охватывающие участок в пределах по широте 56º47.570' – 56º47.799' и долготе 62º31.016' – 62º30.698'. Всего с 2003 по 2007 г. было выполнено пять повторных площадных съемок, отработаны вопросы методики проведения наблюдений.

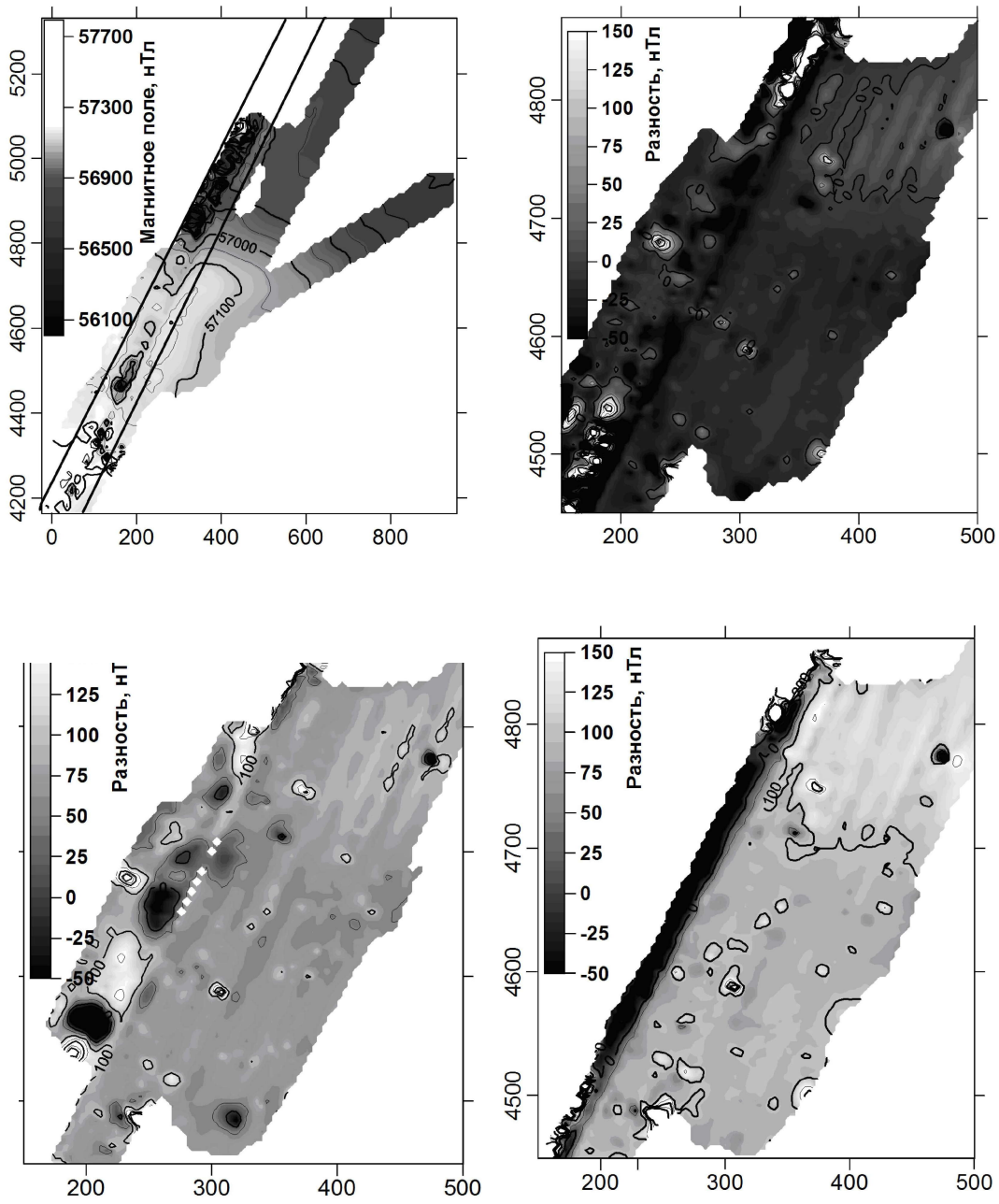
На рис. 1 показана вековая вариация геомагнитного поля, наблюдаемая в обсерватории «Арти», и прогнозная вариация для района работ, построенная по данным сравнения величин поля в обс. «Арти» и «Высокая Дубрава». Поле за период мониторинга монотонно возрастало. Так в 2001 г. оно возросло на 49 нТл/год, в 2002 г. – на 52 нТл/год, в 2003 г. - на 53 нТл/год, в 2004 г. – на 40 нТл/год, в 2005 г. – на 36 нТл/год, в 2006 г. – на 32 нТл/год. По-



ведение поля на участке должно соответствовать вековой вариации.

По результатам магнитной съемки участка построены карты модуля геомагнитного поля /***T***/, по которым установлено, что в 2003 году (декабрь) максимальная величина геомагнитного поля на участке была равна 57400 нТл, а минимальная – 55600 нТл. Изменение величины магнитного поля в пределах участка равно 1800 нТл, то есть здесь зарегистрирована

положительная магнитная аномалия. По результатам последующих съемок магнитное поле участка выглядит примерно так же. Сохраняются основные черты магнитной аномалии, положение её эпицентра, зоны пониженного поля (рис. 2). Обозначения осей – координаты в метрах. Однако, абсолютные величины геомагнитного поля почти на всей площади участка значительно изменяются. В 2004 г. (на май месяц) на участке отмечено уменьшение абсолютных величин поля примерно на 20 – 30 нТл, и даже более в не-



которых местах (рис. 3).

В 2005 г. (на июнь месяц) по сравнению с 2003 г. наблюдается уже возрастание поля на 70 – 90 нТл, максимальная величина возрастания составила 130 – 170 нТл (рис. 4). В 2006 г. (июнь месяц) в некоторых местах участка опять наблюдается рез-

кое снижение поля на 80 – 100 нТл по сравнению с 2003 г., а в других - поле наоборот увеличилось на 100 – 150 нТл (рис. 5).

Такое несоответствие характера поведения поля (поле то уменьшается, то опять возрастает) на участке, в сравнении с обсерваторскими данными можно объяснить значительным влиянием фильтрационных электромагнитных полей, связанных с холмистым рельефом и изменением течения здесь подземных и грунтовых вод в период мониторинга [2].

Таким образом, при организации ПВХ геомагнитного поля, во-первых, необходимо обязательно проводить площадную съемку некоторого участка, во-вторых, следует выбирать пункты с устоявшимся гидрогеологическим режимом, лучше на плоской горизонтальной поверхности.

Литература

1. *Абельс Р. Г.* Магнитные наблюдения в Западной Сибири в 1914 - 1915 гг. // Записки Российской Академии Наук: Магнитная съемка России, 1917. Вып. 7. Т. XXXV. № 2. 39 с.
2. *Караев А. П.* Основы геоэлектрики. Л.: Недра, 1965. 587 с.

****

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ГЕНЕРАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МОДЕЛИ СЖИМАЕМОЙ ЖИДКОСТИ

М.Г. Миндубаев -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В настоящее время для описания динамики главного геомагнитного поля, проявлениями которой являются процессы изменения магнитного момента, вековые вариации, западный дрейф, инверсии и т.д. служит теория гидромагнитного динамо (МГД-динамо). Проблема генерации геомагнитного поля является междисциплинарной, привлекающей интерес многих научных специальностей. Актуальность изучения механизмов генерации магнитного поля Земли связана, как с непосредственным влиянием магнитного поля на процессы жизнедеятельности живых организмов, включая человека, так и решением фундаментальных проблем эволюции Земли. Основными условиями реализации МГД-динамо является наличие определенного вида структуры течений во внешнем ядре Земли и выполнение условий «вмороженности» магнитного поля в поток высоко электропроводящей жидкости. Конвективные течения во внешнем ядре Земли способны поддерживать магнитное поле Земли на больших геологических временах, по крайней мере, порядка 3.5 млрд лет.

Сегодня для описания гидромагнитного динамо стали широко использоваться модели, которые в зарубежной литературе получили наименование «*неупругого приближения*» (anelastic approximation). В этом приближении, в пренебрежении быстрыми (упругими) процессами, рассматриваются медленные гидродинамические процессы, при этом для закона сохранения масс используется выражение $\mathrm{div}(\rho\mathbf{u}) = 0$. Это приближение значительно отличается от обычно применявшегося ранее в теории гидромагнитного динамо Земли приближения Буссинеска для несжимаемой жидкости $\mathrm{div}\,\mathbf{u} = 0$.

В данной работе приведены результаты исследования устойчивости горизонтального подогреваемого снизу слоя проводящей жидкости, помещенной в вертикальное однородное магнитное поле. Показано, что учет сжимаемости (при значении параметра сжимаемости, соответствующего ситуации во внешнем ядре) и возмущений гравитационного потенциала повышает порог устойчивости порядка 10 %.

В модели Брагинского почти осесимметричного кинематического динамо в уравнениях генерации, учет сжимаемости приводит к появлению дополнительных слагаемых, нелинейных по азимутальным возмущениям. Оценки показывают, что вклад дополнительных чле-

нов в процесс генерации соизмерим с известными ранее. Для получения самосогласованной модели геодинамо необходимо найти вид азимутальных возмущений, которые в данной модели сводится к задаче о МАК-волнах.

Устойчивость МАК-волн обеспечивается балансом между *магнитными, архимедовыми и кориолисовыми силами*. Согласно теории, именно с наличием этих волн, которые возникают за счет действия архимедовых сил, связано появление асимметричных скоростей, необходимых для генерации полоидального поля в динамо. Они же создают асимметричную часть поля, которая, проникая из ядра наружу, вызывает вековые вариации магнитного поля планетарного масштаба с периодами порядка тысячи лет.

Теория МАК-волн, разработанная Брагинским, является линейной, поэтому мы можем при заданных средних (азимутальные магнитное поле и поле скоростей), оценить спектральный состав волн, качественный вид распределений возмущений, но не можем определить амплитуды возмущений. Всё это создаёт трудности в построении теории МАК-волн и соответственно в нахождении несимметричных составляющих магнитного поля и скорости. По рассчитанным современным 3-D моделям в условиях внешнего ядра Земли магнитное поле является сильно неоднородным. Поэтому в отличие от работ Брагинского, где рассмотрены модели распространения МАК-волн в однородном магнитном поле, в данной работе исследуется модель с неоднородным магнитным полем.

Показано, что частота неустойчивых МАК-волн в рассмотренной модели преимущественно определяется азимутальной составляющей скорости течения. Неустойчивость преимущественно развивается в областях внешнего ядра с пониженным значением азимутального магнитного поля. Учет сжимаемости вещества внешнего ядра Земли приводит к понижению частот МАК-волн для неустойчивостей, развивающихся около внешней границы. Теоретически полученная кратность частот спектра вековых вариаций геомагнитного поля в рассмотренных моделях удовлетворительно соответствуют экспериментально наблюдаемым.

****

ТЕХНОЛОГИЯ НАЗЕМНОЙ МАГНИТОМЕТРИИ ПРИ ОБНАРУЖЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Жоао Тонга Феликс[1], Антонио Перейра[1], Р. Файрузов[1], В.В. Пономарев[2], Л.А. Муравьев[2], Теофило Чифунгу[1] -

[1] ГРО «Катока», респ. Ангола

[2] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Одним из основных геофизических методов, которые применяются в департаменте геологии ГРО Катока при поисках месторождений алмазов, является магниторазведка. Проведенная в 2004 году детальная аэромагнитная съемка масштаба 1:5000 на территории концессии показала свою высокую эффективность, благодаря которой открыты 13 новых кимберлитовых тел.

Вместе с тем, открытие новой кимберлитовой трубки Чиузо показало, что отдельные кимберлитовые тела не отражаются в магнитном поле, хотя кимберлит и является довольно магнитным по сравнению с вмещающими породами. В данном случае, кимберлитовая трубка перекрыта слоем магнитных пород (латеритов) мощностью до 4 метров, который является мешающим фактором эффективного использования магниторазведки. По данным каротажа магнитная восприимчивость кимберлитов в среднем - $250 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а магнитного слоя перекрывающих пород - до $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Кроме того, в числе геологических задач департамента актуальными становятся поиски и разведка аллювиальных месторождений алмазов. Предполагается, что продуктивные ал-

лювиальные отложения, обогащенные магнитными минералами-спутниками алмазов, должны вызвать слабые отражения в магнитном поле.

В рамках опытно-производственных работ было запланировано проведение повысотной (градиентной) магнитометрической съемки магнитометрами POS - 1 [1, 2] для решения следующих задач:

1. Изучение возможности исключения влияния перекрывающего слоя магнитных пород на результаты магнитной съемки при поисках кимберлитовых тел на примере известной трубки Чиузо.

2. Оценка проявления в магнитном поле россыпных месторождений алмазов аллювия речки Мбило, содержащих магнитные минералы-спутники.

Наземная магнитометрическая съемка проводилась без разбивки сети с определением координат точек наблюдения с помощью навигационного приемника GPS, конструктивно соединенного с магнитометром. Магнитное поле измерялось на двух высотах – 0.5 и 3 м. Для осуществления повысотной съемки датчики двух магнитометров были укреплены на одной общей штанге.

На объекте применена следующая методика съемки:

1. Планирование: перед выездом составляется схема точек измерений, как правило, регулярная сеть с шагом 50×50 м.

2. Выполнение синхронизации часов одного из приборов по GPS и передача значений точного времени между приборами при помощи специального кабеля.

3. Установка вариационной станции в начале работ в точке, удаленной от возможных помех и неоднородностей поля. На объекте Чиузо максимальные возмущения создают транспортные средства. Поэтому выбрана точка к западу от инфраструктуры на удалении 200 м. Важно хорошо укрепить датчик на треноге, прочном дереве или подобном этому для исключения колебаний его ветром. Период измерений вариационной станции устанавливался 3 секунды. В этом режиме при свободной памяти накопителя и «свежем» аккумуляторе вариационная станция может непрерывно работать до нескольких суток.

4. Для оценки достоверности результатов измерений и привязки вариации геомагнитного поля производят измерение на контрольной точке.

Измерение на точке (пикете): по команде оператора помощник устанавливает штангу с датчиками вертикально, и ориентирует датчики перпендикулярно магнитному полю Земли. Оператор, находясь примерно в 3 м от помощника, запускает измерение на первом приборе, дожидается появления результата (около 3 сек) и запускает измерение на втором приборе. Данная пауза рекомендована для исключения влияния процесса поляризации на одном датчике на измерение в другом. Оператор сохраняет результат на каждом приборе и переходят к следующей точке измерений и т.д.

Обработка результатов проводилась в камеральных условиях, непосредственно на объекте, и включала в себя сохранение данных на компьютере, учет вариации и построение карты.

Результаты съемки передаются на компьютер при помощи программы DLLink, входящей в комплект магнитометра.

Полученные файлы должны пройти обработку, включающую в себя: перевод колонки измерений поля в нанотеслы, учет вариации, пересчет геодезических координат в прямоугольные (метры). Эти действия выполняются с помощью программы Surv [3]. Результат работы программы: текстовый файл с результатами измерений в нанотесла, исправленными за вариацию и координатами в прямоугольной системе. Этот файл можно использовать для построения карт изолиний и графиков магнитного поля.

Результатом съемки являлись карты магнитного поля на двух высотах. В качестве примера приведем сопоставление карт наземной и аэромагнитной съемки по двум участкам (рис. 1 - 4).

Сравнение результатов наземных и выполненных ранее аэромагнитных съемочных работ позволяет заключить, что наземная магнитная съемка, выполненная в варианте градиентометрии дает дополнительную информацию по сравнению с аэровариантом, позволяет детализировать выявленные аэромагнитометрией аномалии. Сопоставление карт позволяет разделить аэромагнитные аномалии от нескольких объектов на вызывающие их источники. Качественная интерпретация выявленных аномалий возможна с применением геологической информации. Полученные карты магнитного поля вблизи поверхности, а также карты градиента, помогут геологу выделять источники аномального поля и разделять их по глубине. Однако в конкретных условиях участка Чиузо, в связи с наличием сильномагнитного слоя четвертичных отложений, количественная интерпретация осложнена, т.к. этот слой экранирует влияние менее магнитных и более глубо-

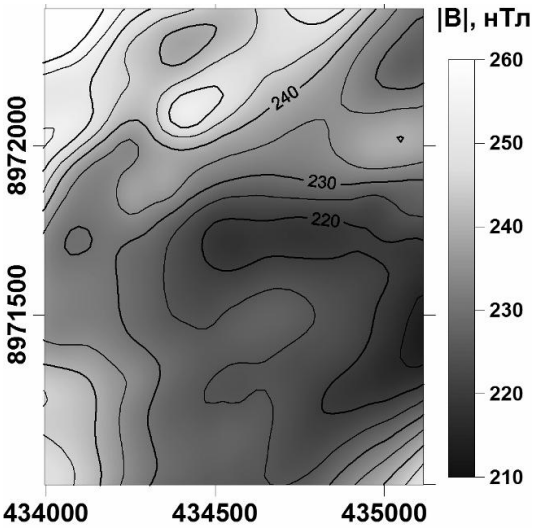


Рис. 1. Карта аэромагнитной съемки участка 414 (высота 70 м)

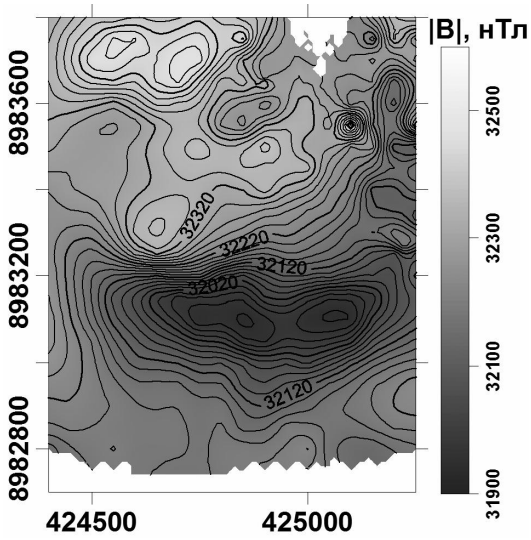


Рис. 2. Наземная магнитная съемки участка 414 (высота 3 м)

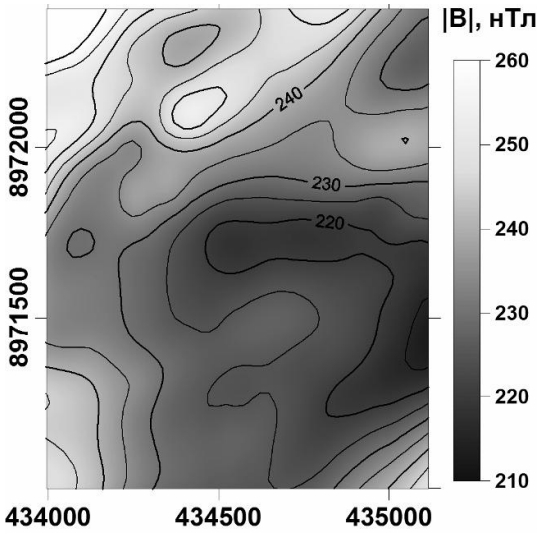


Рис. 3. Карта аэромагнитной съемки участка Мбило (высота 70 м)

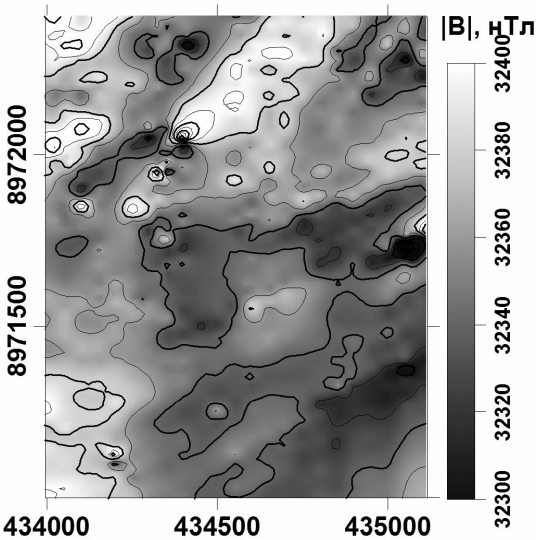


Рис. 4. Наземная магнитная съемки участка Мбило (высота 3 м)

козалегающих источников.

Литература

1. Современные протонные оверхаузеровские магнитометры: возможности и перспективы в

области геологоразведки / В.А. Сапунов, Д.В. Савельев, А.Ю. Денисов и др. // Геологической службе России 300 лет: Межд. геофиз. конф.; тез. докл. СПб., 2000, с. 290 - 292.
2. *Муравьев Л.А.* Возможности высокочувствительных магнитометров POS при проведении геомагнитных съемок // Уральский геофизический вестник, 2007. № 10.
3. *Муравьев Л.А.* Программа обработки данных магнитометрической съемки SURV. Св - во об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2007610859. Роспатент, 2007.

****

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНО - УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ, СРЕДНИЙ УРАЛ

И.А. Свяжина[1], Г.А. Петров[2], Е.Г. Попова[1] -
[1]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2]ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург

Отличительной особенностью Восточно-Уральской мегазоны является исключительная пестрота и сложность ее строения. В ее состав входят блоки глубоко-метамор-физованных пород, разделенные сложно построенными коллажами пластин, слагаемых разнообразными палеозойскими вулканогенными, интрузивными и осадочными породами, прорываемыми позднепалеозойскими и раннемезозойскими орогенными гранитными интрузиями. Широко распространены ореолы зонального орогенного метаморфизма.

Объектом изучения был выбран фрагмент наименее метаморфизованных палеозойских комплексов Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны Восточно-Уральской мегазоны Исследованные комплексы сложены породами девонской палеоостроводужной системы, ее нижнепалеозойского основания и каменноугольными мелководно-морскими осадками и субщелочными вулканитами, формировавшимися в режиме континентальной окраины [1, 2]. Эффузивные и эффузивно- пирокластические породы района подверглись региональному зеленокаменному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Палеомагнитное опробование проведено в 11 разрезах, расположенных по р. Реж (Коптелово, Ощепково, Жуково), р. Пышма (Соколиный Камень, Рудянка, Дальний, Глядены) и р. Багаряк (Полднево, Колпаково, Багаряк, Чайкино). Изученные образования имеют возраст от позднего ордовика до среднего карбона. Лабораторные исследования проведены по общепринятой методике, обработка результатов измерений, их интерпретация, в том числе в графической форме, выполнены по компьютерным программам Р. Энкина [3, 4].

Ордовик изучен в разрезе Соколиный Камень, сложенном комплексом параллельных даек долеритов, габбродолеритов и порфировилных диоритов. Породы предположительно относятся к белоярской толще верхнего ордовика - нижнего силура (лландовери). Породы обладают естественной остаточной намагниченностью J_n интенсивностью от 0,35 до 2,2 мА/м и магнитной восприимчивостью κ от 32 до 48 $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n вулканитов является суммой трех разновозрастных намагниченностей. Первая имеет направление современного геомагнитного поля, другая - позднепалеозойского времени главной уральской коллизии, её вектор направлен на юго-запад, вверх. Для палеомагнитных реконструкций наибольший интерес представляет третья, направление которой на юго-восток и вниз отличается от приведенных выше. Палеомагнитные тесты указывают на доскладчатую природу последней, что подтверждается минералогическими исследованиями: носителем намагниченности является пирротин ранней генерации. Вычисленный палеомагнитный полюс располагается в области уральских полюсов ордовика [5]. Позднепалеозойская компоненга во всех разрезах имеет послескладчатое происхождение.

Силур. Палеомагнитные исследования раннего силура проведены по двум разрезам межев-

ской толщи – Полднево и Колпаково, расположенных на разных крыльях Колпаковской синклинали. Возраст толщи поздний лландовери - ранний венлок. Магнитные свойства вулканогенных пород варьируют в широких пределах: J_n - от 1,1 до 614 мА/м, κ - от 6,6 до $2660 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Компонентный состав J_n также непостоянен. В Полднево J_n содержит современную и позднепалеозойскую компоненты и третью с направлением на северо-запад и вверх. В Колпаково породы не подмагничены полем конца палеозоя, их J_n включает современную намагниченность и компоненту, вектор которой направлен на юго-восток, т.е. противоположно описанному выше. Это свидетельствует о том, что выделенная компонента двухполярная и, вероятнее всего, имеет доскладчатое происхождение.

Девон. Палеомагнетизм пород нижнего и среднего девона был изучен в разрезах Ощепково и Коптелово, Рудянка и Дальний, из которых в двух первых обнажаются породы, так называемой, терригенно-вулканогенной толщи, в двух последних – рудянской толщи [6]. Терригенно-вулканогенная толща сложена базальтами, андезибазальтами, их туфами, вулканогенно-осадочными образованиями, сланцами ранне- и среднедевонского возраста. Вулканогенные породы характеризуются сильными магнитными свойствами, осадочные - слабыми, а в целом интенсивность J_n изменяется от 0,11 до 696 мА/м, κ - от 1,1 до $3850 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Породы содержат современную, позднепалеозойскую компоненты и третью с направлением на северо-восток, вниз в Ощепково и на юго-восток в Коптелово. Последняя имеет доскладчатую природу, о чем свидетельствуют палеомагнитные тесты, и характеризуется в Ощепково прямой полярностью, в Коптелово - прямой и обратной.

Рудянская толща имеет среднедевонский возраст (эйфель) и сложена лавами и пирокластитами андезитов и базальтов, их туфами, прорванными дайками габбродолеритов, и субвулканическими интрузиями риолитов, риодацитов, андезидацитов. Базальты и туфопесчаники разреза Дальний отличаются большим разнообразием магнитных свойств: J_n варьирует от 1 до 4300 мА/м, κ - от 41 до $2500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Риолиты, риодациты и габбродолериты разреза Рудянка менее магнитны, их J_n имеет пределы от 0.93 до 500 мА/м, κ – до $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Все породы толщи в разной степени перемагничены современным геомагнитным полем, из них риолиты практически полностью. В остальных образованиях присутствует компонента, разрушающаяся при 450 или 600 ºС. Первая - связана с титаномагнетитом, который был перемагничен полем конца палеозоя, и присутствует в базальтах западного контакта палеовулкана Дальни. Вторая, носителем которой является маггематизированный магнетит двух генераций, имеет направление, соответствующее векторной сумме изначальной намагниченности и наложенной позднепалеозойской. В риодацитах и габбродолеритах разреза Рудянка это направление, как следует из палеомагнитного теста, приближается к первичному. В случае с базальтами восточного края Дальнего, где вектор направлен на восток и вниз, получен неопределенный ответ, который далее не учитывается.

Карбон. Отложения карбона были изучены в разрезах, вскрывающих вулканогенно-осадочную толщу турнейско-визейского яруса (разрез Багаряк), бекленищевскую свиту верхнего визе (разрезы Глядены, Жуково) нижнего карбона и усмановскую свиту среднего карбона (разрез Чайкино). Результаты исследований приведены в тезисах И.А. Свяжиной, Е.Г. Поповой «Новые данные о палеомагнетизме карбона Восточного Урала» настоящего сборника. Здесь лишь отметим, что доскладчатый возраст намагниченности во всех разрезах доказан как палеомагнитными тестами, так и геологическими данными.

Выводы. В результате исследований установлено, что в отложениях 10 из 11 разрезов сохранилась доскладчатая компонента J_n, в 7 – послескладчатая. Анализ палеомагнитных направлений и широт, вычисленных по ним, показывает динамику Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале в течение палеозоя и свидетельствует в пользу представлений о её сложном строении. Главное движение мегазоны, как и остальных структур восточного Урала - смещение из южной приэкваториальной области на север примерно на 3000 км. В интервале ранний силур - ранний карбон, судя по большому разбросу палеосклонений – от

130 до 210º, в регионе происходили значительные, разной ориентировки и амплитуды тектонические перемещения пластин. Начиная со среднего карбона и до конца палеозоя, склонения варьировали значительно меньше - от 205 до 238º, что, с учетом погрешности определения, позволяет сделать вывод о завершении основных вращений, ответственных за строение мегазоны.

Литература

1. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Под ред. М.А. Шишкина. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.
2. *Коровко А.В.* История геологического развития среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны. Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые: Мат-лы науч. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2003, с. 26 - 29.
3. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
4. *Enkin R.I.* A computer program package for analisis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
5. *Свяжина И.А., Иванов К.С., Пучков В.Н., Петров Г.А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
6. *Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера, 2006, № 4. с. 34-51.

****

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ КАРБОНА ВОСТОЧНОГО УРАЛА

И.А Свяжина, Е.Г. Попова - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Изучен палеомагнетизм отложений карбона Восточно-Уральской мегазоны и Зауральского поднятия, где опробованы породы раннего карбона (разрезы Багаряк, Глядены, Жуково, Кулевчи), среднего (разрез Чайкино) и среднего-верхнего в разрезе Маслоковцы. Отбор образцов и лабораторные исследования проведены по общепринятой методике, обработка результатов измерений выполнена по компьютерным программам Р. Энкина. Средние палеомагнитные направления по возможности вычислялись трижды: по образцам, пересечениям больших кругов размагничивания и совокупности тех и других. Для определения времени образования выделенных при термомагнитных исследованиях компонент естественной остаточной намагниченности, до- или после складкообразования, были использованы палеомагнитные тесты. Тест по МакЭлхинни – отношению кучностей векторов остаточной намагниченности в стратиграфической ($к_с$) и географической ($к_г$) системах координат, F-тест складки и диаграммы синскладчатости по Ватсону и Энкину [1, 2]. Достоверность выводов повышалась, если в разрезе изучались породы разного генезиса, и время уточнялось, если наблюдались четкие границы между слоями пород разного цвета.

Ранний карбон. Разрез Багаряк (р. Багаряк) относится к вулканогенно-осадочной толще турнейско-визейского ярусов, сложенной базальтами, андезитами, их туфами, выше – алевролитами, песчаниками, сланцами, конгломератами, мергелистыми известняками [3]. Для палеомагнитных исследований были отобраны образцы из переслаивающихся красноцветных и зеленых песчаников. Породы обладают естественной остаточной намагниченностью J_n интенсивностью от 0.3 до 29.2 мА/м и магнитной восприимчивостью $к$ - от 15 до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Термомагнитные исследования показали, что J_n зеленых песчаников нестабильна и далее не рассматривается. J_n красноцветных образований одно-

компонентная, очень стабильная и имеет южное горизонтальное направление. Магнетизм красноцветных пород связан с изначальным гематитом, что подтверждается палеомагнитными тестами.

В разрезах Глядены (р. Пышма) и Жуково (р. Реж) обнажаются породы бекленищевской свиты верхнего визе, представленные лавами и пирокластитами кислого и среднего состава, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

В разрезе Глядены изучен палеомагнетизм углистых сланцев, базальтов, порфиритов и их туфов. Сланцы обладают J_n интенсивностью от 0.5 до 1.12 мА/м, κ - от 15 до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, вулканиты, соответственно, 7 - 2430 мА/м и 39 - $2190 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n вулканогенных и терригенных пород состоит из трех разновозрастных намагниченностей: первая имеет направление современного геомагнитного поля, вторая – позднепалеозойского, то есть времени последнего метаморфизма. Вектор её направлен на юго-запад и вверх. Направление третьей отличается от остальных – на юго-восток и вверх и характеризует поле времени формирования свиты, то есть визейского века. Этот вывод основан на результатах петрографических и минералогических исследований, показавших, что магнетизм черных сланцев связан с пирротином ранней генерации. В вулканогенных породах присутствуют два носителя намагниченности – магнетит и маггемит, образовавшийся позднее магнетита. Тем не менее, суммарная намагниченность их имеет направление, близкое к полученному по углистым сланцам, и палеомагнитный тест показывает на преобладание в ней доскладчатой составляющей.

В разрезе Жуково опробованы вулканогенные образования и кремни, J_n которых изменяется от 2.37 до 266 мА/м, κ - от 12.9 до $2710 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В Жуково в отличие от Гляден J_n состоит из двух компонент, т.к. образцы не подмагничены полем позднего палеозоя. В них присутствует современная компонента и, согласно палеомагнитным тестам, поздневизейского времени, направление которой в точности совпадает с полученным в Гляденах.

Разрез Кулевчи (р. Караталы - Аят) сложен бурыми песчаниками и темно-серыми известняками, характеризующимися слабыми магнитными свойствами: J_n от 0.32 до 5.03 мА/м, κ - от 5.3 до $28.1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Образцы перемагничены современным и позднепалеозойским геомагнитным полем и не сохранили изначальную намагниченность. Изученные Н. Лубниной серые песчаники из обнажений западнее Кулевчи содержат те же компоненты намагниченности [4].

Средний карбон. Разрез Чайкино (р. Багаряк) представлен отложениями усмановской свиты московского яруса, в состав которой входят терригенно-осадочные отложения, доломиты, известняки. Для палеомагнитных исследований были опробованы красноцветные алевролиты, имеющие J_n от 4.22 до 44.9 мА/м, κ - от 22 до $166 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n алевролитов двухкомпонентная: образцы в малой степени подмагничены современным полем, а основная составляющая отличается высокой стабильностью, что типично для гематита, с которым она связана. Характер взаимоотношения окраски и слоистости - наличие в разрезе четких границ между красноцветными и серыми породами, свидетельствует о первичном происхождении гематита. Геологическим наблюдениям соответствуют палеомагнитные тесты, которые также указывают на доскладчатую природу намагниченности.

Средний - поздний карбон. Палеомагнетизм отложений этой эпохи изучен в разрезе Маслоковцы (р. Арчаглы - Аят). Разрез сложен красноцветными и серыми песчаниками, которые имеют J_n, соответственно, 8.5 - 59.2 и 0.16 - 17.3 мА/м и одинаковую κ - от 15.3 до $24.5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n красных песчаников однокомпонентная и очень стабильная, носителем её является гематит. J_n серых песчаников двухкомпонентная и состоит наполовину из современной и той же компоненты, что выявлена в красноцветных отложениях с направлением на юго-запад и вверх. Магнетизм серых обусловлен реликтовым магнетитом и гематитом, имеющими общее направление намагниченности, что позволяет сделать вывод об их одновременном образовании.

Независимые палеомагнитные данные по разрезу Маслоковцы были получены В. Бахтадзе и Н. Лубниной [4, 5]. Результаты их исследований полностью соответствуют описанным выше.

Выводы. Палеомагнитные данные показали, что палеонаклонения, полученные по изученным разрезам раннего и среднего карбона восточного склона Урала, отличаются незначительно. Действительно, для раннего карбона углы изменяются от 0.8 до -7.8º, среднего – от -0.7 до -13.5º. Им соответствуют палеоширoты: для первого - от 0.4 ± 4.6º с.ш. до 3.9 ± 6.2º с.ш. и второго - от 0.4 ± 1.4º с.ш. до 6.8 ± 2.8º с.ш. – разрезы в течение этого времени находились в приэкваториальной области северного полушария. По-видимому, в эту эпоху происходило смещение района на север, но на расстояние в пределах погрешности определения широт. Новые данные позволили откорректировать прежнюю палеогеографическую схему и палеогеодинамическую реконструкцию для раннего карбона Урала, а также предложить их варианты для среднего карбона [6].

Литература

1. *McElchinny M.W.* Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. V. 8. P. 338 - 340.

2. *Watson G. S., Enkin R. J.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Let. 1993.V. 20, № 19 P. 2135 - 2137.

3. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Под ред. М.А. Шишкина. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.

4. *Лубнина Н.В., Шипунов С.В.* Палеомагнитные исследования средне-позднепалеозойских комплексов Зауралья // Материалы Международного научного семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Казань, 2004, с. 149 - 152.

5. Paleomagnetism and plate kinematics of the Southern Urals. *Bachtadse V., Soffel H, Svyazhina I. et al.* // Europrobe workshop on Uralides Programm & Abstracts. M., 1998. P. 23.

6. *Свяжина И.А., Пучков В.Н.* Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международного семинара. Казань: Казанский университет, 2004, с. 61 - 64.

****

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Чурсин[1], А.М. Прутьян[1], Н.В. Федорова[2] -

[1]ФГУП «Уральская геофизическая экспедиция», Екатеринбург

[2]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На современном этапе развития геофизики выполняется большой объем работ по созданию цифровых моделей физических полей планеты. Уральская геофизическая экспедиция в рамках федеральной программы «Создание прогнозно-геофизических карт для основных минерагенических зон России» проводит работы по созданию сводной цифровой карты аномального магнитного поля (АМП) масштаба 1:1000000 Уральского региона в пределах трапеции 54 - 66 в. д. и 52 - 64 с. ш.

Исходным материалом при создании цифровых карт послужили данные магнитометрических съемок, выполненных в период с 1957 по 2004 годы. Естественно, что съемки, проведенные в течение столь длительного периода, требуют приведения данных этих съемок к единому уровню.

При составлении карты аномального магнитного поля СССР в качестве поля относимо-

сти использовалась модель ИЗМИРАН 1965 года. Дальнейшие исследования показали, что на существующих картах значительно искажена региональная составляющая аномального магнитного поля. При сопоставлении графиков ΔT_a, снятых с карт и данных специальной аэромагнитной съемки по региональным пересечениям Урала, выявлены скачки в уровнях достигающие 200 нТл.

Для увязки результатов магниторазведочных работ, проведенных в предыдущее время, были использованы данные аэромагнитной съемки, выполненной в 2004 году по увязочным маршрутам на территории республик Коми и Башкортостана, Пермской, Свердловской, Тюменской, Курганской и Челябинской областей, а также результаты аэромагнитной съемки, проведенной по региональным профилям в 1970 - 1995 годах. На основе этих абсолютных измерений модуля вектора магнитной индукции T была создана сеть опорных региональных аэромагнитных профилей на территорию Южного, Среднего и Северного Урала (листы P - 40, 41; O - 40, 41; N - 40, 41).

Проведены исследования вековой вариации геомагнитного поля. Анализ карт нормального магнитного поля, составленных ИЗМИРАН (г. Санкт-Петербург) для эпох 1965, 1990 и 2000 годов показал, что изменения модуля индукции T за 35 лет с 1965 по 2000 гг. для рассматриваемой территории составляли от 200 нТл на юго-востоке до 600 нТл на северо-западе. Расхождения значений T этих моделей с данными измерений в магнитной обсерватории Арти (Свердловская область) значительные и достигают 96 нТл. Модели IGRF лучше соответствуют данным измерений в обсерватории, различия векового хода редко превышают 20 нТл. По данным обсерватории Арти рост магнитного поля T с 1965 по 2004 годы составляет 691 нТл, а по данным моделей IGRF - 680 нТл. Поэтому для введения поправок за вековую вариацию лучше использовать модели IGRF.

Геофизическая секция Научно-редакционного Совета Роснедра рекомендовала при создании сводной карты аномального магнитного поля в качестве поля относимости использовать модель ИЗМИРАН 1965 года. В данные съемок по сети опорных профилей поправки за вековую вариацию магнитного поля за период с 1965 по 2004 год определялись по разностям для моделей IGRF 2004 и 1965 годов.

Сводные цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1:1000000 составлялись в два этапа. Вначале создавались цифровые карты по листам масштаба 1:200000. Для составления цифровых карт масштаба 1:200000 были использованы авторские карты, составленные по данным воздушных и наземных магнитных съемок, преимущественно масштабов 1:50000 и 1:25000, реже - крупнее. Составление цифровых карт АМП выполнялось в соответствии с требованиями и методическими рекомендациями, разработанными в ВИРГ Рудгеофизика. Данные аэромагнитных съемок использовались как в цифровой, так и в аналоговой форме. Для наземных магнитных съемок данные, в основном, имелись в аналоговой форме.

Для переноса карт в аналоговой форме в цифровой формат по каждому листу произведено сканирование на широкоформатном сканере. По скан-образу выполнена векторизация изолиний с указанием значений АМП и их привязка к географическим координатам в программе MapEdit. Цифровые данные вводились в виде матриц (при наличии таковых), либо с электронных карт. Векторизованная карта и цифровые данные по каждому листу масштаба 1:200000 экспортированы в программу ArcView и далее - в программу БанкГеоИнф.

При составлении сводных цифровых карт АМП использованы, в основном, данные аэромагнитных съемок. На участках, где отсутствовали аэромагнитные съемки (центральная часть Среднего Урала), были использованы данные наземных съемок. Отличительной особенностью наземных съемок является то, что они выполнены с аппаратурой разного типа, при этом были проведены измерения различных составляющих магнитного поля: измерения вертикальной составляющей Z_a аномального магнитного поля (магнитометры М-2, М-23, М-27), модуля полного вектора T магнитной индукции (ММП - 203 и его аналоги). По ре-

зультатам контрольных измерений на поверхности земли различия значений ΔT_a и Z_a в одних и те же точках составили ± 30 нТл, при этом наблюдается почти полная повторяемость графиков ΔT_a и Z_a даже в высокоградиентных зонах.

Для обоснования возможности применения карт изодинам Z_a при составлении сводных карт ΔT_a, были проведены опытные работы. По профилю Кедрово - Космаково (Средний Урал, листы О - 41-XXV, XXXI) выполнена аэромагнитная съемка со спутниковой навигацией. Полученные при аэромагнитной съемке значения ΔT_a были сопоставлены со значениями Z_a, снятыми с карт. В спокойных полях среднеквадратическая ошибка составила ± 5 нТл. Одновременно было установлено, что разница в уровнях магнитного поля, измеренного и снятого с карт, колеблется в пределах 10÷50 нТл, в среднем составляет ± 31 нТл. В аномальных зонах наблюдаются несколько большие расхождения, что вызвано, главным образом, различиями в высотах съемок. Так высота при аэросъемке составляет 50 - 100 м, а при наземной съемке - 1 м. Подобные значения погрешностей получены при сопоставлении материалов съемок T и Z по другим участкам. В результате уравнивания по площади расхождения в аномальных магнитных полях по границам наземной и аэромагнитной съемок становились существенно меньше 5÷10 нТл. Проведенные работы позволили ликвидировались «белые пятна» на сводных картах.

Создание цифровой модели аномального магнитного поля масштаба 1:1000000 на основе модели нормального поля ИЗМИРАН 1965 года осуществлялось по следующему алгоритму:

1. По данным сети опорных региональных аэромагнитных профилей, приведенных к нормальному полю эпохи 1965 г., была построена матрица по сети 25 × 25 км (матрица 1).

2. По цифровым моделям карт масштаба 1:200000, созданным на всю территорию (204 листа), была построена матрица по вышеуказанной методике по сети 25×25 км (матрица 2). Также построена матрица по сетке 250×250 м (матрица 4).

3. Получена разностная матрица путем вычитания из матрицы 1 матрицы 2. Методом сплайн - интерполяции результаты преобразованы в матрицу с шагом 250×250 м (матрица 3). Данная матрица представляет собой основу для введения поправок по всем шести листам карты масштаба 1:1000000.

4. Получена окончательная матрица в результате сложения матрицы 4 с матрицей 3 (матрица 5). Таким образом, построена цифровая модель аномального магнитного поля относительно нормального поля ИЗМИРАН 1965 года для сети 250×250 м. По этим данным составлены карты на листы P - 40,41; O - 40,41; N - 40.41 масштаба 1:1000000. Дополнительно на эти листы составлены матрицы с шагом 1×1 км (генерализованные матрицы).

В итоге проведенной работы составлена цифровая модель карты аномального магнитного поля Уральского региона, в которой исправлены обнаруженные ранее перекосы нормального уровня.

Семинар «ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

ОПЫТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОИСКОВ МЕЛКИХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере Левобережного месторождения)

С.В. Бушарина, А.М. Виноградов, И.А. Угрюмов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

История открытия Левобережного медно-колчеданного месторождения (Оренбургская область) приводится по фондовым материалам и публикациям авторов статьи. При этом историю открытия объекта невозможно отделить от обсуждения истории изучения региона и выявления других месторождений. Цель статьи - обратить внимание на необходимость формирования и перехода на новые технологические подходы при прогнозировании и поисках. Как нам представляется, они вытекают из предыдущего не всегда позитивного опыта исследований и работ. Вместе с тем подчеркивается достаточно типовая ситуация длительного, сложного и трудоемкого процесса открытия и разведки любого из известных месторождений, доведенного до промышленного освоения.

На Урале известны десятки (около 60) месторождений. Одно уникальное, 6 - 9 крупных, десятки мелких и средних, первые сотни (300 – 500) рудопроявлений, многие сотни точек обогащенной минерализации, геофизических и геохимических аномалий. Основная часть перечисленных объектов, в силу особенностей строения и географической приуроченности, включая степень изученности, расположена на Южном Урале. Очевидна, подтвержденная практикой, стратегия организации геологоразведочного процесса для наращивания запасов руд в регионе на основе работ, обеспечивающих перевод объектов от низкого ранга в более высокий. Это происходит при прогнозировании, поисках и разведке колчеданных месторождений, и главная задача в сложившейся ситуации - повысить эффективность отмеченного процесса.

Выделяются геологические, геохимические и геофизические методы решения поставленных задач. Наиболее трудоемки геологические и буровые работы, далее следуют геохимические исследования, и наименее трудоемки методы геофизики. Геологические и геохимические методы неразрывно связаны с буровыми работами и определяют результаты прогнозирования и разведки месторождений. При поисках же колчеданных месторождений, геофизика в силу физико-геологических предпосылок – ведущий метод, и это подтверждено всей историей открытия месторождений [1, 2]. Однако скрытая приоритетность затратных подходов в организации, в общем-то единого геологоразведочного процесса, расставляет приоритеты в другом порядке и, как это не парадоксально отрицательно влияет на эффективность процесса выявления новых месторождений. Так при открытии мелкого Левобережного месторождения ранее, на первом этапе, были получены геофизические данные, свидетельствующие о наличии крупного аномалия образующего объекта. Запланированы и, естественно, выполнены объемы проверочного бурения по определенной сети скважин. Хотя, можно было бы обойтись и одной скважиной. Затем, не получив запланированный результат, начались поиски признаков объекта меньших размеров. Задействована схема сгущения сети буровых работ, сохранив объёмы затрат на достигнутом уровне. Хотя, можно было бы, после детальных геофизических наблюдений, обойтись лишь еще одной скважиной. Но тогда был бы нарушен затратный механизм с реальными потерями отпускаемых ассигнований даже в случае открытия месторождения. Третий раз на достигнутом уровне затрат выйти на данный участок уже было невозможно. Наступала угроза, связанная с «переизученностью объекта», что выявлялось и каралось ГКЗ при подсчете запасов. Безопаснее для субъекта поисков в существующей системе перейти на другие участки и «успешно» продолжить работы. После всего отмеченного, участок выявленного Левобережного рудопроявления при дальнейших прогнозных оценках был списан как не пер-

спективный. Изложенная схема типовая, и её можно прописать для многих и многих перспективных (?) участков и площадей Урала.

Эйфория обеспеченности прогнозными и разведанными запасами медно-колчеданных руд на Урале кончилась в начале этого столетия. В новых условиях решать проблему начали по известной программной схеме ВМСБ (восполнение минерально-сырьевой базы) за счет средств и силами заинтересованных уже частных предприятий (ОАО «ГОКов»). Через эту схему прошла история дальнейших поисков месторождений в Домбаровском районе. Так для её реализации Институт геофизики УрО РАН по договору с ОАО «Гайский ГОК» в 2000 году приступил к тематическим и опытно-производственным работам по переоценке перспектив на колчеданное оруденение Акжарско-Домбаровской площади Оренбургской области. За основу была принята ревизия комплексных геофизических и геохимических аномалий, известных точек обогащенной минерализации рудопроявлений с использованием современных аппаратурных технологий.

В результате на этой достаточно хорошо изученной и детально опоискованной ранее площади были выделены десятки локальных участков, заслуживающих дальнейших, и

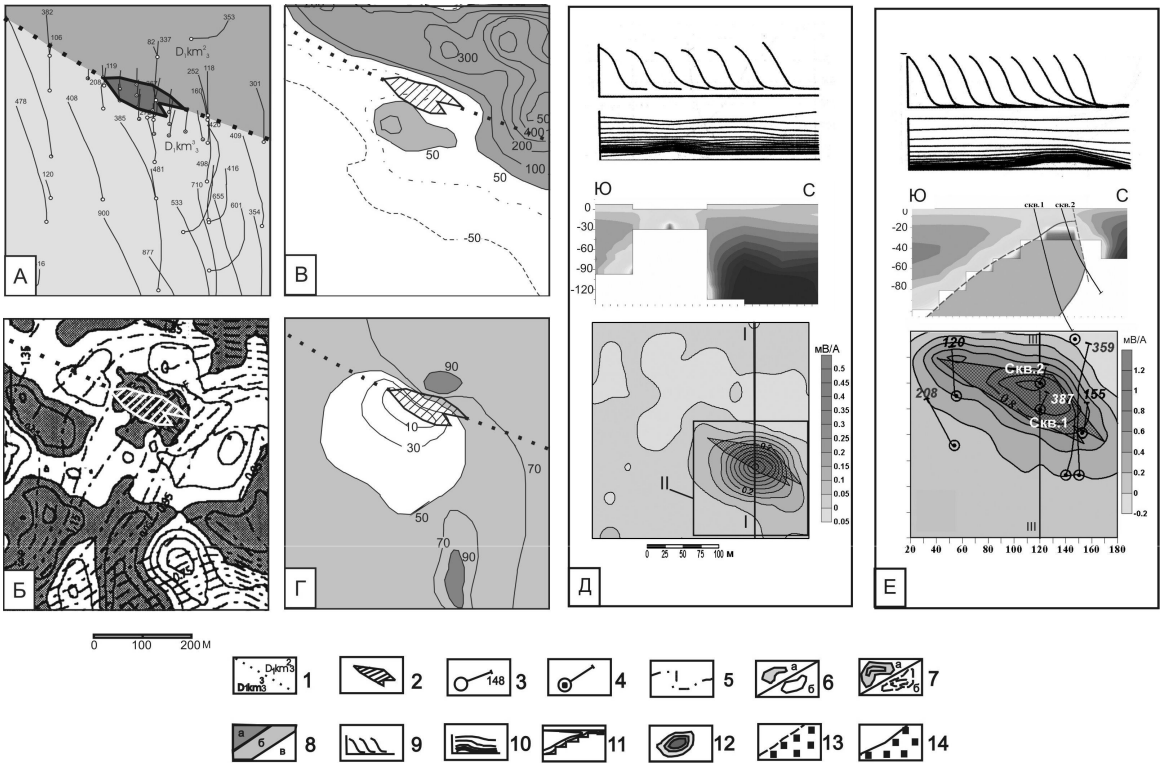


Рис. 1. Результаты геолого-геофизических исследований участка рудного поля Левобережного месторождения: А – схема геологического строения и положения скважин; Б – план остаточных аномалий силы тяжести; В – план магнитного поля; Г – план естественного поля; результаты детализации автономным датчиком в генераторной петле 400х400 м. (Д) и петле 200х200 м. (Е); 1- надрудная и подрудная толща; 2 – контуры выхода рудного тела на эрозионный срез по данным разведки; 3 – проекции скважин с отметками глубин, пробуренные в 1978 - 1990гг.; 4 – скважины, пробуренные при проверке аномалии в 2001 г. (скв. 1 и 2 – (Е)) и при разведке месторождения в 2001 - 2002гг.; 5 – изолинии региональной составляющей поля силы тяжести; 6 – изолинии остаточных аномалий относительно повышенного (а) и пониженного (б) поля; 7 – изодинамы магнитного поля с выделением относительно повышенных (а) и пониженных (б) значений; 8 – изолинии естественного поля с выделением повышенных (а), фоновых (б) и пониженных (в) значений; 9 – переходные характеристики по профилям наблюдений с автономным датчиком; 10 – годографы значений переходного поля; 11 – схематические геоэлектрические разрезы; 12 – планы значений переходных характеристик на задержках 3 мс; 13 – граница рудного тела по данным МПП; 14 – то же по данным бурения

прежде всего, геофизических исследований. Была разработана схема экспрессной оценки этих участков с использованием современного аппаратурно-методического комплекса импульсной электроразведки. Планомерное изучение участков было начато с наиболее перспективных. На одном из них – участок рудопроявления Левобережного, в результате геофизических исследований масштаба 1 : 2000 – 1 : 5000 была выявлена локальная геофизическая аномалия (рис. 1). С одной стороны, аномалия имела откровенно рудные характеристики, с другой - она была расположена на участке известного детально изученного рудопроявления, а с учетом всего комплекса ранее выполненных работ, участок был оценен как бесперспективный. Однако заданная скважина вскрыла в интервале 15 – 92 м. богатые массивные медно-колчеданные руды. Объект был оперативно разведан силами ОАО «Гайский ГОК» и подготовлен для отработки карьерным способом [3].

В заключение, с учетом происходящей в настоящее время [4] реанимации поисковой службы, следует обратить внимание на нижеследующее:

1. Оптимизация поисков колчеданных месторождений на Урале и в провинциях сходного строения должна исходить из объективно существующих предпосылок, определяющих приоритет геофизики при минимально возможных затратах на буровые работы.

2. Заверка геофизических аномалий должна осуществляться единичными скважинами, положение и глубины которых определяются детальными геофизическими съемками масштаба 1 : 2000 – 1 : 5000, а каждая последующая скважина на аномалии задается с учетом результатов работ (включая ГИС) на предыдущей.

3. Выявление мелких, в том числе неглубокозалегающих месторождений (рудных тел), еще только начинается. Их экспрессное вовлечение в карьерную отработку [3] приносит, вероятнее всего, экологический ущерб несравнимо больший прибылей частных компаний, отрабатывающих объекты.

4. Выявление крупных месторождений на глубинах до 300 – 500 м является главной стратегически, экологически и экономически оправданной наукоемкой задачей. Её успешное решение предопределено высоким уровнем предыдущей изученности рудных районов Уральского региона и прогрессом аппаратурно-методической обеспеченности геофизических исследований. Для решения этой задачи целесообразно формирование специализированной программы, настроенной на целевые, а не на затратные, принципы освоения выделяемых средств.

Литература

1. Первооткрыватели отечественных месторождений // Отечественная геология, 2002, № 5-6, с. 63 - 92.
2. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.
3. *Кузнецов С.И.* Итоги геологического поиска и разведочных работ Гайского ГОКа в 2006 году // Новые методы геологического изучения, добычи и переработки руд цветных и благородных металлов. Сборник. Челябинск: Цицеро, 2006, с. 182 - 187.
4. *Михайлов Б.К.* Об основных итогах геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2005г. и планах на 2006г. // Разведка и охрана недр, 2006. № 1, с. 3 - 10.

****

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО СИГНАЛА, ВЫДЕЛЯЕМОГО ИЗ ИМПУЛЬСНЫХ ПОМЕХ ОТ ТЯГОВОЙ СЕТИ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ

В.С. Вишнев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Ранее было установлено, что из электромагнитных импульсных помех, создаваемых тяговой сетью железной дороги (ЭЖД), можно выделять однотипные по структуре источника (полезные) сигналы. Они возникают при изменении режима энергопотребления электровозов, проходящих в различные моменты времени по одному и тому же отрезку пути, легко регистрируются серийной аппаратурой на расстояниях от рельсов вплоть до двух и более десят-

ков километров и являются весьма перспективными для использования в электроразведке.

В работе приведено обоснование модели источника, дан вывод математических формул, выполнены и проанализированы расчеты площадных и профильных распределений электрических и магнитных составляющих этих сигналов для случая, когда рельсовый путь прямолинейный, равномерно заземленный и неветвящийся, геологический разрез горизонтально-слоистый, слои однородные, режим возбуждения поля установившийся.

Расчеты показали:

1. Несмотря на сложное строение тяговой сети ЭЖД, горизонтальные магнитные (ΔH_x, ΔH_y) и электрические (ΔE_x, ΔE_y) составляющие изучаемого сигнала на расстояниях свыше 2 км от железнодорожного полотна создаются в основном лишь токами утечки рельсов. Вертикальная магнитная составляющая (ΔH_z) практически везде – только токами, проходя-

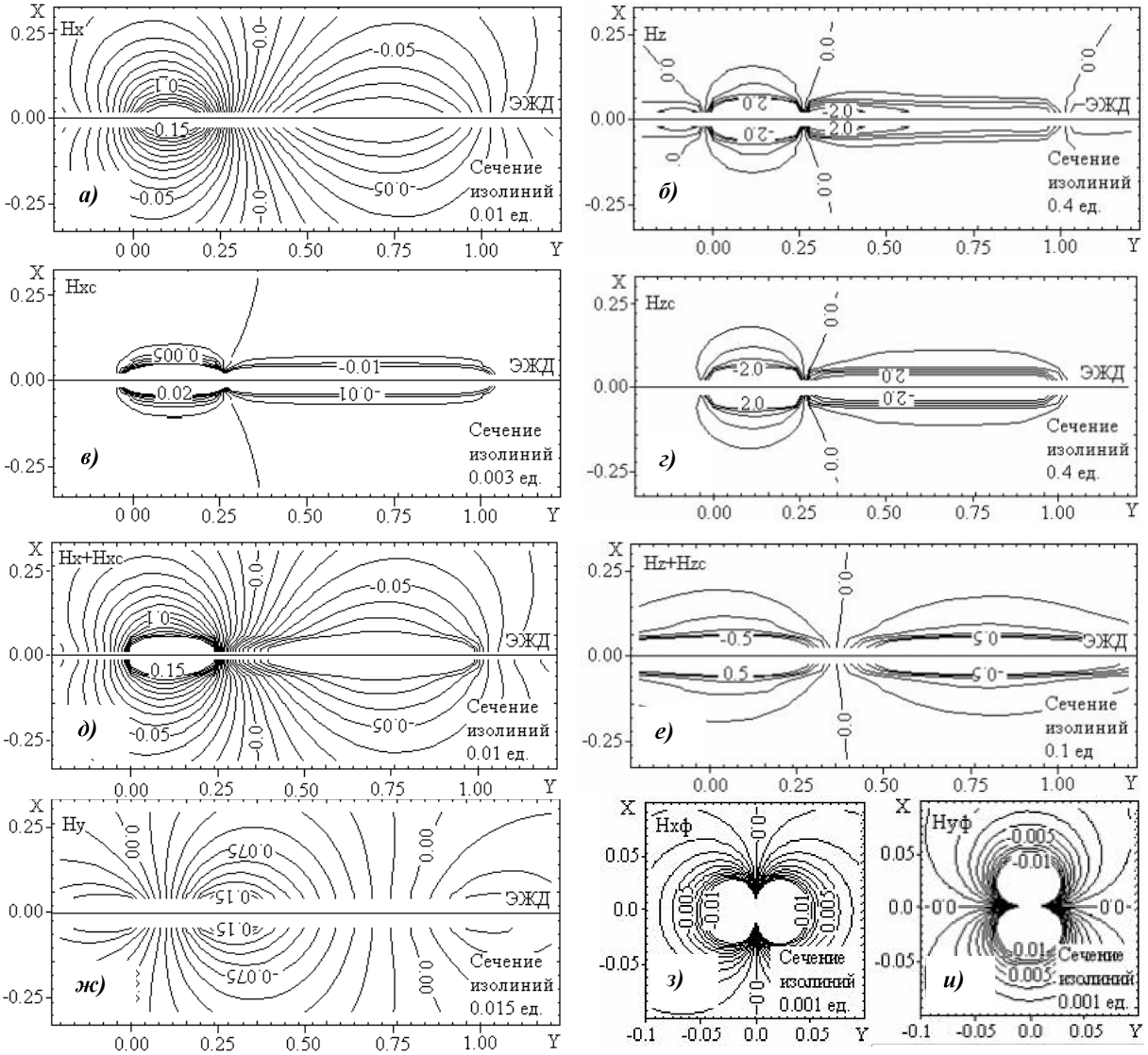


Рис. 1. Результаты расчета магнитных составляющих поля токов тяговой сети ЭЖД: *а, ж* – поле токов утечки рельсового пути, *в, г* – поле секции контактного провода, *з, и* – поле вертикального фидера (при нормированном значении тока, равном единице), *б* – поле токов, текущих по рельсам, *д, е* – поле токов железнодорожного полотна и секции контактного провода. Ось X - перпендикулярна, Y – параллельна дороге. Длина секции контактного провода L = 20 км. Приведенная координата места изменения тяговой нагрузки электровоза l_0/L = 0,25. Значение параметра, характеризующего условия заземления рельсов kL=2.8. Высота подвеса контактного провода h/L = 0.0003. Приведенная длина фидера D/L = 0.0003

щими по рельсам и ближайшей к точке измерения секции контактного провода. Вклады остальных токоведущих элементов дороги в амплитудные значения сигналов на расстояниях свыше двух километров от соответствующего электровоза и питающих его тяговых подстанций незначительны и ими можно без ущерба точности пренебрегать.

2. В пунктах местности, расположенных в непосредственной близости к дороге, абсолютные значения ΔH_x, ΔH_y в несколько раз меньше, чем ΔH_z (рис. 1). Следовательно, амплитуды ΔH_z, измеренные в этих пунктах, не должны сильно зависеть от электропроводности горных пород при любом реальном геологическом разрезе. И по их распределениям можно, вероятно, вычислять значения параметров тяговой сети, величины которых заранее неизвестны, в частности, амплитуды токов утечки с различных участков пути, вызвавшие импульсы ΔE_i, ΔH_j и др.

А это означает, что источник полезных сигналов, выделяемых из импульсных помех от ЭЖД, по своей сути детерминируемый и его можно использовать для получения как качественных, так и количественных геоэлектрических характеристик.

****

МАЛОГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА ПО МЕТОДУ СОПРОТИВЛЕНИЙ

Ю.М. Гуревич - Геологическая служба Израиля, Иерусалим, yugur@hotmail.com

Оценка возможностей различных установок профилирования

Использование многоканальной и многоэлектродной аппаратуры в сочетании с автоматическими методами интерпретации результатов измерений обеспечивают высокую производительность работ, что способствует широкому распространению этой технологии при малоглубинных геофизических исследованиях. Методика работ сочетает традиционные методы профилирования и зондирования, а интерпретация результатов измерений основана на автоматическом подборе сопротивления одновременно для многих графиков. Существует несколько названий этой технологии: многоэлектродные зондирования, сплошные электрические зондирования, электротомография (http://www.geoelectric.ru/publ.htm) и др.

Излагаемые ниже результаты могут показаться тривиальными и неполными. Поэтому к ним следует относиться как к заметкам, которые могут оказаться полезными при проведении малоглубинной электроразведки с помощью метода сопротивлений.

Существует множество вариантов взаимного расположения питающих и измерительных электродов, называемых установками, для выполнения профилирования и зондирования. В докладе рассмотрены две из них, наиболее часто используемые в практике работ: симметричная установка и установка срединного градиента.

Для анализа работы этих установок использован метод математического моделирования. В качестве тел, создающих аномальные поля, будем брать прямоугольные параллелепипеды. Сопротивление тела будем характеризовать относительной величиной: отношением удельных электрических сопротивлений тела к окружающей среде. Для симметричной установки рассмотрено моделирование при исследовании прямоугольного параллелепипеда с ребром 20 м и расположенного на глубине 25 м. Относительное сопротивление тела взято равным 0.1. Размер установки (расстояние между электродами A и B) при моделировании был неизменным и равным 150 м.

Показано, что при использовании симметричных установок с заданным разносом электродов A и B, наибольшую глубину разведки обеспечивают установки с минимальными значениями расстояний между электродами M и N.

Установки, у которых разнос AB превышает расстояние MN в десять раз, будем называть градиентными. Применение установок с малыми значениями расстояний MN ограничивается не только затруднением измерений наблюдаемых при этом разностей потенциалов, но и некоторыми другими причинами. Так, начиная с некоторых разносов AB, превышающих глубину

залегания изучаемого тела, графики кажущегося сопротивления становятся мало различимыми между собой и потому не несут дополнительную информацию. В этом случае графики ВЭЗ над центром ограниченного по размерам тела имеют вид двухслойных кривых.

Установка Веннера обладает меньшей глубинностью, однако характеризуется другим полезным свойством – большей разрешающей способностью. Значения кажущегося сопротивления над центром тела вначале растут с увеличением AB, а начиная с некоторого расстояния, зависящего от глубины залегания неоднородности, уменьшаются (графики ВЭЗ имеют вид трехслойных кривых). Для градиент-установок этот эффект мог быть получен при значительно больших разносах.

Еще один существенный недостаток градиент-установки выявляется при сравнении аномалий от глубинных и приповерхностных неоднородностей. Представлен следующий вычислительный эксперимент. Одно тело размером 15x15x5 м вблизи дневной поверхности (глубина до его центра 3 м) и второе тело размером 30x30x10 м, залегающее в интервале глубин от 20 до 30 м. Расчет графиков электропрофилей выполнен для каждого из тел в отдельности. При этом разнос питающих электродов сохранялся неизменным (AB = 200). Менялось расстояние между центральными электродами M и N. Сделанные расчеты свидетельствуют о том, что зондирование разреза в глубину можно осуществлять не только путем изменения расстояния между крайними электродами, но и путем изменения расстояния между центральными электродами, сохраняя разнос внешних электродов неизменным.

Проведено сопоставление возможностей стандартной (предыдущей) установки и установки срединных градиентов. Графики изменения кажущегося сопротивления по профилю для обеих установок очень похожи. Так же, как и в предыдущем случае, изменение расстояния между приемными электродами приводит к изменению глубины исследований. Этот фактор, наряду с изменением разносов AB, можно так же использовать для зондирования различных глубин разреза.

В методе срединных градиентов внешние (питающие) электроды неподвижны, а приемные электроды M и N перемещаются в средней части линии AB от одного из питающих электродов к другому. Существует мнение, что глубина исследований в разных точках профиля различна. Предполагается, что она максимальна в центральной части профиля и уменьшается по мере приближения к каждому из питающих электродов. Однако моделирование показывает, что это не соответствует действительности: величина аномалии при малых разносах M и N существенно не изменяется, а при больших даже несколько возрастает.

Работа с установкой срединных градиентов в полевых условиях менее трудоемка, чем с симметричной. При необходимости продолжить профиль следующее положение питающей линии должно быть таковым, чтобы несколько точек измерений (при наибольшем размере MN) были общими для предыдущей и новой установки.

Решение обратной задачи в классе тел с заданной геометрией

Малоглубинные геофизические исследования проводятся, как правило, с целью поиска различных полезных ископаемых, включая стройматериалы и воду, участков загрязнения окружающей среды и археологических захоронений. Такие объекты часто представляют собой ограниченные в пределах профиля тела с отличными от окружающей среды сопротивлением и поляризуемостью, что является необходимым условием для применения электрических методов разведки.

Объекты поисков в общем случае могут иметь довольно сложную геометрическую форму, которая, впрочем, часто не отражается в наблюдаемых аномальных полях, особенно с увеличением их глубины залегания. Эти аномальные поля хорошо описываются полями простых геометрических тел, размеры которых и электрические свойства близки к электрическим параметрам и основным размерам искомых тел. Поэтому при расчетах в качестве аппроксимирующего тела взят прямоугольный параллелепипед. Ниже покажем

на ряде примеров, что данная аппроксимация может иметь место.

Для решения обратной задачи в рамках модели с заданной геометрией созданы две программы **InvRPSGrad** и **InvRPSimD** на языке системы МатЛаб. С помощью этих программ осуществляется подбор графиков кажущегося сопротивления (Rk) симметричной установки и установки срединного градиента полями тел в форме прямоугольного параллелепипеда. Обе программы работают в интерактивном режиме. При этом вначале интерпретатором задаются предполагаемые соотношения размеров параллелепипеда вдоль его главных осей, и для этой модели в автоматическом режиме ищутся размеры модели, положение ее центра, угол наклона и удельные электрические сопротивления модели и окружающей среды. Критерием для оценки правильности решения обратной задачи является степень совпадения графиков профилирования, полученных экспериментальным путем (данные), с соответствующими графиками, сосчитанными в результате работы программы (результат). Предполагается, что параметры геологического тела определены, если графики заданного поля и полученные в результате решения обратной задачи совпадают с требуемой точностью. При неудовлетворительном совпадении заданных графиков с подобранными интерпретатор меняет нулевое приближение и повторяет подбор в автоматическом режиме. Подбор осуществляется одновременно для нескольких графиков, полученных с разными размерами установок одного типа.

Рассмотрены ряд теоретических примеров: тело сложной геометрии, неоднородное в электрическом отношении тело, два или более тел с различной геометрией и различными электрическими характеристиками.

Рассмотренные основные примеры, указывают на возможность использования данного способа интерпретации графиков электропрофилирования. Представленный способ не претендует на всеобщность. Он может быть применен на участках с относительно однородным по сопротивлению разрезом, а так же при целенаправленных поисках рудных тел, даек, воды, археологических исследованиях, поисках инженерных сетей и др. При этом можно обойтись значительно меньшим количеством измерений (меньшим набором типов и размеров установок). Следует так же отметить, что каждый раз при подборе определялись размеры тела не только вдоль, но и поперек профиля. Наконец, способ можно применить при отсутствии других, более универсальных, инструментов интерпретации. Возможны так же случаи применения рассмотренного способа в качества еще одного аргумента для выяснения ситуации при получении противоречащих априорным данным результатов электротомографической интерпретации.

****

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО УРАЛА

А.Г. Дьяконова, В.С. Вишнев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Урал является одним из признанных мировых эталонов складчатых поясов с полным циклом динамического развития. Однако вопрос о его происхождении и глубинной структуре до сих пор вызывает оживленные дискуссии. Отсутствие единого суждения среди ученых по этой проблеме показывает, что мы имеем дело со сложно построенным геологическим объектом, объяснение внутреннего строения которого встречает трудности и ограничения в рамках той или иной из сложившихся в настоящее время гипотез.

Неоднозначность структурных и геофизических построений требует привлечения новой объективной и независимой информации, а также дополнительных экспериментальных исследований. В последние годы в связи с появлением современной широкополосной геофизической аппаратуры нами впервые в практике электромагнитных исследований

предложен и опробован новый подход, позволяющий получать информацию об электрических параметрах среды на глубинах от 10 метров до сотен километров, в зависимости от решаемых задач: региональных, разведочных или поисковых. Это значительно расширяет возможности традиционной электроразведки, направленной на поиски проводящих объектов лишь в верхних частях коры, поскольку позволяет проследить структурно-тектонические и флюидные связи с глубинными особенностями строения изучаемых территорий. Как показали наши исследования, выполненные в Южном секторе Урала, геоэлектрика, как наиболее глубинный геофизический метод, существенно дополняет информативность одного из наиболее представительных в мире сейсмопрофилей через складчатые пояса - «Уралсейс-95» [1]. Начиная с 2004 года, подобные региональные исследования проводятся по серии опорных, субширотных геотраверсов через Северный и средний Урал, что позволяет построить геоэлектрические модели без привноса априорной информации о разрезе и тем самым получить объективную информацию о расслоенности коры и верхней мантии по электрическим параметрам. Это оказалось наиболее существенным моментом, поскольку имелась возможность сопоставления полученных данных в верхних слоях коры с результатами других независимых методов электроразведки (ВЭЗ, каротаж и др.).

В настоящей работе рассматриваются результаты комплексных электромагнитных исследований с искусственным (ИЭМЗ) и естественным (АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ) источниками поля в расширенном диапазоне частот (160 кГц ÷ 10^{-4} Гц) по двум геотраверсам Северного Урала (широты ≈ 61° 20’ и 59° 20’).

Северный Урал, учитывая его отдаленность от основных промышленных районов Среднего и Южного секторов, а также специфические климатические и природные условия – почти полное бездорожье, гористый рельеф и заболоченность территории, является до сих пор сравнительно малоизученным регионом. В связи с этим, получение нового экспериментального материала о расслоенности коры и верхней мантии по электрическим параметрам позволяет дополнить, а в ряде случаев уточнить, имеющуюся геолого-геофизическую информацию.

В построенных моделях (от 10 м до 300 км) наряду с вещественным составом пород в верхней части разреза, включая кору выветривания, прослеживаются структурно-тектонические связи между геологическими объектами (комплексами, разломами) и особенностями глубинного геоэлектрического разреза. Получена важная информация о расслоенности литосферы по электрическим параметрам на различных уровнях. В верхних частях разреза (до глубин 10-20 км) – это субвертикальные или круто наклонные проводящие вставки, маркируемые зонами тектонических нарушений, выявленными на земной поверхности. В большей части из них прослеживается связь с протяженным коровым проводником, по нашему мнению имеющим флюидную природу. Выявлены особенности глубинного структурно-тектонического строения западной части Восточно-Европейской платформы, Предуральского прогиба, «открытого» Урала и глубинных разломов: Салатимского, Главного Уральского (ГУГР), Платиноносного, Серовско-Маукского, а также границы «открытого» Урала с Западно-Сибирским мегабассейном. Принципиальные результаты получены в интервале астеносферных глубин (60-120 км).

Здесь выделено два типа геоэлектрических разрезов, с наличием и отсутствием слоя повышенной проводимости в центральных зонах Северного Урала (Центрально-Уральское поднятие, Тагильская мегазона и Восточно-Уральское поднятие). Существенное различие электропроводности вещества на этих глубинах в полосе 230 километров хорошо увязывается с пониженными значениями теплового потока в данном сечении и с большей долей вероятности может быть связано с особенностями Уральского тектогенеза в палеозое. Наличие «безастеносферной» мантии в центральных зонах се-

верного сектора Урала свидетельствует о том, что состояние ее в настоящее время соответствует смене режима аномально разогретой мантии (вероятно, доордовикский возраст) на «холодный» режим пострифтового этапа.

Литература

1. Геоэлектрический разрез литосферы Южного Урала по геотраверсу Камышла – Стерлитамак – Николаевка / А.Г. Дьяконова, П.Ф. Астафьев, В.С. Вишнев и др. // Геология и металлогения ультрамафит – мафитовых и гранитойдных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Мат-лы научн. конференции (X Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. с. 26 - 29.

****

НОВЫЙ СПОСОБ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ГАРМОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОНТРОЛИРУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ ВОЗБУЖДЕНИЯ СТРУКТУРЫ

Р.Б. Журавлёва **-** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Теоретические исследования [1 - 3] показали, что наиболее информативной при исследовании субгоризонтальных структур является величина

$$G=(1+cr)e^{-cr} = ReG + iImG = \begin{cases} (3e_{jz} - h_{zz})/2 & \text{ВМД} \\ (3h_{ze} - h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГЭД} \\ 3-(3h_{xx}+h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГМД,} \end{cases} \quad (1)$$

где e_{jz}, h_{zz} - электромагнитные числа в поле вертикального магнитного диполя (ВМД); h_{ze} - в поле горизонтального электрического диполя (ГЭД); h_{xx} - в поле горизонтального магнитного диполя (ГМД) с моментом вдоль оси *x*. Зондирование может выполняться в частотном, дистанционном и в изопараметрическом варианте (при фиксированном r).

Для определения волнового параметра $\chi r_{ef} = /\chi r/_{ef} e^{ia}$ разработана программа на основе метода итераций, либо этот параметр можно определять с использованием специально рассчитанной номограммы. При использовании амплитудных измерений интерпретация производится в рамках модели эффективного однородного полупространства, при этом $a = \pi/4$ и вычисляется $\rho_{ef} = \omega\mu r^2 / \chi r/^2_{ef.}$ На рис. 1 представлены результаты такой интерпретации для типичного для Урала 4-х слойного разреза. Для сравнения штриховой линией показана величина ρ_{ef} при измерении отношения h_z / h_r в поле ВМД.

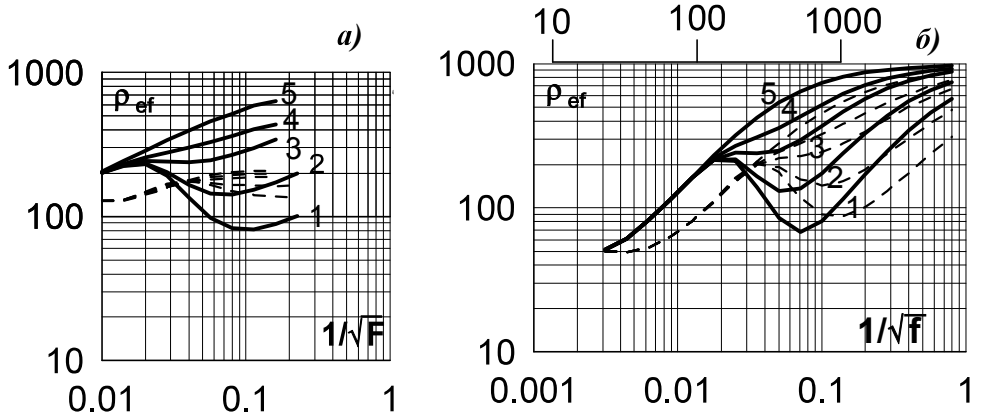


Рис. 1. Изменение ρ_{ef} при использовании в качестве информационного параметра h_z/h_r (прерывистая линия) или G (сплошная линия); а - частотное зондирование, r = 200м; б - изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f}$ r = 8000

Таблица. Данные расчетов к рис.1

ρ, Ом·м	50	1000	var	1000
h, м	20	200	50	∞

Var=	1	2	3	4	5
$\rho_{3,\text{Ом·м}}$	10	20	50	100	1000

Видно, что использование величины G обеспечивает более высокую разрешающую способность по сравнению с традиционными методиками, например, с измерением вертикального импеданса либо h_z / h_r в поле ВМД, и позволяет выявлять глубинные объекты при меньших разносах и более высоких частотах, что очень важно, т.к. с увеличением разноса и понижением частоты величина измеряемого сигнала уменьшается.

При выполнении амплитудно-фазовых измерений выполняется интерпретация по модели эффективной 2-х слойной среды с определением её параметров ρ_1; h_1; ρ_2. При этом полагаем $\rho_{1k} = \rho_{ef}$, а ρ_2 и h_1 определяем, используя соотношения:

$$ZZ = |q/(\chi r)_{ef}| e^{i(\alpha-\pi/4)}; \qquad T = ar_{CTH}^{TH}\ ZZ = \chi_1 h_1 + ar_{CTH}^{TH}\sqrt{\rho_2/\rho_1} = \mathrm{Re}\,T + i\,\mathrm{Im}\,T;$$

$$\rho_{2k} = \rho_{1k} \cdot \begin{cases} TH^{\,2}(\mathrm{Re}\,T - \mathrm{Im}\,T) \\ CTH^{2}\ (\mathrm{Re}\,T + \mathrm{Im}\,T) \end{cases}, \quad h_{1k} = \delta\sqrt{2|\mathrm{Im}\,T|}\ , \quad \text{где} \quad \delta = r\sqrt{2}\ /\ |\chi r|_{ef} \qquad (2)$$

На рис. 2 приведены зависимости $\rho_{1k}(h_{1k})$, $\rho_{2k}(h_{1k})$ для 4-х слойного разреза с меняющейся глубиной погруженного проводника. Видно, что привязка к глубине с использованием (2) даёт достоверную оценку глубины центра проводника, соответствующей $\rho_{\min}$.

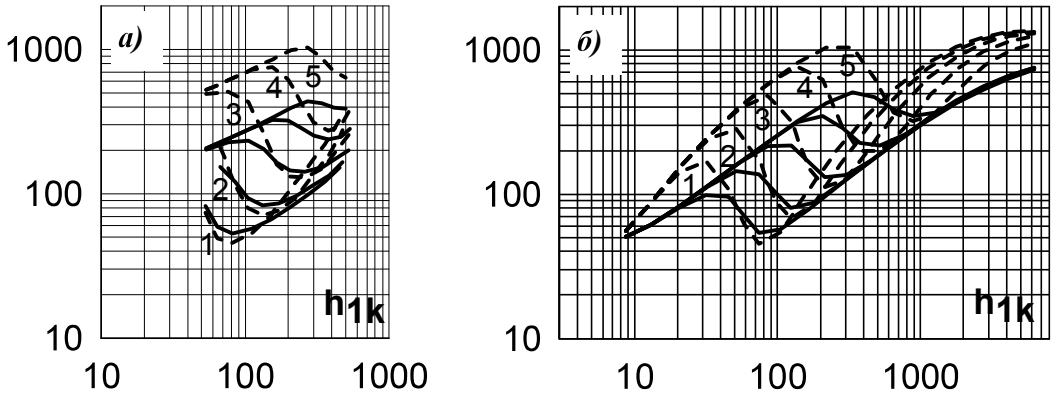


Рис. 2. Зависимость ρ_{1k} и $\rho_{2к}$ от h_{1k} ; **а -** частотное зондирование, r = 200м; **б -** изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f}\,r$ =8000

ρ, Ом·м	50	1000	20	1000
h, м	20	var	50	∞

Var=	1	2	3	4	5
$h_{2,\text{м}}$	50	100	200	400	800

В докладе будут приведены результаты расчётов кривых зондирования для двух, трех и четырех слойных структур при использовании в качестве информационного параметра величины G. Кроме того, будет определён критерий выбора параметра $\sqrt{f}\,r$ при изопараметрическом зондировании в зависимости от предполагаемых параметров изучаемой структуры.

Литература

1. *Журавлёва Р.Б.* О повышении информативности величины эффективного сопротивления

при зондированиях с контролируемым источником // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, с. 182 - 188.
2. *Журавлёва Р.Б., Миронов Д.Г.* Новый вариант зондирований с комплексированием измерений при магнитном и электрическом возбуждении поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь: УрО РАН, 2005, с. 86 - 88.
3. *Журавлёва Р.Б.* Новый способ электромагнитных зондирований и его информационные возможности // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 2006, с. 114 - 117.

****

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ КОШ - АГАЧ - САГЛЫ

Д.И. Карюкин, А.А. Карюкина –
Красноярский научно-исследовательский Институт геологии и минерального сырья, Красноярск

Данная работа интересна тем, что в ней исследуется геоэлектрический разрез до глубины 60 км по профилю Кош-Агач-Саглы, проходящий над двумя действующими очагами землетрясений Шапшальским и Алтайским. Разрез был построен на основе экспериментальных электромагнитных исследований. Изучая результаты магнитотеллурического зондирования (МТЗ) по другим профилям, в совокупности с данными, полученными с помощью сейсморазведки, можно выделить зоны возможных очагов землетрясений.

Алтае-Саянская горная область занимает промежуточное положение между горно-складчатыми системами Средней Азии (Тянь-Шанем и Памиром) и околоплатформенными системами Байкальского рифтогенеза, входя в состав трансазиатского сейсмического пояса. В целом Алтае-Саянская область по степени сейсмичности находится на четвертом месте в России после Дальнего Востока, Прибайкалья и Северного Кавказа [1].

Методика измерений данных МТЗ заключается в регистрации компонентов естественного переменного электромагнитного поля земли - магнитотеллурического поля [2]. Профиль Кош-Агач-Саглы имеет общую протяженность около 200 км и проходит по юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) вдоль границы с Монголией и пересекает следующие зоны (слева - направо): Ануйско-Чуйский прогиб, зона Курайского глубинного разлома, Хемчикская структурно-формационная зона, зона Шапшальского глубинного разлома, зона Тувинской впадины. Следует отметить, что данная область относится к зоне с сейсмичностью в 8 - 10 баллов, в соответствии с картой общего сейсмического районирования Российской Федерации, и включает в себя два действующих очага землетрясения Алтайский и Шапшальский [3].

При проведении работ использовались станции SGS-E, предназначенные для проведения электромагнитных зондирований без использования внешней синхронизации сигнала. На протяжении всего профиля применялась Г-образная схема установки с длиной измерительных линий 50 - 100 метров, в зависимости от ландшафтных условий [4]. Положение точек МТЗ и ГМТЗ по маршруту было максимально приближено к спрямленной линии регионального геофизического маршрута. В среднем расстояние между точками составило: АМТЗ - 1.5 км, МТЗ - 3 км, ГМТЗ - 9 км. Маршрут пролегал в сложных горных условиях, районам населенных пунктов и железных дорог, на таких участках профиля наблюдения не проводились или расстояния между физическими точками отличается от проектного.

При работе со станцией SGS - E используются специализированные программы, разра-

ботанные А.В. Поспеевым и А.М. Пашевиным (ГИЦ ГФУГП «Иркутскгеофизика»): SGS - Registration, SGS - Processing, LineInterMT. Программа SGS - Registration выполняет задачи визуального контроля за работой станции одновременно с управлением ею. Программа обработки МТ-поля SGS - Processing: использует стандартные алгоритмы узкополосной фильтрации и решения переопределенной системы уравнений. При малых шагах дискретизации производится вычитание помехи с частотой 50 Гц, для решения переопределенной системы используется схема Дулитла с вычислением коэффициента совместимости системы. Инерпретационный комплекс LineInterMT предназначен для проведения профильной интерпретации МТ-данных в интерактивном режиме, позволяет находить решения, развернутые по главным направлениям импеданса, и проводить одномерную инверсию.

В конечном итоге было построено три геоэлектрических разреза: до глубины 2, 20 и 60 км (рис. 1). На малоглубинном разрезе видно, что на фоне общих весьма высоких сопротивлений выделяется ряд преимущественно приповерхностных зон с относительно более низкими сопротивлениями 30 – 150 Ом·м.

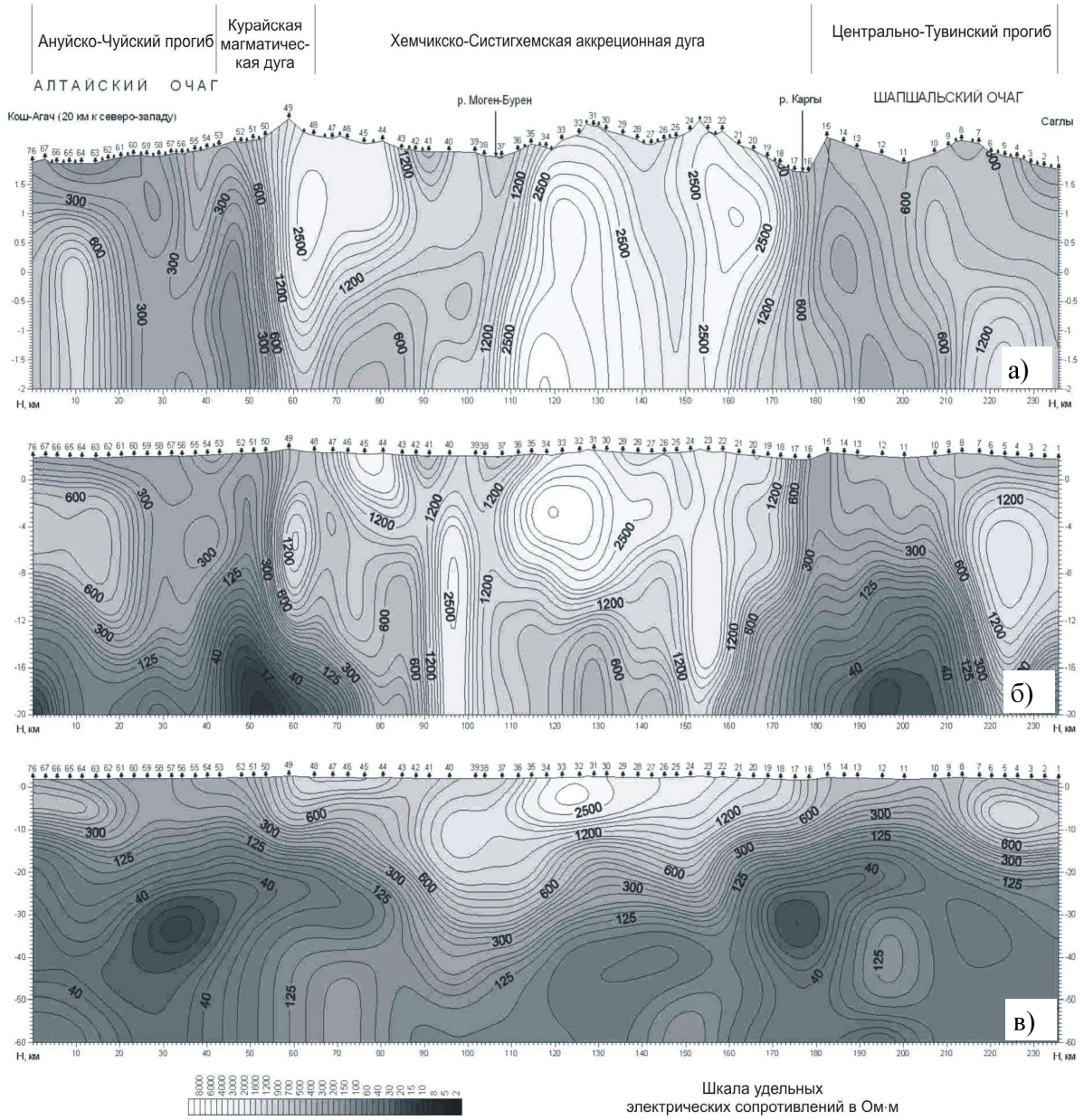


Рис. 1. Геоэлектрические разрезы по профилю Кош-Агач-Саглы до глубин 2 км (а), 20 км (б), 60 км (в)

На разрезах до глубины 60 км оценивается мощность высокоомных консолидированных образований, выделяемых на верхних уровнях геоэлектрических разрезов. Подошвой высокоомных объектов служит кровля так называемого «корового проводящего слоя», являющегося планетарной особенностью и выделяемого практически повсеместно за исключением областей с высокой проводимостью верхней части разреза, экранирующей все нижележащие объекты.

Проводимость верхней части разреза на данном профиле, в целом, достаточно невелика, особенно в областях развития высокоомных образований, что позволяет повсеместно оценить параметры «корового проводящего слоя», который уверенно прослеживается на протяжении всего профиля Кош-Агач-Саглы. Высокоомные глыбы, как бы «плавающие» на «коровом проводящем слое», имеют мощность, в среднем от 10 - 20 до 30 - 40 км.

На профиле Кош-Агач-Саглы выявлены две высококонтрастные аномалии с резким понижением удельных электрических сопротивлений до первых десятков и единиц Ом·м.

Одна из аномалий приурочена к зоне Алтайского очага землетрясений (точки с 46 по 67). Здесь находится приподнятая зона проводимости, наблюдается понижение удельного сопротивления до значения 12 Ом·м.

Вторая аномалия приурочена к зоне Шапшальского очага землетрясения. Профиль Кош-Агач-Саглы проходит непосредственно над ним (точки с 1 по 10). Здесь зона проводимости приподнята до 10 км и удельное сопротивление понижается до значения 20 Ом·м.

Между двумя данными аномалиями находится горный массив, который на данном разрезе отображается в виде высокоомной части (удельное сопротивление достигает 5000 Ом·м), уходящая корнями до глубины 40 км.

При наложении профиля на геологическую карту были сделаны следующие выводы: от точки 76 по точку 53 профиль проходит по территории Ануйско-Чуйского прогиба, геоэлектрический разрез характеризуется довольно низким удельным сопротивлением приповерхностной области (200-400 Ом·м). С 52 по 43 точку – позднедевонская гранитная интрузия, характеризуемая высоким удельным сопротивлением (2000 Ом·м) и небольшой глубиной корней (около 4000 м). В районе точек 39 - 36 проходит зона Курайского глубинного разлома, она протягивается в юго-восточном направлении и погружается под структуры девонского наложенного прогиба. Представляет собой сложную систему разломов. В региональном магнитном поле данный разлом выражен резкой градиентной зоной с развитием слабодифференцированных слабоинтенсивных аномалий.

Новейшие деформации очень хорошо выражены у подножья Курайского хребта на сочленении его с Курайской и Чуйской впадинами, вдоль зоны длительно живущего разлома. Здесь выделен активный в настоящее время сейсмический Алтайский очаг с M = 7.3.

С 36 по 18 точку располагается Хемчикская структурно-формационная зона (в том числе с 35 по 29 - силурийская гранодиоритовая интрузия), характеризуемая объектом высокого удельного сопротивления (до 4000 Ом·м). С 18 по 15 точку проходит зона Шапшальского глубинного разлома, характеризуема вертикально расположенными изолиниями удельного сопротивления. Участок с 15 по 1 точку относится к зоне Тувинской впадины, удельное сопротивление около 400 Ом·м (невысокое сопротивление характерное для любого прогиба).

Литература

1. Геолого-геофизическое изучение восточной части Алтае-Саянской сейсмической зоны с целью оценки сейсмобезопасности особо опасных объектов (ГЭС, ГХК, промышленные агломерации). Сейсмологические исследования в районе Дивногорска-Красноярска для уточнения карты сейсмического районирования / В.В. Ружич, А.Г. Кореневский и др. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. 413 с. (Отчет о НИР).

2. *Якубовский Ю.В., Ляхов Л.Л.* Электроразведка. М.: Недра, 1973, с. 196 - 230.

3. *Линд Э.Н.* Региональные сейсморазведочные и электроразведочные работы для изучения

глубинного строения земной коры Алтае-Саянской геосинклинальной области по маршруту МТЗ «Тээли-Ак-Дуруг-Саяно-Шушенская ГЭС», МОВЗ «Танзыбей-Кызыл-Эрзин». Отчет. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. Кн. 1. 109 с.
4. *Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования / Отв. ред. А.М. Порай - Кошиц. РАН. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. М.: Науч. мир, 1997, с. 208 - 216.

****

ЯВЛЕНИЕ ИНВЕРСИИ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ СВОЙСТВ С $\leftrightarrow$ MG, КАК ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОМЕТРИИ ЗАЛЕГАНИЯ РУД НА САТКИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МАГНЕЗИТОВ

А.В. Тимохин, Ю.В. Лаптев, Р.С. Титов -
Институт горного дела УрО РАН, Екатеринбург

Для горно-геологических подразделений ООО «Комбинат Магнезит» чрезвычайно актуально решение проблемы по обеспечению динамичного прироста запасов различной степени подготовленности и проведение разномасштабных геолого-разведочных работ (ГРР). Поиск альтернативы традиционному комплексу ГРР (бурению и опробованию керна) велся в области применения электрометрии (глубинной и латеральной электроразведки по методу сопротивлений). Первые модельные признаки имеющего место контраста сопротивлений между доломитом (MgO - 17.7÷21.9 %) и магнезитом (содержание магнезии MgO-45÷47.7 %) были получены с помощью анализа и петрофизического моделирования свойств катионов (элементов Ca, Mg). Установлено (вопреки определенной части петрофизических закономерностей) инверсионное явление усиления металлических свойств от кальция к магнию.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Электропроводность I-го рода, как характеристика чистых элементов, а в минералах, рудах и породах характеристика твердой фазы минеральных скелетов, зависит от свойств электронных оболочек элементов (катионов). Например, сопротивление (ρ, Ом·м) элементов [1] изменяется от ~2×10^{-9} (Ag) до ~10^{-6} (Mn). Носителями тока являются валентные, более подвижные электроны, так как электроны внутренних оболочек прочно связаны с ядром. В соответствии с этим, при равенстве строения электронных спектров от Mg к Ca с синхронным увеличением суммарного заряда протонов ядра должно наблюдаться усиление металлических свойств.

Действуют два механизма с участием энергетических зон: ближней к ядру зоны проводимости и удаленной зоны валентности. При этом сопротивление, во-первых, обратно пропорционально степени заполнения электронами зоны проводимости (металлический n-механизм проводимости); во-вторых, обратно пропорционально относительному размеру потенциальной для заполнения области в зоне валентности, равно степени ее «незаполненности» (полупроводниковый, «дырочный» p-механизм, проводимости).

Кроме чистых элементов класс проводников I-го рода представлен рядом природных химических соединений, то есть минералов. Действие связующих кулоновских сил (имеющий место отток электронов от катиона к аниону (так называемая «локализация») и их обездвиживание («связываниеие») в валентной зоне) не препятствует сохраняемой (хоть и значительно уменьшенной) подвижности электронов и их качества носителя электричества.

Способность элементов (катионов) в минералах обеспечивать электронную природу иллюстрирует зависимость сопротивления (ρ, Ом·м) от нормального электронного потенциала E_0, который является показателем активности элемента по отношению к водороду ($E_{0H} = 0$). Наиболее высокие значения E_0 имеют следующие элементы: золото, серебро,

ртуть, медь, свинец, соответственно: 1,5; 0,8; 0,75; 0,38; -0,13 вольт. Эти же элементы наиболее часто встречаются в самородном виде. Их первые окислы и сульфиды сохраняют металлическую форму связи (структуры), поэтому, чем больше E_0 катиона, тем ниже сопротивление минерального скелета.

Поскольку считается, что в механизмах электропроводности роль локализованных валентных электронов ничтожна, то минералы с иными формами связи (ионно-металлической и ионно-ковалентной, переходной к ковалентной форме) характеризуются различным действием электронной природы и характеризуются высокими сопротивлениями полупроводников и диэлектриков, которые сопоставимы с сопротивлением химических соединений для катионов с низкими значениями E_0. Например, в равных условиях: валентности и состава аниона для кальция, магния и алюминия E_0 равно -2,9; -2,38; -1,68 вольта, соответственно [2]. Данным соотношением косвенно подтверждается инверсионное усиление металлических свойств от Ca к Mg, что впоследствии проверялось при параметрических вертикальных электро-зондированиях (ВЭЗ) в рудной зоне месторождений [3].

Поскольку равные гипсометрические условия (равенство степени влажности и минерализации подземных вод) обеспечивают идентичное действие на контактах руда-порода для ионной (II-го рода) природы электропроводности, изменчивость сопротивлений руда-порода возможно интерпретировать, как действие природы и механизмов проводимости I-го рода. Контрасты сопротивлений обусловлены рудными содержаниями глинозема (Al_2O_3) и магнезии (MgO), замещающими в карбонатных породах кальцит (CaO) (см. таблицу).

Таблица. Истинные сопротивления пород, руд и минералов (фракций)

Рудник	**СУБР**	**ОАО «Комбинат Магнезит»**		**СУБР**
Порода, руда	Известняк	Доломит	Магнезит	Боксит
Химическая формула	**$CaCO_3$**	**$Ca,MgCO_3$**	**$Ca,MgCO_3$**	**$Ca,AlCO_3$**
Сопротивление породы, Ом.м	12000	4700 (3840)	1300 (984)	240 (200)

Рудник	**ОАО «Комбинат Магнезит»**	**СУБР**
Минерал (фракция)	Магнезия	Глинозем
Химическая формула	**MgO** **MgO =100 %**	**Al_2O_3** **Al_2O_3 =100 %**
Сопротивление, Ом·м	400 - $10^{2.6}$	20 - $10^{1.3}$

Сопротивление породы, имеющей биминеральную структуру скелета, рассчитывается с использованием уравнения [4], моделирующего в заполнителе рудных включений с различными: формой (от эллипса до сферы) и отношением сопротивлений:

$$\rho_n = \frac{3\rho_{зап.}ABC}{3ABC + 2(1 - w_{зап})\Delta\rho(AB + AC + BC)} \quad , \qquad (1)$$

где ρ_n - удельное электрическое сопротивление равномерной биминеральной смеси, $\rho_{зап}$ - сопротивление заполнителя, $w_{зап}$ - объемное содержание заполнителя; $\Delta\rho = \rho_{зап} - \rho_{вкл}$, где $\rho_{вкл}$ - электрическое сопротивление эллипсоидальных включений;
$A = abcA(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, $B = abcB(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, $C = abcC(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}$, где
а, *б*, *с* - длины полуосей эллипсоида; $A(0), B(0), C(0)$ - функции эллиптических интегралов 1-го и 2-го рода и тригонометрических функций.

Для смеси сферических включений бесконечного сопротивления в заполнителе будет справедливо соотношение (2), как частный случай уравнении (1) [5]:

$$\rho_n = \rho_{зап} \frac{3 - w_{зап}}{2w_{зап}} \qquad (2)$$

Эмпирический прогноз сопротивлений доломит-магнезит был в основном направлен на вычисление сопротивления фракции MgO. Имеющиеся параметрические данные по СУБРу (изменчивость сопротивлений за счет инверсии составов CaO-Al_2O_3) были интерполированы для определения нормальных электронных потенциалов (E_0) для кальция, магния, алюминия и инверсионным составам кальцит-магнезия-боксит. Далее, с использованием уравнения (1), был получен прогнозный показатель $\rho_{Дм} / \rho_{Mg} = 2 \div 5$. Параметрические измерения на массивах горных пород с известным залеганием контактов доломит-магнезит на Карагайском и Мельнично-Паленихинском карьерах и встречное моделирование позволили теоретически полученные данные уточнить. На основании полученного соотношения $\rho_{Дм} / \rho_{Mg} = 4 \div 4.7$ было составлено петрофизическое обоснование для полного карбонатного ряда Ca- Mg- Al. С учетом полученных результатов в 2006 году методами электрометрии были выполнены работы по доразведке фланга Волчьегорского карьера (Степной участок) ОАО «Комбинат Магнезит».

Литература

1. *Дортман Н.Б.* Петрофизика. М.: Недра,1992. 280 с.
2. *Устинов С.Н., Тимохин А.В.* Моделирование электросопротивления горных пород при получении данных о геолого-тектоническом строении // Проблемы геотехнологии и недроведения (Мельниковские чтения): Тез. докл. Междунар. конф. В 4 т. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 1998, с. 43 -50.
3. Электрическое зондирование геологической среды. М.: МГУ. Часть I, 1988. 175 с.; Часть II, 1992. 199 с.
4. *Овчинников И.К.* Теория поля. М.: Недра, 1978. 327 с.
5. *Семенов А.С.* Влияние структуры на сопротивление агрегатов // Геофизика, 1948. № 12, с. 43 - 61.

****

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ДЕФЕКТОСКОПИЯ ГРУНТОВЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ

Р.В. Улитин, О.И. Федорова - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При длительной эксплуатации грунтовых инженерных объектов (плотин, дамб, насыпей автодорог и др.) на отдельных их участках происходит переувлажнение материала, что приводит к потере прочности сооружения. Для контроля состояния объектов предложено использовать геоэлектрические методы. Оптимальный вариант – применение дифференциальных установок (электропрофилирование, электрозондирование) и вертикального электрозондирования. Указанный комплекс позволяет установить размеры аномальных участков и оценить электрофизические характеристики насыпных грунтов. Предложенная геоэлектрическая методика опробована на двух протяженных грунтовых плотинах, а также на дамбах, ограждающих накопители промышленных отходов. Большинство выявленных аномалий проверялось заверенным бурением, подтвердившим геофизические данные.

Грунтовые инженерные сооружения (плотины, ограждающие дамбы, насыпи автодорог и др.) являются объектами, требующими контроля их технического состояния. Так, плотины находятся под постоянным гидравлическим напором. В процессе эксплуатации таких гидротехнических сооружений возможно просачивание воды из водохранилища, разжижение насыпного грунта и снижение его прочностных свойств с последующим разрушением инженерного объекта. Сквозь дамбы, ограждающие накопители промышленных

отходов, в случае наличия в теле дамбы участков со слабой гидроизоляционной стойкостью, токсичные промстоки просачиваются сквозь дамбу, попадают в геологическую среду, загрязняя подземные воды. При строительстве насыпных автодорог нередко возникают случаи, когда возводимая насыпь пересекает участки, в пределах которых подземные воды подходят к земной поверхности (напорные воды). В этих областях насыпной грунт в основании насыпи переувлажняется, выдавливается в стороны от сооружения, что вызывает разрушение насыпи и, естественно, автодороги.

Из перечисленных примеров следует необходимость контроля состояния грунтовых сооружений. Для этих целей перспективно применение геофизических методик. Так как в большинстве случаев к нарушению сплошности насыпного материала приводит его переувлажнение, то предпочтительнее при контроле состояния сооружений использовать геоэлектрические методы. Электропроводность горных пород обладает, по сравнению с другими петрофизическими характеристиками, уникальной чувствительностью к влажности среды, так как электрический ток через породы проходит благодаря наличию в их объеме порово-трещинного пространства, заполненного поровым флюидом. С учетом этого при разработке методики дефектоскопии грунтовых инженерных объектов исследовалась эффективность использования электроразведочных методов.

Элементы комплексной геоэлектрической методики отрабатывались на двух протяженных грунтовых плотинах, а также на нескольких дамбах. На первом этапе исследований опробовали методы комбинированного и дипольного электропрофилирования, естественного электрического поля и токов растекания. Наиболее четко области пониженного электросопротивления в инженерных сооружениях выявляются методами электропрофилирования. Но при этом определяется проекция центра аномального участка на поверхность сооружения, а контакты его с вмещающей средой установить сложно. Для преодоления этого затруднения предложено использовать дифференциальное электропрофилирование. Установка содержит два питающих и два приемных электрода. Первое питающее заземление устанавливают в пункте измерений, а второе - относится в практическую бесконечность. Приемные электроды размещают на одинаковом расстоянии (разносе) вдоль профиля наблюдений от первого питающего. При перемещении установки над однородной или горизонтально-слоистой средой регистрируемый сигнал близок к нулю. Теоретически изучено распределение электрического поля по профилю при электропрофилировании над средой, вмещающей геоэлектрические неоднородности (вертикальный пласт, погруженная сфера). Показано, что, например, вертикальный пласт независимо от его мощности выделяется экстремумами, расположенными по обе стороны от пласта на расстояниях равных разносу. Подобные зависимости установлены и для погруженной сферы. В дальнейшем рассмотренная концепция распространена на дифференциальные электрозондирования, т.е. на измерения с удалением приемных электродов на заданные расстояния от центрального питающего электрода.

На основании теоретических и экспериментальных исследований предложен оптимальный комплекс геоэлектрических методов дефектоскопии грунтовых инженерных сооружений. Для поисковых работ применяют дифференциальное электропрофилирование, позволяющее выявить наличие областей пониженного электросопротивления в изучаемом объекте. Затем применяют дифференциальное и вертикальное электрозондирование, что дает возможность уточнить контакты аномальной области с вмещающей средой и оценить ее электрофизические характеристики.

Предложенная геоэлектрическая система является эффективным средством дефектоскопии грунтовых инженерных сооружений.

****

ЗОНДИРОВАНИЕ МЕТОДОМ ПОГРУЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОДОВ

О.И. Федорова, Р.В. Улитин, В.П. Бакаев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В скважинной геофизике для изучения околоствольного и межскважинного пространства применяется метод погруженных электродов. Сущность метода в одноэлектродном варианте заключается в создании электрического поля от одного питающего электрода, помещенного в скважину, второй электрод относится в «бесконечность». На дневной поверхности по системе профилей измеряется градиент потенциала. Чем ближе питающий электрод к геоэлектрической неоднородности, тем сильнее от нее вторичное поле и больше соотношение между полезным сигналом и сигналом-помехой от наносов и близповерхностных неоднородностей.

Для повышения эффективности исследований предлагается помещать в скважину питающий электрод на разные глубины (H_1, H_2 … H_n) и на поверхности земли измерять падение напряжения между приемными электродами для каждого положения питающего электрода, затем по полученным данным находить значения кажущегося электрического сопротивления $\rho_к(H_1)…\rho_к(H_n)$ по известному выражению $\rho_к = к \cdot |\Delta U_{MN}| / I$, где $к$ – геометрический коэффициент установки; $|\Delta U_{MN}|$ – абсолютное значение напряжения между приемными заземлениями; I – ток, стекающий с питающих заземлений.

В результате исследований полученное распределение кажущегося электросопротивления на площади наблюдений и в разрезах позволит судить о наличии и положении геоэлектрических неоднородностей.

Экспериментальные исследования провели на медно-колчеданном месторождении Среднего Урала – Чусовском, которое расположено в пределах Чусовско-Поварнинской сланцевой зоны. Рудная залежь имеет пластообразную структуру с небольшой мощностью, субмеридиональным простиранием и субвертикальным падением [1].

Питающий электрод погружали в скважину 82, расположенную юго-восточнее скважины 64 и не пересекающую рудную залежь. Измерения проводили при четырех положениях электрода (H_1-H_4 : 50; 100; 150; 200 м). По вычисленным значениям $\rho_к$ построены разрезы кажущихся сопротивлений по профилям наблюдений и планы $\rho_к$ при разных положениях точки заряда.

На рис. 1 приведен разрез кажущихся электросопротивлений по профилю 3. По вертикали отложена глубина заземления питающего электрода. От 11 пикета на запад и в глубь разреза прослеживается электропроводная зона, соответствующая хорошо проводящему участку сланцев. Выявленная электропроводная зона начинает распадаться в районе скважины 64 на две узкие зоны. Левая зона приурочена к хлорит-серицит-кварцевым сланцам, в которой находится рудная залежь, правая – к сланцам с повышенной анизотропией.

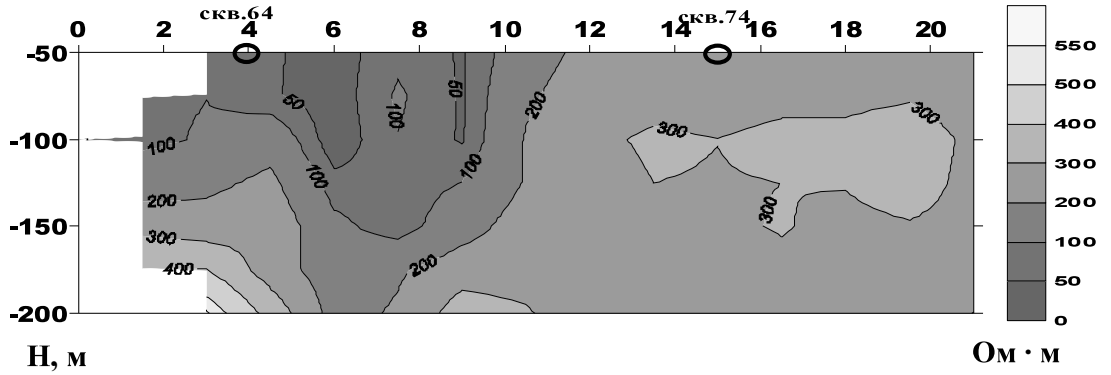


Рис. 1. Разрез кажущихся сопротивлений по профилю 3 на Чусовском месторождении. По горизонтали отложены номера пикетов

Предложенная методика позволяет получить 3D- геоэлектрические модели среды и может применяться для решения геологических и инженерно-геологических задач.

Литература

1. *Семенов М.В., Сапожников В.М., Авдеевич М.М., Голиков Ю.В.* Электроразведка рудных полей методом заряда. Л.: Недра, 1984. 213 с.

****

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ШАХТЕ ЕСТЮНИНСКАЯ

О.А. *Хачай[1], Е.Н. Новгородова[1], О.Ю. Хачай[2], А.В. Кононов[1], В.Г. Наседкин[1]* -
[1]Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2]Уральский Государственный Университет, Екатеринбург

В Институте геофизики УрО РАН разработан аппаратурно-методический и интерпретационный комплекс для изучения строения и состояния сложнопостроенной геологической среды, обладающей потенциальной неустойчивостью и способностью к перестраиванию иерархичности структуры при значительном внешнем воздействии. В основу этого комплекса положена оригинальная 3- D попланшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, опирающаяся, с одной стороны, на программно реализованную систему интерпретации 3-D переменных электромагнитных полей (Хачай, 1994; Хачай, Новгородова, 1999; Хачай и др., 2001; Хачай и др. 2003), а с другой стороны - на разработанный д.т.н. А.И. Человечковым аппаратурный ряд для проведения индукционных исследований.

При этом задача сводится:

- к поиску и идентификации зон дезинтеграции включений в слоисто-блоковом изотропном по физическим свойствам массиве,
- к слежению за их миграцией под влиянием изменения техногенных напряжений,
- к оценке состояния массива по типу включений: контакт на границах пород различного состава, либо трещиноватая среда с различной степенью влагонасыщенности,
- к фиксированию изменения состояния горного массива во времени.

Полученные результаты электромагнитного индукционного мониторинга позволяют сделать выводы:

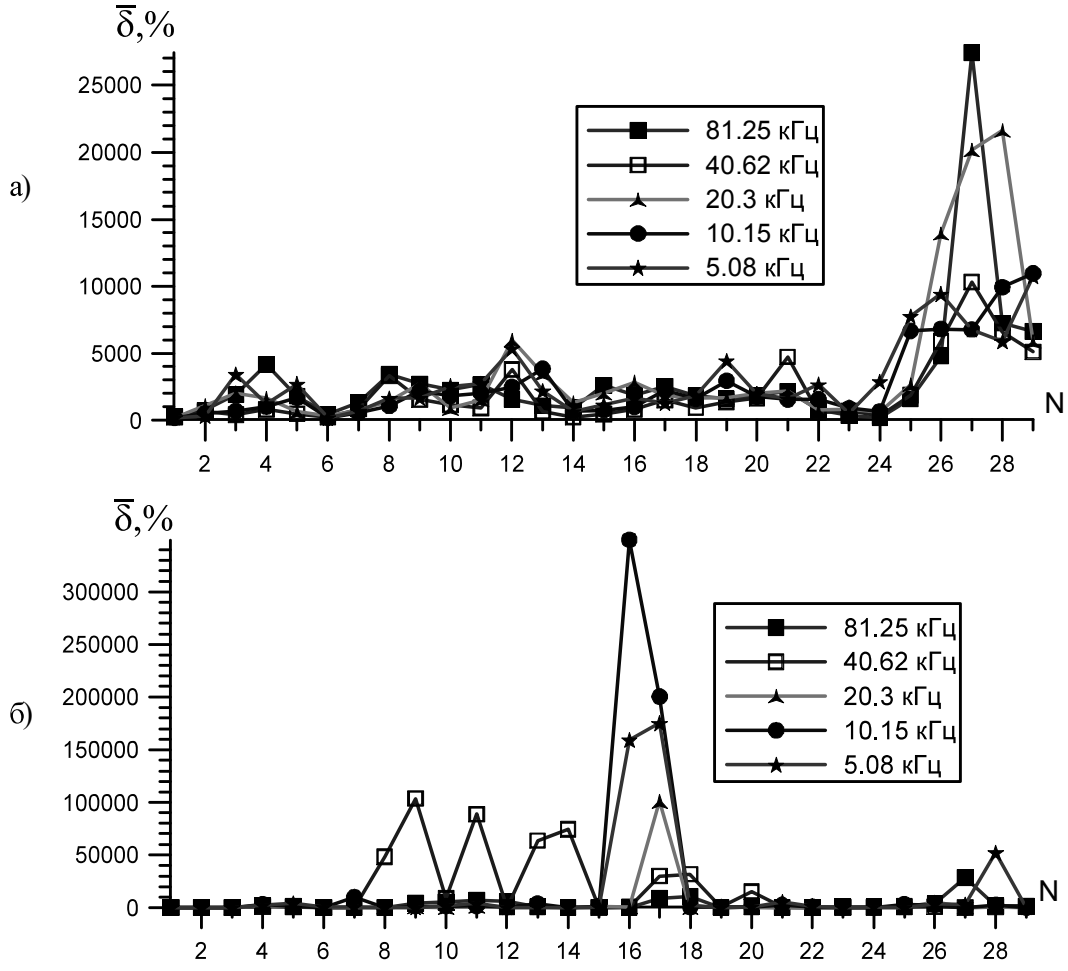
- массив горных пород представляет многоранговую иерархическую структуру, изучение динамики состояния и его структуры можно вести лишь с помощью геофизических методов, настроенных на такую модель среды;
- использование попланшетной многоуровневой индукционной электромагнитной методики с контролируемым источником и соответствующей методики обработки и интерпретации позволило проследить два иерархических уровня и выявить зоны дезинтеграции, являющиеся индикатором устойчивости массива.

По данным электромагнитного индукционного мониторинга в рамках разработанной системы мониторинга на двух удароопасных шахтах различного вещественного состава (СУБР и Естюнинская) устойчиво выявлены по морфологии концентрации зон дезинтеграции, предвестниковые признаки динамических явлений значительной интенсивности.

Полученные результаты имеют фундаментальное и прикладное значение. Впервые найден параметр косвенного геофизического мониторинга, позволяющий описывать эволюцию массива с позиции открытой динамической системы. Прикладное значение полученных результатов состоит в том, что настоящую систему мониторинга следует включить в программу работ в период крупных массовых взрывов и во время остановки шахты для

анализа переходного процесса перераспределения напряжений во время отсутствия техногенного воздействия.

Нами были совместно с электромагнитными исследованиями проведены петрофизические и геологические исследования образцов, отобранных на тех же пикетах. Этот подход был использован для анализа состояния массива полевых штреков горизонта -240 и -60. Массив полевого штрека горизонта -60 сложен в основном диоритами и монцодиоритами. Он обладает с малой частотной дисперсией упорядоченным расположением зон дезинтеграции с большими значения Spint вблизи контура выработки (в почве). Наличие массового взрыва приводит к их перераспределению между первым и вторым интервалами. Абсолютное значение этого параметра мало и близко к соответствующему параметру для профиля висячего бока горизонта -240 (июньские наблюдения). При этом массив висячего бока горизонта - 240 сложен диабазами, порфиритами, туфами, пироксен - плагиоклазами и магнетитом. Распределение Spint для полевого штрека лежачего бока горизонта -240 отличается по морфологии от Spint для горизонта -60. Воздействие массового взрыва приводит к смещению по глубине максимумов распределения Spint. При этом имеет место частотная дисперсия изменения этой морфологии. Массив представлен типами пород, представленных на рис. 1б. Профиль пересекает контакт диорит-диабаз, имеются вкрапления сиенитов и туфов. В невозмущенном состоянии массива максимум среднего параметра геоэлектрической неоднородности приходится на зону ослабленную зону контакта (рис. 1а).Однако наиболее выраженная реакция массива на техногенное воздействие проявляется в центре профиля, обусловленная не геологическим типом пород, не плотностью и влагоемкостью, а по всей вероятности перестройкой массива, которая отражается в переменных магнитных полях (рис. 1в).



в)

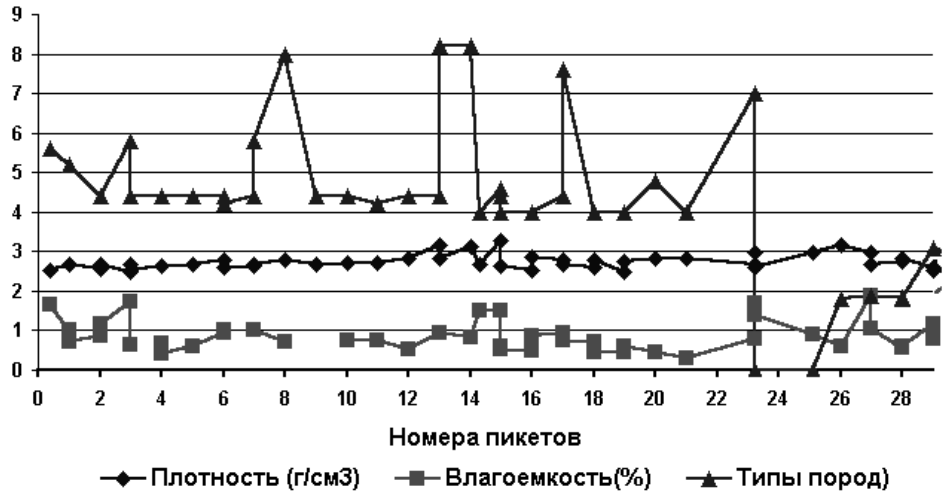


Рис. 1. Полевой штрек. Естюнинская шахта, горизонт – 240. Распределение среднего параметра геоэлектрической неоднородности для двух циклов наблюдения на пяти частотах и результаты петрофизических исследований и описание типов пород по полевому штреку: а) июнь 2005г., б) ноябрь 2005г., в) типы пород (ось ординат): 4 - 6 - диориты, 7 - 9 - монцодиориты, 0 - контакт диорит-диабаз, 2 - плагиоклазиты, 3 - сиениты

Работа выполнена по проекту «Система прогнозного мониторинга динамических явлений в удароопасных шахтах (теория, комплексная геофизическая и геомеханическая методика, натурные исследования)», координатор программы академик РАН К.Н. Трубецкой, по Интеграционным проектам с СО РАН и ДВО РАН и грантам РФФИ 07-05-00149.

Литература

Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород / О.А. Хачай, Н.П. Влох, Е.Н. Новгородова и др. // Физика Земли, 2001. № 2, с. 85 - 92.

Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменных электромагнитный полей в неоднородной коре и мантии Земли: Дис. … д.ф.-м. н. Екатеринбург, 1994. 315 с.

Хачай О.В., Новгородова Е.Н. Использование трехмерной методики электромагнитных исследований строения горных массивов // Физика Земли, 1999. № 6, с. 61 - 65.

Хачай О.В., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю. Исследование разрешающей способности попланшетной электромагнитной методики для активного картирования и моноторинга неоднородных геоэлектрических сред // Физика Земли, 2003. № 1, с. 30 - 41.

****

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОВОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВЗАИМОСВЯЗИ КОРЕННОГО ИСТОЧНИКА И РОССЫПИ АЛМАЗОВ

О.А. Хачай, О.Ю. Хачай, А.В. Кононов -

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В Красновишерском районе эксплуатируются два типа алмазных месторождений. Четвертичные аллювиальные россыпи, расположенные в руслах рек Большой Щугор, Большой и Северный Колчим, и древние погребенные россыпи, расположенные на повышенных участках рельефа, которые раньше рассматривались как месторождения, залегающие в эрозионных депрессиях. После отработки россыпных месторождений: Ишковский карьер, Северная Рассольная, Южная Рассольная, Волынка и проведения детальных геофизи-

ческих работ на самих объектах и вблизи них с использованием попланшетной электромагнитной 3Dметодики, геологические позиции месторождений этого типа стали более определенными.

Полученные сведения из геологии формирования уральских алмазоносных россыпей [1] показывают, что важнейшее требование к аппаратурно-методическому геофизическому комплексу и методике интерпретации геофизических данных для изучения строения россыпи и источников их питания - принципиально новая разрешающая способность методов в условиях отсутствия априорной информации об исследуемом участке. Это достигнуто в рамках разработанной в Институте геофизики УрО РАН попланшетной методики электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, которая используется для картирования и мониторинга сложно построенных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) варианте [2 - 8] (разработчик аппаратуры МЧЗ-12 - д.т.н. А.И. Человечков). Адаптация этой методики к подземным исследованиям в шахтных выра-

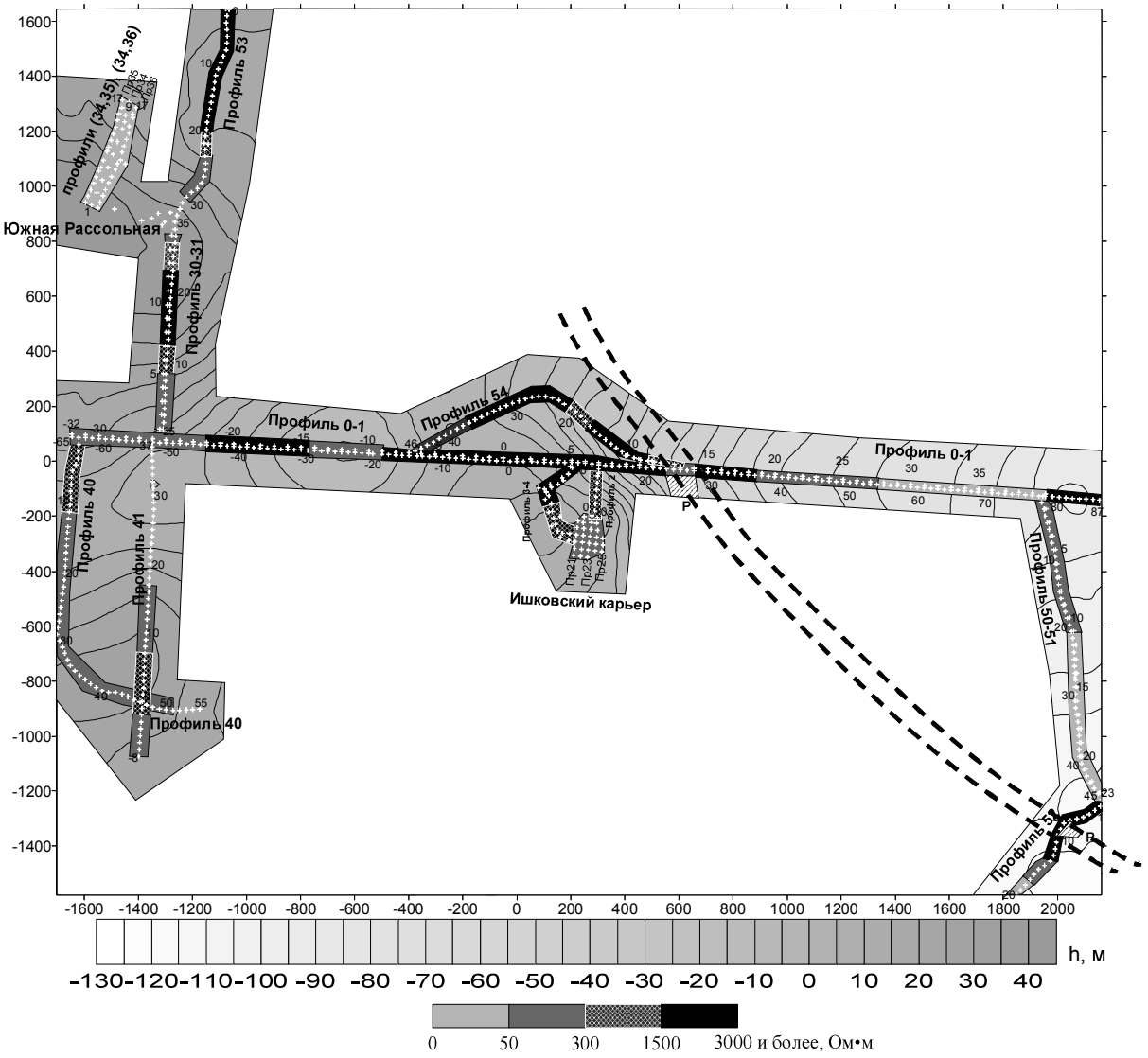


Рис. 1. Схема геолого-геофизических особенностей строения и топографический план участка алмазоносных отрабатываемых россыпей: цифрами на профилях обозначены номера пикетов, точками обозначены точки наблюдения через 25 м. Буквой Р обозначено положение разлома, картированного геофизическими наблюдениями и подтвержденного геологическими данными при его пересечении профиля 0 - 1 и профиля 52

ботках для определения структуры массивов горных пород, состояния и их динамики при техногенном воздействии позволила провести объемные геофизические исследования в геологической среде и выявить основные структурные факторы и критерии состояния геологической среды.

Полученные результаты с использованием этой технологии позволили установить важный морфологический фактор: алмазоносные площади в виде россыпных месторождений тяготеют к высокоомным структурам, которые либо сами являются питающими источниками, либо являются структурами, заграждающими распространение и дальнейшее перемещение алмазов. Эти структуры картируются до глубин 70 - 100 м и глубже (рис. 1).

Применение методов, используемых обычно для глубинных исследований, не позволяет выделить их с достаточной разрешающей способностью. Получается довольно однородный по сопротивлению разрез, который является следствием интеграции высоко и низкоомных структур.

В дополнение нами были проведены параметрические электромагнитные исследования в рамках той же технологии в кимберлитовых шахтах «Интернациональный» и «Айхал». Полученные геоэлектрические разрезы в кимберлитовых толщах являются высокоомными с сопротивлением, сопоставимым с сопротивлением высокоомных структур, контролирующих отрабатываемые россыпи. Кроме того, примененная технология позволила выявить новые депрессии, тем самым расширить область возможной добычи алмазов. Одна из них подтверждена детальной геологической скважинной заверкой. Расположена она на площади россыпи Северная Рассольная [3].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 04-05-64136.

Литература

1. Геолого-геофизическое строение Уральских палеозойских алмазных россыпей и поиск их связи с питающими источниками / В.Н. Анфилогов, О.А. Хачай, Г.Г. Кораблев и др. // Известия вузов. Геология и разведка. 2005, № 6, с. 20 - 30.

2. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н.* Опыт площадных индукционных исследований резконеоднородных геоэлектрических сред // Физика Земли, 1997. № 5, с. 60 - 64.

3. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Бодин Вд.В.* О проблемах малоглубинной геоэлектрики и некоторых результатах их решения // Физика Земли, 1999. № 5, с. 47 - 53.

4. *Хачай О.А., Дружинин В.С.* Комплексирование трехмерных методов сейсмических и электромагнитных исследований для решения задач мониторинга // Разведка и охрана недр, 2000. № 2, с. 22 - 24.

5. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю.* Картирование трехмерных проводящих зон с использованием площадных систем наблюдения в рамках 3- D частотно-геометрической методики // Геология и геофизика, 2000. Т. 41, с. 1331 – 1340.

6. Комплексный геолого-геофизический подход к изучению процесса россыпеобразования на флангах Лобвинского месторождения платины / О.А. Хачай, В.П. Молошаг, О.Ю. Хачай и др. // Геофизический журнал НАН Украины, 2005. Т. 27. № 4, с. 53 – 62.

7. *Hachay O.A.* The three - stage concept of common interpretation for 3-d electromagnetic and seismic fields and some results of it's practical realization // Engineering and environmental geophysics for the 21-st century. 1997. China, Chengdu. P. 286 – 292.

8. *Hachay O.A., Bodin V.V., Novgorodova E.N., Hachay A. Yu.* A new complex near - surface electromagnetic and seismic technique for 3 - d research of inhomogeneous and unstationary medium // Engineering and environmental geophysics for the 21-st century. 1997. China, Chengdu. P. 181– 189.

9. Опыт геолого-геофизического изучения строения алмазоносной россыпи и поиска первичных источников алмазов / В.Н. Анфилогов, О.А. Хачай, Г.Г. Кораблев и др. // Разведка и охрана недр, 2005. № 3, с. 27 - 32.

****

«КВАДРУПОЛЬНАЯ» УСТАНОВКА ДЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ИНДУКЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Б.М. Чистосердов - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При проведении индукционных электроразведочных работ нередко возникают ситуации, когда чувствительности традиционных методов оказывается недостаточно. Для повышения чувствительности измерений применяют установку [1], которая позволяет фокусировать первичное магнитное поле на заданной глубине. Это позволяет уменьшить вклад верхних слоев разреза в измеряемый сигнал, в результате чего относительно возрастает доля сигнала, генерируемая исследуемым объектом. Однако, если исследуемый объект перекрыт достаточно мощным низкоомным слоем, обнаружение такого объекта представляет известные трудности.

В работе рассматривается установка (рис. 1), позволяющая с помощью частотного зондирования обнаруживать проводящие слои в разрезе, где исследуемый горизонт перекрыт низкоомным слоем.

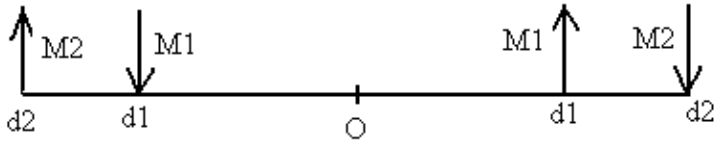


Рис. 1. Схема «квадрупольной» установки

Предлагаемая установка состоит из двух магнитных «квадруполей», имеющих общий центр в точке «О», где находится датчик измерительного прибора. Термин «квадруполь» в данном случае является условным, так как в электродинамике квадруполем называют два равных по величине и противоположно направленных магнитных момента, расстояние между которыми бесконечно мало. Магнитные моменты располагаются на одной линии симметрично относительно центра установки на расстояниях d1 и d2, как показано на рис. 1. В дальнейшем эта установка будет именоваться как «квадрупольная» установка (КУ).

Основным достоинством КУ является возможность компенсировать в точке измерения магнитное поле, возбуждаемое верхними слоями. Наиболее наглядно процедуру компенсации можно проиллюстрировать на низких частотах. Рассмотрим низкочастотное приближение для горизонтальной компоненты магнитного поля, измеряемого в центре установки, тогда при соблюдении условия M1/d1 = M2/d2 для трехслойного разреза можно написать:

$$B_r = -\frac{i\omega\mu^2 M1}{8\pi d_1}\{\sigma_1(\frac{2h_0}{((2h_0)^2+{d_1}^2)^{0.5}}-\frac{2h_0}{((2h_0)^2+{d_2}^2)^{0.5}})+$$
$$(\sigma_2-\sigma_1)(\frac{2h_1}{((2h_1)^2+{d_1}^2)^{0.5}}-\frac{2h_1}{((2h_1)^2+{d_2}^2)^{0.5}})+$$
$$(\sigma_3-\sigma_2)(\frac{2h_{12}}{((2h_{12})^2+{d_1}^2)^{0.5}}-\frac{2h_{12}}{((2h_{12})^2+{d_2}^2)^{0.5}})\}.$$

где h_0 - вертикальная координата источника и точки измерения, h_1 и h_2 - мощности первого и второго слоя, $h_{12}=h_1+h_2$.

На практике отношение $2h_0/d1<0.01$, в результате чего влияние верхнего слоя разреза на результаты измерений оказывается ослабленным более чем в сто раз. Если необходимо уменьшить влияние второго слоя на измеряемую величину B_r, то для этого достаточно

увеличить d_1 настолько, чтобы выполнялось соотношение $2h_{12}/d_1 << 1$. Таким образом, рассматриваемую индукционную установку можно эффективно использовать в ситуациях, когда верхние слои разреза обладают пониженным сопротивлением. В этом случае уменьшение в измеряемом сигнале вторичного магнитного поля, генерируемого в верхних слоях разреза, приводит к относительному увеличению доли сигнала, генерируемого изучаемым объектом, т.е. чувствительность КУ оказывается выше по сравнению с установками, в которых отсутствует ослабление экранирующего влияния верхнего слоя.

В качестве примера на рис. 2 приведены частотные зависимости кажущегося сопротивления, определенные по реальной составляющей измеряемого магнитного поля.

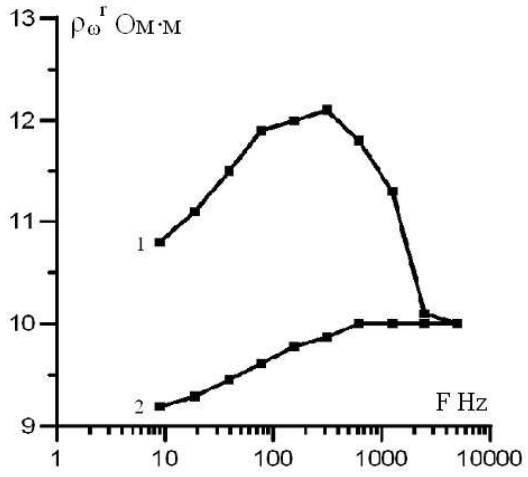


Рис. 2. Частотная зависимость кажущегося сопротивления для типичного разреза востока Курганской области

Кривая 1 получена при d1 = 40 м для разреза $\rho_1 = 10$ Ом·м, $\rho_2 = 30$ Ом·м, $\rho_3 = 8$ Ом·м, $h_1 = 40$ м, $h_2 = 50$ м, а кривая 2 соответствует разрезу, в котором $\rho_2 = \rho_1$.

Литература

1. *Чистосердов Б. М., Человечков А. И., Байдиков С. В.* Способ индукционного вертикального зондирования. Патент № 2230341. 2004.

****

Семинар «ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

РОЛЬ МЕТРОЛОГИИ ПРИ ЭКОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ

А.М. Блюменцев[1], А.В. Николаев[2], И.А. Лучин[3], А.Е. Синельников[3], И.М. Хайкович[3] -
[1]ВНИИГеосистем, Москва
[2]ИФЗ РАН, Москва
[3]ВИРГ-Рудгеофизика, С-Петербург

29 сентября 1999 г. Постановлением Правительства РФ утверждена Федеральная целевая Программа «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации», основным заказчиком - координатором которой является Министерство РФ по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям (ЧС) и ликвидации последствий стихийных бедствий, а в числе основных Заказчиков выступают: то же Министерство и Российская академия наук.

В указанной Программе не введен предусмотренный ранее раздел «метрологическое обеспечение», поэтому необходимо рассмотреть проблему экомониторинга с точки зрения метрологического обеспечения при решении поставленных Программой задач.

1. В последние годы резко возрос интерес к вопросам, связанным с экологией геологической среды как среды обитания человека. Проведенный анализ многочисленных публикаций на эту тему показывает, что, несмотря на частные успехи в данной области знаний, до сих пор нет единой концепции экогеологического мониторинга. Это связано с тем, что большинство исследователей в каждом конкретном случае решают свои частные задачи и очень редко привлекают комплекс методов для изучения экологической обстановки. Примером такого одностороннего подхода может служить радиационный мониторинг в районах действующих АЭС - по измерениям радиационной составляющей только вблизи АЭС, или мониторинг подземных вод - по результатам измерений электрических полей, мониторинг землетрясений - по измерениям напряжений в земной коре и т.д. В то же время все эти измерения являются частью единой системы экогеологического мониторинга и измерение только одной составляющей без учета конкретной геологической обстановки приводит к потере важной и подчас невосполнимой информации об изменении геологической среды в целом. Последствия такого однобокого мониторинга не могут привести к предсказанию не только катастрофических, но подчас и чрезвычайных ситуаций.

2. Катастрофические или чрезвычайные явления в литосфере (точнее - в ноосфере), вызванные как природными (естественными), так и техногенными причинами, по скорости их проявления и по природе можно условно разделить на «эволюционные», которые связаны с накоплением вредных веществ в земной коре и в атмосфере, и «революционные» («взрывные»), которые обусловлены выделением больших количеств энергии за сравнительно короткие промежутки времени. Типичные проявления «эволюционных» катастроф обусловлены загрязнением окружающей среды бытовыми отходами селитебных территорий и промышленных предприятий техногенными объектами. К «революционным» следует отнести катастрофы, вызванные природными факторами - землетрясения, цунами, смерчи и пр., а также события, связанные с недостаточным учетом состояния геологической среды при проектировании и строительстве крупных промышленных объектов. Ко второй группе необходимо отнести также последствия ядерных и крупных промышленных взрывов, производимых в различных целях.

3. Процесс «подготовки катастрофы» сопровождается, как правило, медленным изменением параметров геофизических (геохимических) полей и потому прогноз катастроф естественно строить на основе изучения характеристик различных геофизических и геохимиче-

ских полей в пространстве и во времени. Каждый вид катастрофы влияет на изменение комплекса геофизических параметров, но это влияние в количественном отношении, как правило, различно для различных геофизических полей и в различных участках одного и того же геологического района.

4. Прогноз катастроф невозможен без организованного мониторинга. Наиболее действенный экологический мониторинг раннего предупреждения можно организовать только на основе физико-химических (геохимических и геофизических) методов, которые легко поддаются стандартизации и автоматизации.

5. Одной из важнейших задач экогеомониторинга является оптимальное размещение точек наблюдений (комплексных наблюдательных станций - КНС), выбор шага временной дискретизации измерений наблюдаемых изменений геолого-геофизических параметров, их интерпретация и классификация. Надо, следовательно, правильно разместить точки наблюдений и научиться различать и классифицировать наблюденные изменения. В целом же прежде, чем приступить к организации экогеофизического мониторинга, необходимо дать ответ на следующие вопросы:

где измерять - в какой сфере и в какой точке геологической среды организовать наблюдения;

что измерять - перечень подлежащих измерению параметров геофизических полей и требуемая точность измерений;

чем измерять - требования к аппаратуре, которые обеспечили бы измерение параметров с гарантированной точностью;

как измерять - методы и технология измерений каждого параметра (в том числе режимы наблюдений, периодичность и т.п.);

когда измерять - время, наиболее благоприятное для проведения измерений.

Для ответа на все эти вопросы следует знать физические причины (явления), вызывающие катастрофы, и выбрать места, где изменения параметров геофизических полей проявляются наиболее отчетливо. Требования к выбору мест проведения измерений (полигонов) и к их оснащению должны быть составлены с учетом того, что информация только тогда будет наиболее полезна, если она характеризует состояние изменения геофизических полей на больших площадях.

6. В процессе мониторинга будет получен огромный материал, который должен быть сконцентрирован в одном центре и подвергнут глубокой и всесторонней (комплексной) обработке. Следовательно, необходимо:

- организовать сбор и хранение информации;
- разработать приемы комплексной интерпретации информации.

7. В целом концепция оптимального экогеофизического мониторинга требует решения следующих задач:

- разработка признаков экогеологического районирования;
- выбор оптимальных параметров для регистрации изменений геофизических полей в установленном экогеологическом районе;
- выбор технологии измерений (расположение КНС в пространстве, временные режимы измерений, допустимые погрешности измерений отдельных параметров);
- разработка аппаратуры, которая удовлетворяет требованиям технологии измерений и обеспечивает сбор и обработку получаемой информации;
- разработка основных принципов интерпретации получаемых данных - на основе изучения взаимосвязи изменения геофизических характеристик среды с изменением ее экогеологических параметров,
- создание центров по сбору и комплексной обработке информации.

8. На всех этапах процессов организации мониторинга большое внимание следует уделять научно-обоснованному и строго регламентированному **метрологическому обеспече-**

нию - установлению и применению научных основ, технических средств, правил и норм, необходимых для достижения требуемого качества измерений. Без этого практически невозможно проводить сравнение результатов измерений на различных полигонах даже в пределах одного и того же экогеологического района и, следовательно, интерпретировать полученные материалы, делать сколь-либо достоверные выводы, давать надежные прогнозы развития экогеологических процессов как в отдельном районе, так и, тем более, в глобальном масштабе.

Естественно, что организация мониторинга должна проводиться совместно с органами, осуществляющими санитарно-гигиенический контроль, контроль за состоянием растительного и животного мира (биологический контроль) и т.д.

9. В преамбуле к Программе сказано, что «На территории РФ сохраняется высокий уровень угрозы ЧС природного и техногенного характера и тенденция роста количества и масштабов последствий ЧС, что заставляет искать новые решения проблемы защиты населения и территорий от ЧС, предвидеть будущие угрозы, риски и опасности, развивать методы их прогноза и предупреждения». В связи с этим и изложенным выше следует признать, что утверждение Правительством РФ Федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации» является весьма своевременной акцией.

При перечислении цели и задач Программы, в частности, отмечается необходимость создания и развития научно-методической основы управления рисками возникновения ЧС, формирования методической базы для обеспечения государственного контроля и нормирования рисков возникновения ЧС, создания и развития системы прогнозирования и мониторинга ЧС, развития системы информационного обеспечения управления рисками возникновения ЧС, разработки и внедрения передовых технологий и инженерно-технических средств для ликвидации ЧС. Решение указанных задач основано на измерении параметров, характеризующих изменение характеристик окружающей среды. В связи с большим разнообразием таких параметров и разнообразием применяемой аппаратуры, первостепенное значение должно быть уделено метрологическому обеспечению - с целью обеспечения единства и требуемой точности измерений. К сожалению, этот вопрос в Программе не нашел своего четкого отражения. К тому же, без метрологического обеспечения невозможно разработать методическую базу государственного контроля и нормирования рисков возникновения ЧС, практически невозможно создать систему мониторинга и прогнозирования ЧС и систему информационного обеспечения.

В первую очередь вопросы метрологического обеспечения должны стать составной частью следующих пунктов Программы: а) Совершенствование единой государственной автоматизированной системы мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций и их последствий; б) Создание сети региональных центров мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций на базе региональных центров по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий МЧС России; в) Создание и внедрение системы геоэкологического мониторинга в зонах повышенной закарстованности подработанного горного массива; г) Совершенствование и внедрение системы экологического мониторинга территорий с повышенным уровнем загрязнения окружающей среды; д) Разработка и внедрение комплекса программно-технических средств мониторинга на ядерно- и радиационно-опасных объектах; е) Создание и внедрение информационных технологий обеспечения химической безопасности населения при авариях на объектах техносферы; ж) Разработка и модернизация приборов радиационного контроля на радиоактивно-загрязненных территориях Российской Федерации.

Из сказанного следует, что решение поставленных Программой задач будет тем успешней, чем быстрее будут решены вопросы метрологического обеспечения прогноза катастро-

фических и чрезвычайных ситуаций по результатам измерений характеристик геофизических и геохимических полей. Одновременно следует обратить внимание на решение идеологических и организационных вопросов, в том числе:

1. Разработку концепции мониторинга геофизических и геохимических полей применительно к прогнозу катастрофических и чрезвычайных ситуаций и уточнение предмета «Метрология мониторинговых измерений» при прогнозе катастрофических явлений: идеология, методологии и техники экологического мониторинга в свете научных и организационных вопросов метрологического обеспечения.

2. Выработку предложений по объединению имеющихся в РФ полигонов, используемых для наблюдений за поведением геофизических полей, в единую систему мониторинга и предложения по созданию вблизи мегаполисов и крупных промышленных центров зон наблюдений - полигонов для непрерывного слежения за поведением геофизических и геохимических полей - сейсмических, акустических, магнитных, электрических, радиационных и т.д..

****

СНИЖЕНИЕ ПОМЕХ ПРИ МОНИТОРИНГЕ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА КАК КРАТКОСРОЧНОГО ПРЕДВЕСТНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

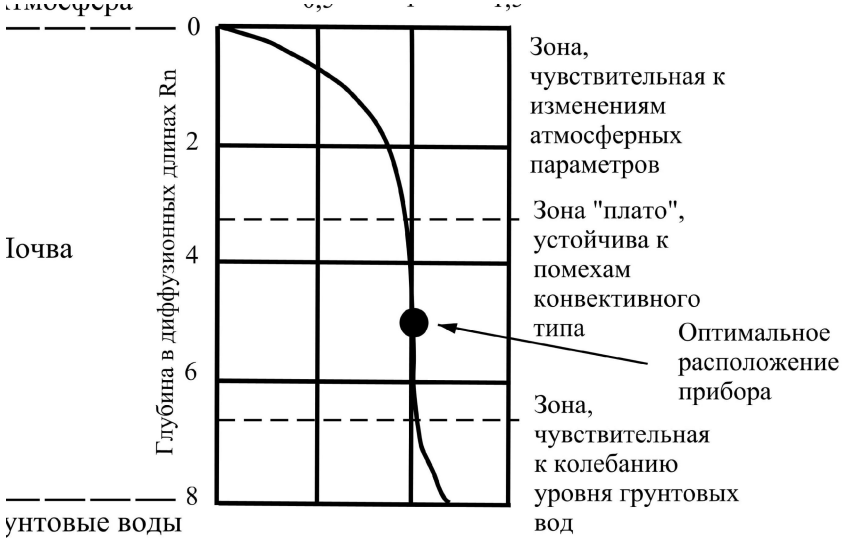
А.В. Климшин **-** Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, aklimshin@yandex.ru

Регистрация краткосрочных предвестников землетрясений возможна с помощью непрерывных измерений объемной активности (ОА) радона в почвенном воздухе. Несмотря на то, что на сегодняшний день имеется богатый экспериментальный опыт, интерпретация результатов мониторинга вызывает большие затруднения.

Для радон-мониторов, расположенных на глубине менее или равной одному метру, величина помех, вызванных вариацией метео-параметров: температуры, давления, количества осадков, а также колебанием уровня грунтовых вод, порой, оказывается большей, чем величина полезного тектонического сигнала.

Если считать, что почва представляет собой трещиновато-пористую среду, а распределение радона в почвенном воздухе удовлетворяет уравнению диффузии-конвекции, то выше перечисленные помехи (за исключением атмосферных осадков) можно представить в виде конвективных флуктуаций ОА радона около некоторого среднего значения в данной точке, характеризуемого диффузионным распределением.

Математическое моделирование позволяет выделить следующие зоны (рис. 1).



Таким образом, наилучшее расположение прибора достигается в зоне «плато» - на глубине более 3-4 диффузионных длин радона. Эта зона будет существовать только в том случае, если грунтовые воды протекают не ближе пяти диффузионных длин от дневной поверхности. Поскольку измерения на глубине нескольких метров практически трудно реализовать, можно попробовать приблизить зону «плато» к поверхности почвы искусственным способом. Это достигается при использовании непроницаемого экрана.

При расположении непроницаемого экрана на дневной поверхности непосредственно под центром экрана, вблизи поверхности, возникает зона эквивалентная расположению прибора на некоторой глубине. Увеличение размеров экрана будет равносильно увеличению глубины места расположения прибора.

Использование непроницаемого экрана позволяет поднять верхнюю границу зоны «плато», что обеспечивает увеличение запаса устойчивости к помехам конвективного типа, даже при расположении прибора на поверхности почвы. Кроме того, экран является хорошей защитой от атмосферных осадков.

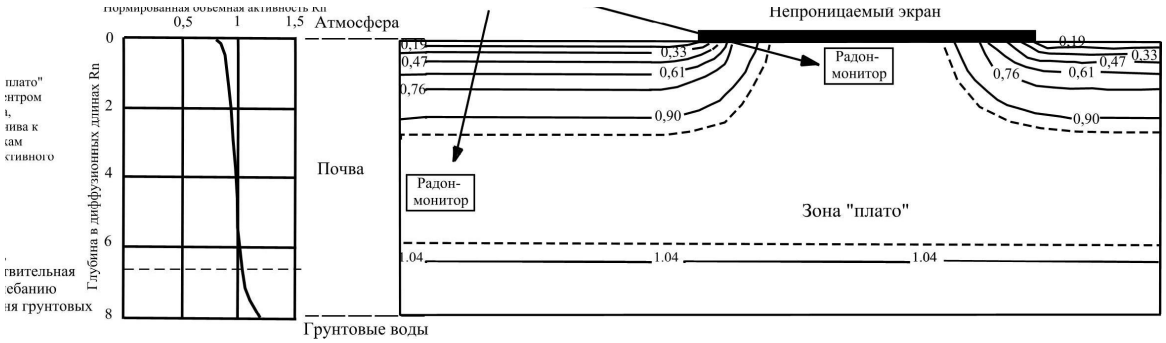


Рис. 2. Влияние непроницаемого экрана на поле ОА радона
(содержание ОА радона обозначено изолиниями)

Таким образом, вышеупомянутые помехи можно снизить либо за счет правильного расположения средства измерения, с учетом диффузионных характеристик почвы, либо при использовании непроницаемого экрана.

****

ПЫЛЕВАЯ НАГРУЗКА И УДЕЛЬНАЯ МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ПЫЛИ В ЗОНЕ ВЫБРОСОВ ПРОИЗВОДСТВА ПО ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ПЕРЕРАБОТКЕ МЕДНОЙ РУДЫ (СЛАБОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ)

А.А. Нульман -
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Пылевое загрязнение воздуха – один из компонентов антропогенного воздействия на окружающую среду. Для минимизации вреда необходима информация о пространственном распределении аэрозолей, их составе и происхождении. Приземная концентрация и состав аэрозолей динамичны, поскольку зависят от многих природных и антропогенных факторов, варьирующих в пространстве и во времени [1]. Эти вариации особенно значительны в странах с горным рельефом. Поэтому получение достоверной информации на основе непосредственных анализов проб воздуха требует осреднения больших массивов данных, что делает задачу практически нереализуемой. Однако социальная значимость проблемы требует поиска возможных путей решения. В работе [2] приведены уравнения регрессии концентраций ряда металлов в выпадениях из атмосферы на снеговой покров по отношению к концентрациям в воздухе. Уравнения получены для «ряда крупных промышленных городов».

Для разных регионов они, вероятно, будут различны, в частности, за счёт влияния загрязнителей, поступающих из более высоких слоёв атмосферы вместе с осадками. Однако предложенный путь представляется наиболее продуктивным, поскольку снег является естественным «осреднителем» массы атмосферных выпадений по времени. Исследование снега даёт информацию о загрязнителях, поступающих из атмосферных потоков. Для получения информации о приземных аэрозолях в отсутствие снежного покрова кроме атмосферной следует учитывать более локальную почвенную составляющую. Данная работа посвящена исследованию атмосферной составляющей приземных аэрозолей. Эта проблема важна для планирования землепользования на различных расстояниях от действующих в настоящее время интенсивных источников аэральных выбросов, в частности, для определения размеров санитарно-защитных зон.

При оценке санитарно-гигиенического состояния окружающей среды традиционно рассматриваются концентрации химических элементов. Однако кроме химического состава важную роль играет фазовый состав, в частности, размеры, форма и физическое состояние пылевых частиц. Очевидно, что токсический эффект поступивших в живые организмы металлов зависит от структур, в составе которых они находятся, в том числе от их электрических и, по-видимому, магнитных свойств. В работе [3] предложен физический механизм взаимодействия высокочастотных магнитных полей с присутствующими в живых организмах сильномагнитными частицами. Несмотря на то, что предложенный конкретный механизм вызывает критику [4], проблема накопления в организмах сильномагнитных частиц требует серьёзного изучения.

Сильномагнитная фракция обнаруживается в аэрозолях повсеместно. Она включает естественный компонент в виде частиц сильномагнитных минералов, антропогенные обломки сильномагнитных конструкционных материалов и блестящие сферические частицы разных размеров, имеющие рыхлую внутреннюю структуру. Последние обладают низкой плотностью и перемещаются на большие расстояния от источников [5, 6]. В их составе – силикаты и различные металлы, включая тяжёлые [6]. Характерные особенности этих частиц указывают на высокотемпературное происхождение. Они могут образовываться при сгорании метеоритов, однако значительная их часть антропогенна [7]. Высокая поверхностная плотность магнитного загрязнения в зонах влияния производств, связанных с высокотемпературной переработкой минерального сырья и твёрдого топлива (см., например, [8]), показывает, что с высокой вероятностью сильномагнитные сферические частицы поступают в атмосферу в выбросах именно этих производств.

Токсический эффект от пылевого загрязнения воздуха вызывается двумя факторами: 1) высокой концентрацией аэрозолей и 2) повышенными концентрациями загрязнителей в аэрозолях. Для оценки концентрации аэрозолей в воздухе в рамках изложенного выше подхода определяется пылевая нагрузка $P = m/St$ [кг/м^2·сутки], где m – масса пыли в пробе снега, S – площадь отбора пробы, t – количество дней со дня установления снежного покрова до дня отбора пробы. Для оценки концентраций элементов-загрязнителей в аэрозолях определяются концентрации загрязнителей в атмосферных выпадениях. Для оценки концентрации сильномагнитных частиц в аэрозолях определяется удельная магнитная восприимчивость атмосферных выпадений $\chi = (dM/dH)/m$ [ед. СИ·м^3/кг], где dM/dH – дифференциальный магнитный момент пыли в пробе снега.

Цель данной работы – провести сравнительное исследование зимней пылевой нагрузки и удельной магнитной восприимчивости атмосферных выпадений в зоне влияния выбросов, сопровождающих высокотемпературную переработку минерального сырья, и в зоне минимального загрязнения.

Наиболее подходящей моделью для исследования загрязнения такого рода является медеплавильное производство, поскольку медь относительно слабо по сравнению, например, с железом распространена в природе и может служить индикатором загрязнения.

Работа проводилась в горно-таёжной зоне Среднего Урала. Для сравнительного исследования было выбрано два участка. Участок I расположен на Киргишанском увале на расстоянии 86 – 82 км от г. Екатеринбурга. В зимний период преобладают юго-западные ветры. Ближайшие к участку источники аэрального загрязнения: на востоке – крупный железнодорожный узел (8.5 км) и медеплавильный завод (33 км), на юге и на западе – заводы по вторичной переработке и обработке металлов (соответственно 15 км и 20 км) и передвижные источники (> 1 км).

Для исследования аэрального загрязнения была выбрана зона, в которой моноисточником является Среднеуральский медеплавильный завод. Участок II заложен западнее Шайтанского увала на территории полигона Института экологии растений и животных УрО РАН. Ближайший к заводу пункт отбора проб расположен на расстоянии 5.74 км в западном направлении в 3 км от границы санитарно-защитной зоны завода, наиболее удалённый пункт – на расстоянии 12.5 км. Экологическая диагностика показала, что территория на расстояниях 5 – 12 км к западу от завода по интенсивности загрязнения воздуха относится к буферной зоне, в которой в сообществах эпифитных лишайников отмечаются отклонения от нормального состояния [9]. Буферная зона – это зона относительно слабого загрязнения, при котором в экосистеме происходят устойчивые отклонения, но уровень этих отклонений не достигает патологического. Выбранные участки характеризовались однотипным горным рельефом и имели размеры одного порядка.

Пробы снега отбирались в небольших окнах древостоя в конце зимы. Пункты отбора проб были зафиксированы по системе GPS. На участке I заложено 7 пунктов, на участке II – 3 пункта. Одна проба имела массу 1 кг и включала 3 ÷ 12 колонок, отбираемых по мини-профилям с интервалом 1 м. Пробы оттаивались на фильтрах. Определялась масса осадка на фильтрах и дифференциальный магнитный момент фильтров с осадком. Вычислялась пылевая нагрузка P и удельная магнитная восприимчивость χ.

Размеры участков были выбраны так, чтобы в их пределах интенсивность загрязнения воздуха менялась слабо, а флуктуации параметров P и χ были вызваны природными факторами. Отбор был повторён три раза – в 2000, 2003 и 2004 годах. В 2004 г. в каждом пункте было отобрано по две пробы, которые проходили лабораторную обработку в разное время. По результатам опробования для каждого года в пределах одного участка определялись средние значения пылевой нагрузки $P_{ср.}$, удельной магнитной восприимчивости $\chi_{ср}$ и коэффициенты вариации этих параметров V_P и V_χ.

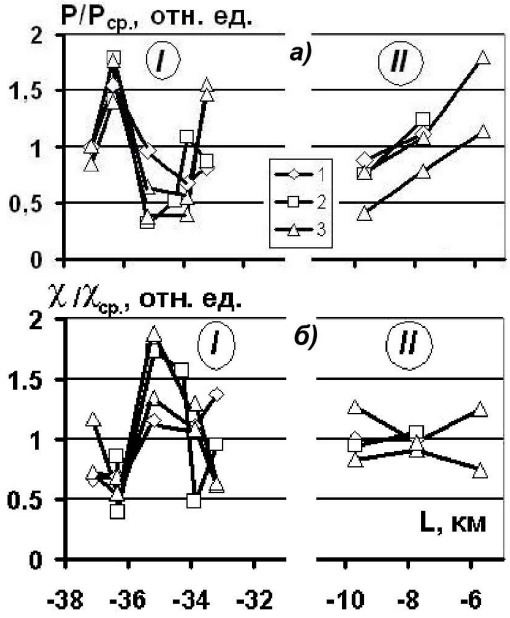


Рис. 1. Пространственные вариации параметров P и χ относительно средних значений для разных лет: а) пылевая нагрузка; б) удельная магнитная восприимчивость. I и II – номера участков. L – расстояние от источника аэральных выбросов. 1 – 2000г., 2 – 2003г., 3 – 2004г.

В таблице для каждого года представлены коэффициенты вариации пылевой нагрузки и удельной магнитной восприимчивости пыли, а также соотношения между средними значениями в пределах каждого участка. Вариабельность параметра P в обеих зонах и параметра χ в зоне минимального загрязнения практически одинакова, тогда как в буферной зоне этот показатель для параметра χ в 2.5 раза ниже, чем для параметра P и почти в 2 раза ниже, чем для параметра χ в зоне минимального загрязнения. Средние значения χ в буферной зоне в 3.5 ÷ 4.6 раза выше, чем в зоне минимального загрязнения. Средние значения параметра P в буферной зоне на 12 ÷ 28 % ниже, чем в зоне минимального загрязнения, однако вариабельность параметра превышает это понижение.

Таблица. Вариабельность параметров P и χ в пределах каждого участка и соотношения между их средними значениями

Год отбора проб	Участок I			Участок II			$\frac{P_{ср.II}}{P_{ср.I}}$	$\frac{\chi_{ср.II}}{\chi_{ср.I}}$
	Кол-во проб	V_P	V_χ	Кол-во проб	V_P	V_χ		
2000	5	0.33	0.31	2			0.88	4.6
2003	5	0.55	0.55	2			0.67	3.5
2004	10	0.51	0.44	6	0.59	0.24	0.72	4.2

Анализ пространственных вариаций параметров P и χ для разных лет показывает, что на участке I форма вариаций удовлетворительно совпадает из года в год, а отклонения частично обусловлены погрешностями эксперимента. Для участка II анализ менее достоверен из-за малого количества пунктов наблюдений. Однако с определённой долей вероятности можно заключить, что на этом участке вариации параметра P для разных лет также подобны, тогда как в вариациях параметра χ в разные годы не прослеживается сходства – отклонения от среднего значения скорее носят случайный характер.

Таким образом, для пространственно-временных характеристик распределений пылевой нагрузки в зонах минимального и слабого загрязнения не обнаружено значимых различий. Величины удельной магнитной восприимчивости атмосферных выпадений в слабозагрязненной зоне меньше варьируют и в несколько раз превышают значения этого параметра для зоны минимального загрязнения.

Представленные результаты показывают, что пылевое загрязнение атмосферного воздуха, вызванное выбросами при высокотемпературной переработке медной руды и фиксируемое значимыми изменениями в экосистеме, может не проявляться в увеличении пылевой нагрузки. В то же время это загрязнение надёжно фиксируется повышенными значениями удельной магнитной восприимчивости пыли. То есть в зоне, где экодиагностика фиксирует слабое повышение загрязнённости атмосферного воздуха, не наблюдается повышенного количества атмосферных выпадений, но обнаруживается высокая концентрация сильномагнитных частиц в этих выпадениях.

Литература

1. *Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д.* Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 181 с.
2. *Сает Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 336 с.
3. *Kobayashi A.K., Kirschvink J.L., Nesson M.H.* Magnetoreception in Organisms // Nature, 1995. V. 374. P. 123.
4. *Бинги В.Н., Савин А.В.* Физические проблемы действия слабых магнитных полей на био-

логические системы // УФН, Т. 173. № 3. С. 265-300.
5. *Шевченко В. П., Лисицын А. П., Полякова Е. И.* Распределение и состав осадочного материала в снежном покрове дрейфующих льдов Арктики (пролив Фрама) // ДАН, 2002. Т. 383. № 3. С. 385-389.
6. *Язиков Е. Г., Миков О. А.* Способ определения загрязнённости снегового покрова техногенными компонентами. Пат. 2176406 (Россия). Опубл. 27.05.04.
7. *Hunt A.* The application of mineral magnetic methods to atmospheric aerosol discrimination // Phys of the Earth and Planet. Inter, 1986. V. 42. N. 1-2. P. 10-21.
8. *Нульман А.А., Коптева Р.А.* Информативность магнитных методов для исследования загрязнения урбанизированных территорий пылевыми соединениями металлов // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2005. С. 41-42.
9. *Воробейчик Е.Л., Садыков О. Ф., Фарафонтов М. Г.* Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 280 с.

****

ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОГО БАССЕЙНА ЕКАТЕРИНБУРГА И ГОРОДОВ-СПУТНИКОВ

А.В. Овчаренко[1], А.Б. Белозеров[2], С.В. Березина[1], Б.Б. Зобнин[3], В.И. Уткин[1], В.О. Червanев[3]-
[1]Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург, ark-ovcharenko@yandex.ru
[2]Росгидромет, Уральское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Екатеринбург
[3]Уральская государственная горно-геологическая академия (УГГГА), Екатеринбург

При исследовании проблемы загрязнения воздушного бассейна существует две основные задачи. Во-первых, необходимо построить для визуального экспертного анализа и управления ситуацией динамическую картину фактического распространения моно- и поли компонентных загрязнений от известных источников. Во-вторых, необходимо какими-либо методами, независимо от служб контроля предприятий-загрязнителей получать оценку мощности всех действующих источников. При этом источники могут быть как стационарными, так и нестационарными. Одной из важнейших функций внешнего контроля нестационарных источников должна быть оценка мощности кратковременных или залповых сверхнормативных выбросов с определением примерного времени и мощности выброса. Методы решения двух названных задач существенно различаются. Первая задача традиционно относится к классу, так называемых, прямых задач и исследована по основным аспектам достаточно хорошо. Вторая задача относится к классу обратных динамических задач и является существенно более сложной и менее исследованной. Для ее решения уральскими математиками разработаны новые эффективные математические методы.

На территории исследований расположены города-спутники и поселки: Первоуральск, Билимбай, Ревда, Дегтярск, Горный Щит, Арамиль, Кольцово, Березовский, Верхняя Пышма, Среднеуральск, многочисленные промышленные предприятия которых создают мощную загрязняющую нагрузки на воздушную среду. Существующая сеть мониторинга представляет информационную основу для реконструкции пространственного распределения и динамики воздушных загрязнений. Конечной целью исследований является динамическая реконструкция интенсивности источников загрязнения и создание на этой основе рекомендаций для системы управления качеством воздушной среды. Необходимо отметить, что редкая сеть станций мониторинга не позволяет непосредственно контролировать реальное состояние воздушной среды с необходимой детальностью и

оперативностью. Более того, формальное существо задачи пространственно-временной реконструкции динамики загрязнений от стационарных источников и транспортных потоков всегда требует применения специальных алгоритмов, для получения визуальной и количественной пространственной картины загрязнения. Для контроля сложной и изменчивой картины загрязнений необходимо располагать обширной дополнительной информацией и проводить мониторинг в течении определенного времени, чтобы с учетом меняющейся метеорологической ситуации накопилась достаточная информация о действующих загрязнителях. Некоторое техническое решение проблемы контроля загрязнителей может быть, конечно, достигнуто построением сети мониторинга очень высокой плотности (тотальный контроль), либо созданием и использованием специальной системы дистанционного и детального комплексного мониторинга. Важную дополнительную информацию могут дать методы выборочного активного мониторинга мобильными постами и летательными аппаратами. В качестве альтернативного и наиболее дешевого решения проблемы может быть использована математическая, а точнее компьютерная, динамическая модель загрязнения воздушного бассейна, которая опирается на относительно редкие данные существующих станций мониторинга, кадастры объектов-загрязнителей и метеорологические данные о воздушных потоках. Методы создания и использования такой модели, а также основные результаты 2005 года по ее реализации представлены в настоящей работе.

1. Информационная основа моделирования

Информационную основу моделирования составляют экспериментальные данные нескольких видов. Это данные метеорологического мониторинга скорости воздушного потока, данные мониторинга собственно загрязнений воздуха, косвенные и вспомогательные данные, характеризующие загрязнения, рельеф местности, картографические данные, эмпирические константы и т.д. Источники этих разнообразных данных, способы их вспомогательной и основной обработки существенно отличаются.

1.1. Метеорологические данные

В настоящее время метеорологический мониторинг выполняется комплексом наземных и дистанционных методов. Информация о метеорологических параметрах для исследуемого региона реально может быть получена из нескольких источников. Во-первых, это региональные службы Росгидромета, во-вторых, это сайты специализированных центров обработки метеорологических данных. В настоящей работе были использованы при моделировании данные трех метеостанций: Екатеринбург (Метеогорка), Первоуральск (станция СКАТ, территория центрального стадиона), Ревда (Привокзальный район).

Таблица. Географические координаты метеостанций, использованных при моделировании

Метеостанция	Долгота E, град.	Широта N, град.	Высота пункта, м
Екатеринбург	60.63103333 (60°37.862’)	56.826333333 (56° 49.58’)	270
Первоуральск (СКАТ)	E59 56.327	N56 54.268	351
Ревда	E59 55.704	N56 48.662	320

Фактические ряды наблюдений метеостанций имеют различную дискретность и отдельные окна отсутствия или брака измерений. Для совместного использования данных трех станций при моделировании выполняется вспомогательная обработка (предобработка) данных.

1.2. Мониторинг загрязнения

Мониторинг загрязнения воздуха в изучаемом регионе производится территориальными службами Росгидромета. В настоящее время мониторинг выполняется двумя видами станций (постов): а) современные автоматизированные станции типа «СКАТ», которые по-

зволяют получать информацию на компьютерных носителях полностью готовую к последующей обработке; б) стационарные наблюдательные посты (СНП) предшествующего поколения позволяют оценивать только средние загрязнения с дискретностью 5 - 6 часов. Рациональное развитие инструментальной сети мониторинга является одним из основных факторов повышения качества результативной модели загрязнения воздушной среды и решения обратной задачи идентификации источников загрязнения.

Для городской агломерации Екатеринбурга наиболее актуальными для исследований в данное время являются проблемы загрязнения среды локальными стационарными промышленными источниками и транспортными потоками с нормативными и сверхнормативными выбросами окиси углерода CO, сернистого ангидрита SO_2, окиси азота NO и акролеина CH_2. Обширный список других загрязнителей воздуха насчитывает несколько десятков. Обычно принято изучать однокомпонентные модели загрязнений, поскольку источники загрязнений для различных компонентов существенно различаются. В настоящей работе все расчеты выполнены для загрязнения угарным газом (CO). Однако, все процедуры принципиально применимы и для комплексного показателя.

1.3. Дополнительные данные для моделирования

При моделировании загрязнения воздушной среды необходимо, как минимум, выполнить координатную привязку всех известных стационарных источников, основных транспортных магистралей, создать числовую модель рельефа местности и городской инфраструктуры, числовую модель ландшафтов, отличающихся параметрами поглощения, создать компьютерную картографическую основу для совмещения с моделью загрязнения при ее визуализации. Оценка поглощающих свойств природных ландшафтов составляет отдельную проблему и выполняется, в основном, расчетным путем.

Для учета неравномерности поглощения при численных расчетах используется схема поточечного учета свойств ландшафтов. Для исследуемой территории поглощение средой учитывается по предварительно созданной матрице свойств поглощения, которая геометрически в точности совпадает с результативной матрицей целевых расчетных параметров. Такая матрица свойств поглощения среды создается путем дигитализации природных ландшафтов по картографическим данным. Далее такая матрица используется в расчетной схеме. В целом можно констатировать, что формирование компьютерной базы вспомогательных данных моделирования представляет важную самостоятельную задачу, которая в определенной мере влияет на окончательный результат.

2. Физико-математическая основа моделирования

Пространственно-временная или динамическая модель переноса и накопления загрязнения воздушной среды городской агломерации Екатеринбурга строится в несколько этапов с учетом следующих основных факторов и принципов.

А) Основными источниками загрязнения воздушной среды являются промышленные и муниципальные предприятия, свалки мусора, горные отвалы и зольные склады, отдельные сельскохозяйственные предприятия, тепловые электростанции, автомобильный транспорт (транспортные потоки), в зимний сезон - котельные и печи частного сектора, в летний сезон - спорадические лесные пожары, транс региональные (дальне приносные) потоки загрязнения. Создание полного каталога этих источников загрязнения, оценка мощности всех источников, координатная привязка, определение и контроль нормативных выбросов является важнейшими и необходимыми частными задачами разработки модели.

Б) При разработке модели воздушных загрязнений используется понятие прямой и обратной задачи распространения загрязнений. Прямая задача подразумевает изучение процесса распространения загрязнения от стационарных источников с известным расположением и известной мощностью. Обратная задача, в данной работе, решается для источников с известным расположением и неизвестной мощностью выбросов. Мощность выбросов каждого источника должна быть, по возможности, определена независимо от муниципального

каталога по данным фактического мониторинга. Обратная задача может быть поставлена для стационарных во времени источников, а путем решения серии обратных задач для различных периодов может быть оценена и нестационарность источников.

2.1. Решение прямой задачи динамики распространения загрязнения

Формальной физико-математической основой моделирования для прямой задачи являются уравнение непрерывности потока загрязнения, уравнение движения Эйлера для воздушной среды, уравнение состояния среды и ряд краевых или граничных условий.

$$\begin{aligned} &\frac{\partial C}{\partial t} + div(C\vec{V}) = f \\ &\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V}, grad)\vec{V} + \frac{1}{\rho} gradP = 0 \\ &P\rho^{-\chi} = const, \quad \chi = \frac{c_P}{c_v} \end{aligned} \qquad (1)$$

где $\vec{V}$ - вектор скорости движения воздушной среды, который подчиняется уравнению во второй строке (1). Скорость движения воздушной среды изучается экспериментально путем наблюдений на сети метеорологических станций и постов; *C(x, t)* - концентрация изучаемого компонента загрязнения; *ρ(x, t)* - плотность воздушной среды; *P(x, t)* - давление, *f(x, t)* - интенсивность источников загрязнения, в данном случае функция включает также разнообразное поглощение загрязнения средой, c_p, c_v–удельные теплоемкости газа, соответственно, при постоянном давлении и постоянном объеме.

Граничные условия обычно принимаются как

$$\left.\frac{\partial C(x,t)}{\partial n} = 0\right|_{\tilde{A}} \qquad (2)$$

При этом область изучения распространения загрязнения ограничена поверхностью, которая образована снизу рельефом местности, сверху априорно выбранным уровнем, а с боков - вертикальными плоскостями. Для верхнего уровня концентрация загрязнения пренебрежимо мала (или на нем обеспечиваются условия изоляции слоя). На удаленных от источников боковых вертикальных гранях исследуемой области при отсутствии трансграничного переноса можно принять это же условие. С учетом технической реализуемости, в настоящее время можно строить модели на сетках дискретностью 0.2 - 0.5 километров. Часто при моделировании ограничиваются изучением двумерного (x, y) случая. Ниже, для первого этапа работы, также ограничимся этим случаем.

Уравнение движения Эйлера при создании модели загрязнения может быть использовано как инструмент пространственного изучения скорости воздушного потока. Сложный процесс динамики воздушного потока можно моделировать для всех или отдельных компонентов скорости или же использовать для расчетов данные, целиком полученные на основе фактических наблюдений по сети метеостанций и постов. На практике приходиться пользоваться комбинированным подходом, заменяя отсутствующие данные мониторинга вертикальной компоненты скорости воздушного потока расчетными данными. Для этого приходиться ставить и численно решать специальные краевые задачи.

Дифференциальное уравнение переноса примеси, первая строка уравнений (1), в скалярной форме с детализацией структуры источников можно записать в следующей форме:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} - w\frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}(k\frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k\frac{\partial C}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k\frac{\partial C}{\partial z}) + F + R - P - W, \qquad (3)$$

где *F* - интенсивность источников загрязнения; *R* - скорость образования загрязнения за

счет химических реакций; P - скорость уничтожения загрязнения за счет химических реакций; W - скорость выпадения примеси на подстилающую поверхность; C - объемная концентрация загрязнения; u, v, w - компоненты скорости ветра; k - коэффициент атмосферной турбулентности или диффузии.

Граничные условия детализируются в виде:

$$\begin{aligned} &при\ \ z = H_{\max}\ \ C = 0\ \ или\ \ k\frac{\partial C}{\partial z} = 0 \\ &при\ \ z = 0\ \ k\frac{\partial C}{\partial z} + wC = \beta C \end{aligned} \qquad (4)$$

где β–коэффициент аккомодации или поглощения на поверхности осаждения (зависит от характера поверхности, например, лес, водоем, поле, застройки различной этажности и др.). На первом этапе исследований этот коэффициент был принят постоянным и равным 0.05, то есть было принято условие, что 5 % всех загрязнений непрерывно поглощается средой. На данном этапе исследований 2005 года структура неоднородного поглощения учитывалась матрицей $\beta(x, y)$, которая была создана путем дигитализации карт ландшафтов и данных таблицы.

В приближении двумерной (x, y) задачи переноса и постоянном коэффициенте диффузии k, а также без учета R, P основное уравнение можно записать

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}(k\frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k\frac{\partial C}{\partial y}) - \beta C + F, \qquad (5)$$

К этому уравнению на достаточно малых сетках по (x, y, t) применим метод простых итераций. При известных функциях скорости ветра $\boldsymbol{V} = (u, v)$, мощности действующих стационарных источников $F(x, y, t)$ и параметрах k, β этот метод сходится достаточно быстро

$$C^{(n+1)} = \Delta t\left[-u\frac{\partial C^{(n)}}{\partial x} - v\frac{\partial C^{(n)}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}(k\frac{\partial C^{(n)}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k\frac{\partial C^{(n)}}{\partial y}) - \beta C^{(n)} + F\right] \qquad (6)$$

Отметим, что здесь шаг по времени Δt может не совпадать с временным интервалом, применяемым для визуализации отдельных сцен, и должен быть намного меньше.

В 2005 году при моделировании в уравнениях (5 - 6) использованы непрерывные поглощающие источники 0 - 8 % различные по площади. Кроме этого, компоненты скорости переноса вычислялись на основе данных мониторинга тремя метеостанциями.

Для расчета пространственно-временного распределения вектора скорости ветра использовались данные метеостанций Екатеринбурга, Ревды и метеопоста в Первоуральске, который был совмещен со станцией СКАТ.

Для вычисления компонентов (V_x, V_y,) скорости ветра $\vec{V}$ в произвольных пунктах расчетной сетки применялась схема линейной интерполяции по времени для каждого пункта и затем нелинейной интерполяции по пространству по всем станциям мониторинга. Проблема интерполяции по времени возникает из-за несинхронного мониторинга на разных станциях (20 минут для СКАТ и 5 - 6 часов для постов) и отсутствия наблюдений в отдельные моменты времени (сбои аппаратуры и брак наблюдений).

Линейная интерполяция параметров ветровой модели по времени выполнялась по формулам (7)

$$V(t) = V(t_1) + \frac{V(t_2) - V(t_1)}{t_2 - t_1}(t - t_1) \quad , \qquad (7)$$

где t_1, t_2 – ближайшие моменты фактических измерений к изучаемому моменту времени, $t_1 < t_2$, $|t_2 - t_1| < dt$. При больших окнах отсутствия или брака данных выполняется нелинейная весовая интерполяция в скользящем окне.

$$V(t) = \frac{\sum_{i=1}^{n} V(t_i) P(t_i)}{\sum_{i=1}^{n} P(t_i)} \qquad (8)$$

При этом вес исправной точки выбирается как

$$P(t_i) = \frac{1}{(t - t_i)^m} \qquad (9)$$

Размер окна осреднения не менее трех исправных точек.

Поскольку фактически фиксировались значения модуля скорости ветра и азимут с конечной точностью 2 м и 10 градусов, то после интерполяции может быть выполнена рандомизация с этими дисперсиями. Нелинейная интерполяция по пространству производилась по формулам (8)

$$V(j) = V_{cp} + \sum_{i=1}^{n} \frac{(V_i - V_{cp})}{r_{ij}^2}$$

$$Az(j) = Az_{cp} + \sum_{i=1}^{n} \frac{(Az_i - Az_{cp})}{r_{ij}^2} \qquad (10)$$

где j - произвольный пункт (x_j , y_j), в котором вычисляются интерполируемые параметры, V_{cp}, Az_{cp} - средние значения модуля скорости и азимута ветра по пунктам мониторинга (x_i, y_i), r_{ij} - расстояние между пунктами (x_j, y_j) и (x_i, y_i).

Исследование сходимости расчетных схем показало, что шаг сетки по времени при расчетах должен составлять порядка 10 минут (24 x 6 = 144 сцен в сутки). Для визуализации же результатов расчета достаточно использовать 1 сцену в час. Для более грубых представлений можно выполнять визуализацию расчетов 1 - 2 - 4 раза в сутки. Был исследован период времени 1.01.2005 - 15.10.2005 (около 300 суток).

Дискретность времени отсчета составила 10 мин, чему соответствует за данный период 43200 сцен воздушного потока. При расчетах были приняты меры для максимального сокращения вычислительных операций: а) линейная интерполяция по параметру времени; б) нелинейная пространственная интерполяция параметров для фиксированных станций (матрицы и средние значения интерполируемых параметров).

Принятые схемы интерполяции позволяют эффективно вычислять сглаженную модель фактического ветрового потока на любых расчетных сетках при любом числе действующих в данный момент метеостанциях.

Вопрос о выборе коэффициента k диффузионного рассеяния в формулах (3, 5, 6) решается на основе анализа дистанционных космических снимков различного разрешения и численных экспериментов по расчету модели. В целом, вопрос о выборе фактических параметров рассеяния и поглощения средой остается в данное время открытым и требует дальнейшего изучения и уточнения особенно в части сезонных вариаций.

****

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ЭКОЛОГИЯ И ЕЕ РОЛЬ ПРИ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

И.М. Хайкович[1], В.В. Куриленко[2] -
[1]ВИРГ - Рудгеофизика; С-Петербург
[2]С-Петербургский университет, Институт земной коры

Основное назначение специалистов-экологов заключается не только в фиксации экологического состояния окружающей среды, но и в умении прогнозировать и управлять техногенными процессами - в первую очередь процессами антропогенного характера, которые могут приводить к осложнению экологической обстановки. Сложность заключается в том, что в ряде случаев прогноз необходимо строить тогда, когда деятельность человека происходит в условиях сложных и практически непредсказуемых природных процессов.

В последние годы в экологии наблюдается заметное увеличение числа теоретических исследований и усиление их значения. Большое влияние на экологию как науку оказали достижения математики, физики, химии. В свою очередь экология выдвигает перед этими науками новые задачи. Математическую дисциплину, предметом которой являются математические модели экологических объектов и процессов и методы их исследования, можно назвать *математической экологией.* Основной вопрос, который в первую очередь должна решить математическая экология - это построение *математической модели* экологических процессов и объектов на основе общих представлений о том, с чего должно начинаться построение таких моделей, из каких принципов следует исходить при их построении, в чем основное содержание математической модели и т.д.

Математическое моделирование является основным средством анализа и прогноза в тех случаях, когда прямой эксперимент можно провести лишь один раз, а последствия эксперимента могут привести к необратимым последствиям. Особенно важна роль математического моделирования при исследовании крупномасштабных экологических проектов и проблем. Изучение математических моделей можно рассматривать как «модельный эксперимент», который позволяет изучать такие объекты, прямой эксперимент над которыми затруднен или эмпирически нецелесообразен, или же вообще невозможен. Как, например, эмпирически оценить экологические (климатические) последствия такого «проекта», как поворот Сибирских рек?

Возрастающее значение математического (а точнее физико-математического) моделирования в естествознании, как одного из эффективных средств познания строения и закономерностей развития явлений материального мира, обусловлено двумя особенностями. Во-первых, принципы моделирования предопределяют необходимость использования и совершенствования общеметодологического подхода к раскрытию сущности явления, а во-вторых - конкретные средства и разновидности физико-математического моделирования настолько разнообразны, что допускают раскрытие отдельных сторон объекта или процесса в «идеальных», не осложненных помехами, условиях. В настоящее время трудно найти отрасль науки, где бы не использовались принципы моделирования для исследования закономерностей изучаемых процессов и явлений. Методы математического моделирования – важнейшее средство исследовательской деятельности на современном этапе развития, а создание математических моделей - основное направление современного процесса математизации наук.

Методы математического моделирования в геофизике получили развитие во второй половине 20-го века при изучении процессов в атмосфере, гидросфере и биосфере. С помощью этих методов получены, например, важные и интересные материалы по формированию радиоактивных полей и аномалий, которые дают материал для изучения эволюции естественной радиоактивности на земном шаре и ее влияния на становление жизни на Земле и т.д. В последнее время у специалистов наблюдается стремление - освоить и применить в своих областях опыт, накопленный математиками. Но это не может происходить формально, без учета специфики и опыта в каждой области.

Приоритет использования математического моделирования для решения геологических задач принадлежит геофизикам, которые стали использовать модельные представления с момента зарождения геофизических методов в геологии, а именно, с 20-х годов прошлого столетия. Пример - понятие возмущающего объекта как некий объем геологического пространства, ответственного за формирование «аномальной» составляющей физического поля. Это понятие было положено в основу расчета ожидаемых аномальных эффектов и широко используется в настоящее время. Расчеты «аномалий» помогают корректировать представления о реальных источниках и причинах формирования тех или иных явлений. Внедрению методов моделирования широко способствовало повсеместное использование вычислительной техники. Построение моделей связано с использованием разнообразных математических методов и способов обработки и интерпретации. В большинстве случаев по-

строить математическую модель и проанализировать ее возможности, в приемлемые для практических нужд сроки, практически невозможно без применения современного математического аппарата и вычислительной техники.

Большой вклад в становление и развитие моделирования и его применении при решении широкого круга геологических задач внесли представители Иркутской школы во главе с проф. Г.С. Вахромеевым, который впервые сформулировал понятие физико-геологической модели (ФГМ) объекта геофизического изучения - как «систему абстрактных возмущающих тел, которая аппроксимирует естественный объект с необходимой для моделирования этого объекта детальностью и отражает структуру, размеры, форму, физические параметры (свойства) и соответствующее им распределение физических (геофизических, геохимических) полей, которые, в свою очередь, отражают аномальные характеристики (функции) объекта». Это определение является одинаково пригодным для аппроксимации любого блока земной коры, нефтегазовой структуры, рудного поля, месторождения, разновидности геологических пород и любых структур, представляющих интерес для исследователя. Аналогично можно определить «физико-экологическую модель геологического объекта» (ФЭМ) как *систему абстрактных возмущающих тел, аппроксимирующих естественные объекты применительно к оценке экогеологической обстановки.* В такой формулировке ФЭМ объекта отражает взаимосвязь свойств моделируемого геологического объекта с регистрируемыми в его окрестности геофизическими и геохимическими полями, которые в той или иной степени влияют на экологическую обстановку объекта.

Для описания и построения математических моделей используют класс таких абстрактных объектов как числа, векторы и отношения между этими объектами. И задача специалиста - установить правила соответствия, связывающие исследуемые характеристики (параметры) физических объектов с определенными математическими объектами и их отношениями. Только в этом случае построенная математическая модель будет подходящим образом воспроизводить интересующие исследователя аспекты физической ситуации. В основе практически всех принципов построения математической модели обычно лежит закон сохранения (сохранение баланса) – как основа любой физической модели. По своей сути это есть не что иное, как законы сохранения масс и энергии. Сама же *математическая модель – это упрощенная версия реального мира, выраженная с помощью математических символов*. Очевидно, что при построении математической модели следует, прежде всего, из общего числа мыслимо допустимых характеристик объектов и процессов выделять те, которые являются реально определяющими. Математические модели, которые дают максимально подробное описание сложных экосистем, называют *имитационными.* В отличие от них, *качественная* математическая модель должна учитывать как можно меньше второстепенных деталей. Качественные модели позволяют выявлять общие экологические закономерности, вскрывать основные механизмы (факторы), управляющие развитием экосистем, определяют запреты, которые нельзя нарушать при имитационном описании всей экосистемы или отдельных ее подсистем.

Перевод большинства экологических задач на математический язык достаточно труден. Это связано с тем, что экологические процессы с точки зрения формализма менее изучены, чем, например, физические или химические. В то же время, метод математического моделирования представляет собой мощный инструмент количественного и качественного анализа и оценки изменений характеристик окружающей среды под воздействием различных природных и, что особенно важно – техногенных факторов. И если математическая модель достаточно точно имитирует действительность, сохраняя основную структуру реального процесса или явления, то мы получаем неограниченные возможности для экспериментирования – путем, например, введения новых факторов и исследования их влияния на изучаемую систему.

Математические модели в экологии полезны тогда, когда они объясняют что-то непо-

нятное, предсказывают возможные пути развития экосистем и условия, при которых будет обеспечена как устойчивость самой экосистемы, так и ОС, или же подсказывают постановку и проведение новых экспериментов.

Формированию математической модели неизбежно предшествует формирование физической (физико-экологической) модели, которая адекватно отражает процесс формирования экологической обстановки. Такая ФЭМ является концептуальной и отражает представление исследователя о физико-геологических особенностях (о механизме) процесса. Построенная на ее основе математическая модель дает описание физического процесса с помощью математических символов - в виде систем дифференциальных (интегро-дифференциальных) или алгебраических уравнений. Естественно, что математическая модель зависит от степени и полноты формализованности процесса и знаний о параметрах, описывающих процесс. Обе модели (физико-экологическая и математическая) взаимодополняют друг друга и представляют собой, по существу, две стороны процесса математического моделирования в экологической геологии. В частности, такой подход в случае, если наблюденное поле существенно отличается от модельного, позволяет уточнять и дополнять как содержательную сторону ФЭМ (концепцию), так и ее математическую формулировку. Однако при построении физико-математических моделей следует иметь в виду немаловажную особенность: в отличие от физического эксперимента, когда можно «управлять» исходными параметрами, в экогеологии приходиться иметь дело со случайными величинами, результат количественной оценки которых во многом зависит от подхода (и искусства) исследователя (экспериментатора) к изучаемому событию (явлению). В этих условиях получение объективных данных методами математического моделирования представляет собой весьма важную задачу.

В экогеологии, когда речь не идет об исследовании тонких физических процессов, во многих случаях достаточно изучить основные закономерности поведения геофизических и др. полей в условиях, максимально приближенных к условиям измерений в полевых условиях и более или менее адекватно отражающих эти условия. Поэтому при выборе ФЭМ обычно исходят из определенных идеализированных представлений о природе явлений, а при построении математической модели – из возможности ее достаточно быстрого исследования с помощью современных методов математической физики и вычислительной техники. При этом, очевидно, нет необходимости стремиться построить математическую модель, точно воспроизводящую физический процесс, поскольку в принципе невозможно учесть все особенности природных объектов. Речь может идти о выявлении основных закономерностей в условиях, свободных от влияния мешающих факторов. Последнее весьма существенно, поскольку любой физический эксперимент в той или иной мере осложнен мешающими факторами.

Моделирование в экогеологии играет важную роль в технологическом процессе (в технологии) исследования экогеологической обстановки. В соответствии с принятой в настоящее время методологией формирование технологического процесса обычно проходит через три стадии:

формулировка задачи (1)

↓

разработка теоретических основ (2)

↓

разработка методики и выбор (разработка) аппаратуры для практической реализации (3).

В соответствии с этой последовательностью ФЭМ, воспроизводящую физическое поле, адекватное исследуемому (геофизическому, геохимическому и т.д.) полю реальных объектов, следует сформировать на первой стадии при формулировке задачи. На практике исходным пунктом является обычно эмпирическая ситуация, которая ставит перед исследователем «задачу», на которую следует дать «ответ». Например, как скажется на окружающей среде разработка месторождения, строительство АЭС и т.п. При этом реальные ситуации редко бывают

четко охарактеризованы, а сложные взаимодействия и процессы в окружающей среде делают точное описание весьма затруднительным. Для физического явления процесс схематизации (или идеализации) играет решающую роль, поскольку в реальном процессе участвует множество факторов. Физическая модель отражает наши представления о формировании экологического пространства и характеризующих это пространство параметрах.

Теоретическое осмысление физической модели, проводимое на второй стадии, находит свое отражение в математическом моделировании. Процесс математического моделирования можно условно разделить на моделирование физического процесса и моделирование процесса измерений. Самая трудная задача в процессе моделирования – это перевод наиболее важных, выявленных в процессе анализа, явлений или факторов на язык математических понятий и постулирование или обоснование связей между ними. Всегда надо помнить, что математическая модель представляет собой упрощение реальной ситуации. Но в этом упрощении следует опускаться только до определенного предела, когда несущественные признаки отбрасываются, а исходная ситуация сводится к идеализированной задаче, поддающейся математическому анализу.

Важное решение, которое надо принять в самом начале моделирования, относится к природе математических переменных. По существу эти переменные делятся на два класса. В один класс входят т.н. детерминистские переменные, которые поддаются (хотя бы теоретически) точному измерению, а во второй - т.н. стохастические, которые никогда не могут быть точно измерены и носят случайный характер. При постановке методов исследования экологической обстановки исследователь должен иметь четкое представление о том, какую информацию несет тот или иной параметр в условиях, не осложненных помехами, какую нагрузку создает исследуемая характеристика (например, ионизирующее излучение) на окружающую среду (на живую природу). Это позволит прогнозировать изменение геофизических параметров при изменении состава и свойств среды.

Таким образом, в основе формирования математической модели лежит ФЭМ, и даже в простейших случаях математическая модель не может быть сконструирована без опоры на ФЭМ, более или менее адекватно отражающую действительность.

Анализ природных процессов с научной точки зрения представляет собой постановку и решение определенной серии задач, способствующих расшифровке этих процессов с целью возможного предсказания дальнейшего его развития. Сам процесс моделирования состоит из шести этапов:

- выбор физической модели, наиболее адекватно отражающей физический процесс (физическое моделирование);
- математическое описание физического процесса в виде системы уравнений и граничных условий (математическое моделирование);
- анализ математической модели с целью выявления параметров, описывающих физический процесс;
- исследование математической задачи (решение) с целью установления зависимостей физических полей от параметров, характеризующих эти поля, и от начальных и граничных условий;
- проверка адекватности математической модели на основе критерия практики - путем сопоставления результатов расчетов с реальной ситуацией, и при необходимости – уточнение модели;
- использование результатов математического моделирования для прогноза.

Из сказанного следует, что важную роль в анализе природных процессов играет понятие «математическая модель» - как математическое описание реальных процессов, помогающее проводить анализ этих процессов и делать предсказания. Математическая модель – это по существу упрощенная версия реального мира, выраженная с помощью математических символов. Если модель с достаточным приближением имитирует действительность, то

с ее помощью можно проигрывать различные ситуации, изменяя параметры модели и вводя в нее новые параметры. Это позволит предсказывать развитие исследуемого процесса и выявлять условия, при которых процесс будет развиваться в нужном направлении и, что очень важно – в отсутствии мешающих факторов.

Таким образом, математическая модель:

- устанавливает наиболее вероятные соотношения между исследуемыми величинами;
- позволяет выявить наиболее существенные характеристики процесса, отбросив несущественные;
- позволяет осуществить прогноз.

Для математического моделирования экологических объектов, процессов и явлений применяют два подхода – *детерминистский* и *стохастический* (статистический), в соответствии с чем различные модели процессов можно разделить на две категории:

1. *детерминистские* (детерминированные) *модели*, в которых каждая переменная или параметр могут принимать определенные фиксированные (или ряд фиксированных) значений,

2. *статистические (вероятностные или стохастические) модели*, в которых переменные и параметры, используемые для описания связей между входом и выходом, а также структура этих связей, точно не известны.

Если обозначить через $x(t)$ [$y(t)$, $z(t)$ ...] конкретное значение физической величины, а через $X(t)$ [$Y(t)$, $Z(t)$,...] - возможные исходы этой величины, то представление о потоках информации в детерминированных моделях и в статистических (когда детерминированная модель содержит случайные параметры или исходная модель носит статистический характер), можно получить из рис. 1.



Рис. 1. Схематическое изображение формирования детерминированных и статистических моделей

Детерминистские модели учитывают основные характеристики моделируемых явлений и позволяют выявить долговременную тенденцию их развития, в то время как стохастические модели в состоянии учесть случайные флуктуации в этой тенденции и оценить вероятность их проявления.

Преимущество при экологических исследованиях детерминистского моделирования связано с тем, что такие модели удобнее и во многих случаях позволяют с помощью методов математической физики (которые достаточно хорошо разработаны) описать основные физические (геофизические) закономерности. Детерминистские модели (их иногда называют «модели явлений переноса» или «модели состояния») основаны на идеологии законов сохранения (или на физических (физико-химических) принципах), их формулировка требует большой априорной информации, а для их описания используют дифференциальные (интегральные или интегро-дифференциальные) уравнения или системы уравнений и граничных условий, которые отражают физические (петрофизические) и морфологические свойства объекта. Последующее решение этих уравнений позволяет выявить аномальные эффекты, дать прогноз экологической обстановки и принять соответствующие меры по ло-

кализации и/или ликвидации негативных явлений. По существу детерминистская модель – это «эксперимент в отсутствие помех».

Статистические модели требует меньшего объема априорной информации; их используют в основном для анализа экспериментальных данных. Такие модели носят сугубо эмпирический характер и при их построении широко используются приемы статистического анализа. Преимущество работы со статистической моделью в сравнении с исследованием непосредственно экспериментальных данных заключается в том, что исследователь может проследить за ходом процесса в области изменения переменных и оценить влияние на процесс изменения отдельных переменных, когда погрешности этих измерений определенным образом «нивелированы».

Результаты статистического моделирования могут быть, в свою очередь, использованы для установления (или уточнения) ФЭМ (или ФГМ) и построения на ее основе математической модели, а детерминистская модель может быть переведена в категорию стохастической модели, если используемые для ее составления дифференциальные (интегральные или интегро-дифференциальные) уравнения или системы уравнений и граничных условий содержат случайные коэффициенты.

Различают модели с установившимся состоянием, когда в математической модели отсутствуют производные переменных от времени. Их иногда квалифицируют как стационарные, в отличие от моделей, описывающих нестационарное состояние.

Для построения моделей и их анализа используют различные разделы прикладной математики – в основном методы математической физики и математической статистики. Использование аппарата математической физики обусловлено тем, что с его помощью можно решать широкий круг задач, описывающих состояние объектов исследования системами дифференциальных (интегро-дифференциальных) уравнений. Методы математической физики позволяют получить решение в аналитическом виде, которое (что очень важно!) легко поддается исследованию. Использование методов математической статистики (статистическое оценивание, проверка гипотез, регрессионный, факторный и кластерный анализы) обусловлено самой природой изучаемых событий, которые носят случайный характер и для исследования которых применяют в основном результаты эксперимента.

****

РОЛЬ ДИСПЕРСНОСТИ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ В ФОРМИРОВАНИИ РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

М.Я. Чеботина, Л.М. Щербакова, Р.П. Пономарева -
Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

Одним из основных источников образования радиоактивных аэрозолей являются предприятия атомной промышленности и энергетики. Определяющим параметром при оценке распространения этих аэрозолей в окружающей среде и накопление в организме человека является их дисперсность, то есть характеристика аэрозольных частиц по размеру и радиоактивности.

В первые годы изучения дисперсности радиоактивных аэрозолей в воздухе рабочих помещений измерения их размеров производили оптическим методом. При этом видимые в оптическом микроскопе частицы диаметром > 0,3 мкм принимали за грубую фракцию, а невидимые частицы < 0,3 мкм - за мелкую фракцию. Далее был разработан оптикорадиографический метод и введена классификация частиц по величине АМАД. Термин АМАД означает активный медианный аэродинамический диаметр, учитывающий размер, плотность и радиоактивность аэрозолей. По этому параметру аэрозольные частицы были разделены на мелкодисперсную (МДФ, меньше 1 мкм), среднедисперсную (СДФ, 1 - 20 мкм) и крупнодисперсную (КДФ, больше 20 мкм) фракции.

В воздухе рабочих помещений предприятий атомной промышленности содержание раз-

личных по дисперсности фракций аэрозолей зависит от особенностей технологического процесса и характера рабочих операций. В частности, в период с 1971 по 1979 гг. относительное содержание МДФ на плутониевом производстве ПО «Маяк» при нормальном режиме эксплуатации постепенно повышалось и к 1980 г. достигло 80 - 90 % от суммарного содержания всех фракций. В то же время вклад СДФ аэрозолей снижался с 80 до 5 %, а КДФ составлял всего 1 – 2 %. В 1999 г. вклад мелкодисперсной фракции приближался к 100 %. При этом радиоактивность частиц КДФ на 1 - 2 порядка величин превышала таковую частиц МДФ, а удельная активность частиц МДФ была на 5 - 8 порядков величин выше, чем СДФ и КДФ. Удельная активность аэрозолей МДФ для конкретного производства является величиной практически постоянной и близкой к удельной активности продукта, тогда как удельная активность СДФ и КДФ меняется в пределах нескольких порядков величин в зависимости от видов производимых работ. Таким образом, в воздухе рабочих помещений ПО «Маяк» одновременно присутствуют аэрозоли, имеющие различные диапазоны размеров и радиоактивности частиц. Поскольку частицы МДФ преобладают по количеству и удельной активности, можно заключить, что они являются тем фоном радиоактивных аэрозолей, которые формируются в рабочих помещениях данного предприятия [1, 2].

Из рабочих помещений радиоактивные аэрозоли проходят в вентиляционные и очистительные установки, в которых задерживаются частицы КДФ и относительно более крупные частицы СДФ; аэрозоли МДФ проходят через системы очистки и попадают в окружающую воздушную среду. Анализ научной литературы по дисперсности радиоактивных аэрозолей в выбросах предприятий атомной промышленности при штатном режиме работы (Белоярская АЭС, Чернобыльская АЭС до аварии, завод по регенерации топлива в США и др.) показал, что размеры этих частиц в основном лежат в интервале 0,01 - 1 мкм, что соответствует МДФ аэрозолей. В аэрозолях этой фракции в разных местах наблюдений обнаружены радионуклиды плутония, ^{131}J, ^{51}Xe, ^{134,137}Cs, ^{54}Mn, ^{58}Co, ^{65}Zn и др. [3 - 7].

В случае аварийных выбросов диапазон размеров аэрозольных частиц в них значительно больше, чем при нормальной эксплуатации атомных предприятий. В частности, в факеле Чернобыльского выброса при аварии 1986 г. был обнаружен широкий спектр размеров частиц, включающий и КДФ. Это связано с выделением в воздух при разрушении кладки реактора в момент аварии крупных «горячих» частиц ядерного топлива, которые отсутствуют при нормальной эксплуатации. Значительную часть аэрозолей составляли частицы МДФ и СДФ фракций, которые были весьма подвижны и в 1986 г. достигли территории Украины, Белоруссии, многих Европейских стран, Японии, США, Англии и других удаленных от аварии стран мира [8 - 11].

Радиоактивные частицы, поступившие в воздушную среду с выбросами предприятий атомной промышленности, формируют радиоактивный фон в приземном слое атмосферного воздуха. С течением времени они претерпевают изменения в размерах. В том случае, когда температура отходящих газов велика, по мере попадания в атмосферный воздух происходит разрыв частиц от воздействия содержащихся в них газов и распад на более мелкие частицы размером до 1 мкм. С другой стороны, в атмосферном воздухе происходит также их укрупнение за счет коагуляции и агрегации [12 - 13].

Установлено, что в целом с увеличением диаметра аэрозольных частиц в воздухе их радиоактивность возрастает, в то время как число этих частиц уменьшается [14, 15]. Эта закономерность, очевидно, не будет распространяться на «горячие» частицы МДФ и СДФ при аварийных взрывах, например на Чернобыльской АЭС.

В приземном слое воздуха вблизи предприятий атомной промышленности, работающих в штатном режиме, за период с 1972 по 2005 гг. основной вклад в величину объемной активности воздуха в большинстве случаев вносили аэрозоли МДФ. Однако на некоторых территориях заметный вклад вносят также частицы СДФ. В ряде случаев это может быть следствием движения автотранспорта, сельскохозяйственных работ, близости других источ-

ников выбросов радиоактивных и любых других аэрозолей техногенного происхождения, которые могут быть носителями радиоактивных частиц, ветрового переноса с других территорий и т.д. [2, 7, 15 - 21 и др.].

Согласно имеющимся литературным данным, до аварии на Чернобыльской АЭС в приземном слое воздуха стран Центральной Европы, Англии, США, Японии, Украины присутствовали радиоактивные аэрозоли преимущественно МДФ [10, 11]. Сразу после аварии в приземном воздухе на расстоянии 5 км от ЧАЭС также были обнаружены в основном радиоактивные аэрозоли МДФ. Однако уже через год в большинстве обследованных точек наблюдения в пределах 80 км зоны обнаруживались преимущественно частицы СДФ размером до 8,7 мкм. Авторы, исследовавшие этот феномен, считают, что СДФ в приземном слое воздуха в это время сформировалась за счет вторичного подъема в воздух частиц почвы, сильно загрязненной радионуклидами в результате аварии [9, 22 - 24 и др.].

Основным депо нахождения большинства радионуклидов в природной среде является почва. Она же является источником вторичного загрязнения приземного слоя воздуха. Почва, как и воздух, представляет собой полидисперсную систему и состоит из частиц разной степени крупности [13]. Имеются сведения, что большая часть радиоактивности в почве приходится на самые крупные и самые мелкие по гранулометрическому составу частицы [25]. Кроме того замечено, что с увеличением расстояния от источника загрязнения вклад вторичных аэрозолей мелкодисперсной фракции, поднятых с почвы, и их удельная активность увеличиваются по отношению к среднедисперсной фракции [24].

На примере плутония показано, что основными механизмами его миграции по глубине почвенного профиля является перенос с мелкодисперсными коллоидными частицами, конвективный перенос с током влаги под действием градиента температур и диффузия [26], а основным механизмом формирования концентраций радионуклида в воздухе является ресуспензия, т.е. вторичный подъем в воздух частиц с загрязненной почвы [6]. Величина ресуспензии определяется многими факторами, основным из которых является плотность загрязнения почвы.

На большом массиве фактических данных разных стран мира по загрязнению почв и воздуха плутонием для территорий, загрязненных глобальными выпадениями и выпадениями от испытаний ядерного оружия, установлено, что коэффициенты ресуспензии ($к_{рес}$ представляет собой отношение плотности загрязнения почвы данным радионуклидом, Бк/м^2, к концентрации радионуклида в воздухе, Бк/м^3) обратно пропорциональны плотности загрязнения почвы. В интервале плотностей загрязнения в пять порядков величин (от 7 до 1000000 Бк/м^2) коэффициенты ресуспензии снижаются всего в 2000 раз [27]. На наш взгляд, это обусловлено тем, что с уменьшением плотности загрязнения почвы вклад МДФ в загрязнение воздуха возрастает. Это равносильно тому, что с увеличением расстояния от источника загрязнения воздушная пыль обогащается радионуклидом за счет увеличения количества и удельной активности МДФ.

Обогащение воздуха аэрозолями МДФ имеет большое значение при поступлении радионуклидов в организм человека ингаляционным путем. Фактические измерения дисперсности частиц плутония в легких работников ПО «Маяк» в первые годы его эксплуатации показали, что эти частицы соответствуют по размеру МДФ [28].

Подводя итог, следует подчеркнуть, что дисперсность радиоактивных аэрозолей является важным фактором их миграции от источника образования до человека. Особую значимость на этом пути имеет мелкодисперсная фракция.

Литература

1. *Лызлов А.Ф., Мелентьева Р.В., Щербакова Л.М.* Применение оптико-радиографического метода для исследования дисперсности промышленных альфа-активных аэрозолей // ВРБ, 2001. № 3, с. 63 - 78.

2. *Аладова Е.Е., Хохряков В.Ф., Бондаренко О.А.* Исследование физико-химических свойств

альфа-активных аэрозолей на производстве по получению и переработке плутония // ВРБ, 2002. № 3, с. 20 - 27.
3. Исследование Белоярской АЭС в 1976-1978 гг. / Р.И. Погодин, Л.Г. Диденко, И.Г Водовозова и др. // Атомная энергия, 1981. Т. 51. № 4, с. 262 - 263.
4. Характеристика газоаэрозольных выбросов Белоярской АЭС им. И.В. Курчатова / И.Г. Водовозова, Л.Г. Диденко, И.И. Колтик и др. // Вопросы защиты и безопасности АЭС, 1984. Вып. 8, с. 188 - 189.
5. *Elder G.H., Casales M., Ettinger H.J.* Plutonium aerosols size characteristics // Heals Physics. 1974. V. 27. № 1. P. 47 - 53.
6. Трансурановые элементы в окружающей среде / Под ред. У.С. Хенсона. 1985. М.: Энергоиздат. 342 с.
7. *Огородников Б.И., Скитович В.И.* Контроль дисперсности радиоактивных аэрозолей с помощью трехслойных материалов фильтров Петрянова // Актуальные вопросы радиационной гигиены: Тезисы докладов Всесоюзной конференции. Обнинск, 1983, с. 196 - 197.
8. *Hirose K., Aoyama M., Sugimura Y.* Short and long term effects of Chernobyl radioactivity on deposition and air concentration in Japan // Proc. of an Intern. Symp. On environmental contamination fallowing a major nuclear accident. V. 1. Vienna, 1990. P. 141 - 149.
9. *Огородников Б.И., Скитович В.И., Будыка А.К.* Дисперсионный состав искусственных и естественных аэрозолей в 30-километровой зоне ЧАЭС в 1986-1996 гг. // Радиационная биология. Радиоэкология, 1998. Т. 38. Вып. 6, с. 889 - 892.
10. *Огородников Б.И.* Исследование физико-химических характеристик радиойода при Чернобыльской аварии // Обзорная информация. Сб. «Проблемы окружающей среды и природных ресурсов», 1998. № 4, с. 53 - 117.
11. *Dorrian M.D.* Particle size distributions of radioactive aerosols in the environment // Radiation protection dosimetry. 1997. V. 69. № 2. P. 117 - 132.
12. *Райст П.* Введение в теорию. М.: Мир, 1987.
13. *Фетт В.* Атмосферная пыль / Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 336 с.
14. *Юнге С.* Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965.
15. *Теверовский Е.Н.. Дмитриев Е.С.* Перенос аэрозольных частиц турбулентными потоками. М.: Атомэнергоиздат, 1988. 160 с.
16. *Щербакова Л.М., Мелентьева Р.В.* Диперсность аэрозолей в производственных условиях и окружающей среде // Тезисы V1 Международного симпозиума «Урал атомный. Урал промышленный». Екатеринбург, 1992, с. 72 - 73.
17. *Knight A., Creen B., O'Riordan M* et al. An air monitoring programme in the environment of a major nuclear establishment: operation and results // Proc. 5th Intern. Congr. Jerusalem. 1980. V. 1. P. 87.
18. *Corey J.C., Pinder J.E.* et al. Stack-released Pu in the terrestrial environment of a chemical separation facility // Nuclear Safety. 1982. V. 23. № 3. P. 310 - 319.
19. *Shinn J.H., Homan D.N., Gay D.D.* Plutonium aerosol fluxes and pulmonary exposure rates during resuspension from bare soils near a Chemical Separation facility // Proc. 4th Int. Conf. on precipitation Scavenging. Dry deposition and resuspension. Santa Monica. California. 1983.
20. *Jensen L, Regan G., Coranson S.* et al. Ambient monitoring of airborne radioactivity near a former thorium processing plant // Health Phys. 1984. V. 46. № 5. P. 1021 - 1035.
21. *Carlton W.H., Murphy C.E., Evans C.E.* Plutonium in the Savannach River Site Environment // Heallth Phys. 1996. V. 71. № 3. P. 290 - 299.
22. Характеристика ингаляционного поступления радионуклидов / В.Т. Хругу, Ю.И. Гаврилин, Ю.О. Константинов и др. // Материалы конференции «Медицинские аспекты аварии на ЧАЭС». Киев: Здоровье, 1988, с. 76 - 87.
23. *Скитович В.И., Будыка А.К., Огородников Б.И.* Результаты двухлетних наблюдений за размерами радиоактивных аэрозольных частиц в 30-км зоне ЧАЭС // Доклады 1 Всесоюз. Конф. «Радиационные аспекты Чернобыльской аварии». СПб., 1993, с. 115 - 121.

24. *Савкин Л.Н.* Особенности радиационной эколого-гигиенической обстановки в 30-километровой зоне ЧАЭС в отдаленные сроки после аварии // Радиация и риск, 1993. № 3, с. 94 - 119.
25. Взаимосвязь гранулометрического состава почв юга Белоруссии и распределение в них радионуклидов выброса ЧАЭС / С.Л. Лейнова, Е.М. Данильченко, Е.П. Петряев и др. // Труды 1 Всесоюзной конференции «Радиационные аспекты Чернобыльской аварии». СПб., 1993. Т. 1, с. 242 - 345.
26. Сельскохозяйственная радиоэкология / Под ред. Р.М. Алексахина, Н.А. Корнеева. М.: Экология, 1991.
27. *Чеботина М.Я., Щербакова Л.Н., Пономарева Р.П., Аксенов Г.М.* Прогноз концентраций плутония в воздухе с помощью коэффициента ресуспензии. Сообщение 3 // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы П Международной конференции, Томск, 18-22 октября 2004 г. Томск: Тандэм_Арт, 2004, с. 683 - 685.
28. Plutonium microdistribution in the lungs of Mayak workers / F.F. Hahn, S.A. Romanov, R.A. Guilmette et al. // Radiation research, 2004. № 161. P. 568 - 581.

****

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

З.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов -
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Любое разрывное нарушение можно представить в виде дизъюнктивной границы (условной плоскости) или геологического тела, объем которого формируется в результате линейной деструкции земной коры. В последнем случае речь идет о зоне динамического влияния разлома (ЗДВР). Под ней понимается область деформирования, связанная с формированием разлома и движениями по нему, в пределах которой горные породы подвержены геологическим, физическим, петрофизическим и структурным преобразованиям [3]. Детальное изучение внутренней организации разрывных нарушений показывает, что вкрест простирания ЗДВР обособлены отдельные дискретные области с разным типом нарушенности земной коры: выделяются осевые полосы максимальной нарушенности, к центральной части которых приурочен магистральный разлом. Осевая полоса ограничена серией сопутствующих разрывов, отделяющих ее от менее интенсивно нарушенных блоков-крыльев разлома. Дискретным строением характеризуются ЗДВР и по простиранию: области, где кора нарушена минимально, чередуются с областями, в которых она нарушена максимально, и это находит свое отражение в геофизических материалах (рис. 1).

Первым соответствуют линейные участки магистрального разлома, практически лишенного сопутствующих разрывов; вторым - деструктивные поля. При картографическом изображении разломных зон обычно выносятся магистральные разломы или их осевые линии, а детали ЗДВР опускаются. 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, то есть на своем протяжении разломы при трассировании меняют свои характеристики в геолого-геофизических материалах.

Таким образом, разломы неоднородны как вкрест, так и по простиранию.

На территории севера Восточно-Европейской платформы подавляющее большинство разломов являются нарушениями со смещением слоев в теле фундамента, а в осадочном чехле им обычно соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексурообразные перегибы. [1, 2]. Анализ гидрогеологических и гидродинамических особенностей платформенного чехла [4 и др.] позволил сделать вывод о наличии на ряде площадей в зонах разрывных нарушений отчетливых зон пьезоминимумов в осадочном чехле. Эти зоны возникают в результате разгрузки и соответствующего снижения гидростатического давления при наруше-

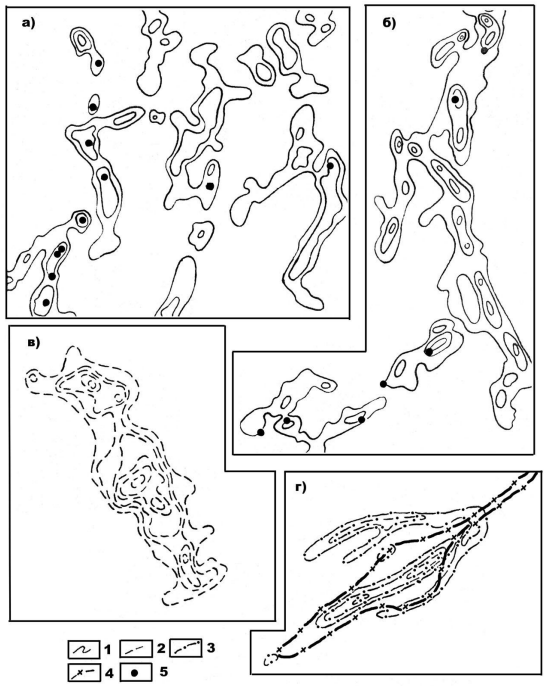


Рис. 1. Внутреннее строение разломов: а) - б) зоны повышенной проводимости по данным аэроэлектроразведочных работ; в) строение разлома; г) результаты атмохимической съемки; 1 – изолинии; 2 – изолинии плотности разрывных нарушений; 3 – изолинии содержания глубинных газов; 4 – контур трубки взрыва; 5 – трубки взрыва

нии разрывами экранирующих свойств покрышек гидрогеологического комплекса.

Наименее изученными являются «энергетические» свойства тектонических нарушений. Индикаторами разломов в геофизических полях являются, как известно, изменения (иногда значительные) электромагнитного поля и поля силы тяжести. Обычно неотектонические подвижки платформенных территорий характеризуются пульсирующим режимом с изменениями направления и амплитуды перемещения, сопровождающимися вариациями электромагнитного поля вдоль дислокации.

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). С увеличением числа пересекающихся тектонических зон степень раздробленности, проницаемости и глубинность тектонического узла возрастает. Таким образом возникает вертикальная высокопроницаемая область, которая обеспечивает коро-мантийное взаимодействие и постоянный приток флюидов и глубинных газов, т.е. возникает постоянный глубинный стволовый канал повышенного тепло-массообмена за счет взаимодействия динамопар глубинных дислокаций, который нередко сопровождается повышенной сейсмичностью. При этом узлы пересечения тектонических нарушений, имея сложную структуру поля проводимости, могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода электрические диполи). Так в результате исследований нами был выявлен факт резкого увеличения амплитудно-частотных характеристик короткопериодических колебаний (КПК) магнитного поля в момент магнитных бурь на площади тектонического узла [6]. Учитывая выявленное увеличения амплитуды КПК магнитного поля в узлах тектонических нарушений [6] и сопоставив это явление с возможностью возникновения наведенных теллурических токов, глубинной дегазации и наличием связи между геомагнитным полем и атмосферным давлением, нами были проведены измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, выделенными по авторской методике [1, 2], и установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления (рис. 2). Эти минимумы получили рабочее название – «статичные».

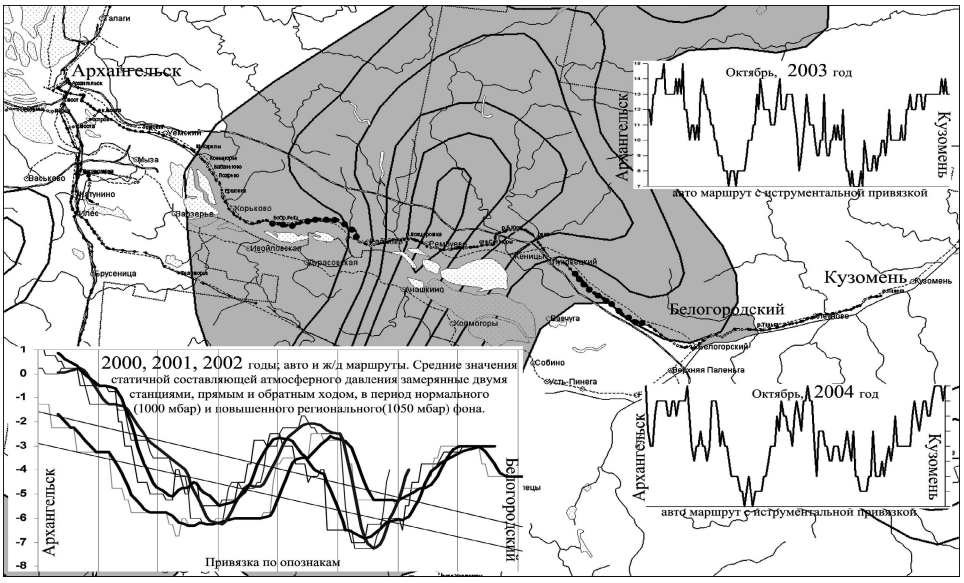


Рис. 2. Строение статичных атмосферных минимумов в тектоническом узле

Предварительное сопоставление данных с магнитным полем региона показало пространственное совпадение минимумов атмосферного давления с границами смены характера магнитного поля, региональными и локальными магнитными аномалиями. Наиболее ярко это проявлено на профиле Архангельск - пос. Светлый, где на границе региональной магнитной аномалии дефицит атмосферного давления достигает 22 mb.

При сопоставлении минимумов атмосферного давления с полем силы тяжести также выделяются участки изменения морфологии поля, выраженные достаточно слабо по сравнению с градиентными зонами северо-западного простирания, картирущими рифейские грабены. Скорее всего, это малоамплитудные глубинные дислокации. Анализ пространственного размещения геохимических аномалий, сопутствующих кимберлитовым полям, показал, что они пространственно совпадают с выделенными атмосферными минимумами.

С тектоническими узлами совпадают места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев [1, 2], участки загрязнения почв [5] и участки повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев. То есть, возможен не только иной механизм выпадения атмосферных осадков за счет перепада давления, но и подток минерализованных вод 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, в том числе и водоемов. При этом вопрос о механизме воздействия на окружающую среду, как самих узлов тектонических нарушений, так и статичных минимумов атмосферного давления нуждается в дальнейшем изучении, так же как и роль каждого из факторов, сопровождающих это природное явление. Это воздействие обусловлено целым набором далеко не равновесных факторов, проявленных с разной интенсивностью в зависимости от конкретных геологических условий и изменяющихся во времени и пространстве. С некоторыми из таких структур связаны геохимические аномалии, например, отрицательно влияющие на дисбаланс в почвах, подземных и грунтовых водах таких элементов как фтор, йод, фосфор, кальций, ртуть, мышьяк, стронций, естественные радионуклиды. Не меньшее влияние на биоту оказывают и газовые составляющие зон региональных разломов, в частности, радон, ртуть, метан, углекислый газ и др.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 05-05-64430 и 05-05-97512.

Литература

1. *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.
2. *Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б.* Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001, с. 68 - 112.
3. *Лобацкая Р.М.* О некоторых количественных характеристиках разломов в связи с особенностями их структурной организации // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1987. № 10, с. 3 - 12.
4. *Любомиров Б. Н.* Гидрогеологические условия севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и основные направления дальнейшего изучения // В сб.: Нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1997, с. 108 - 113.
5. *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.
6. *Чистова З.Б.* Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере // В сб.: Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991, с. 161 - 171.

****

ИНТЕГРО - ИНТЕРПОЛЯЦИОННЫЙ МЕТОД РЕШЕНИЯ ДИФФУЗИОННО-КОНВЕКТИВНОГО УРАВНЕНИЯ ПЕРЕНОСА РАДОНА В СИЛЬНО НЕОДНОРОДНЫХ ПОРИСТЫХ СРЕДАХ

В.С. Яковлева[1], В.Д. Каратаев[1], П.П. Фирстов[2] -

[1] Томский политехнический университет, Томск

[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Для моделирования переноса радона широко используются диффузионно-конвективные модели, которые имеют простое аналитическое решение в случае многих ограничений и допущений (когда рассматривается один слой грунта).

Реальная среда является слоистой, поэтому при решении ряда задач необходимо учитывать наличие двух и более эманирующих слоев грунта с заметно различающимися характеристиками.

При рассмотрении неоднородных сред, особенно, когда коэффициенты уравнения переноса являются функциями, а не постоянными, аналитическое решение невозможно. В данном случае используются численные методы для решения уравнений переноса радона, чему и посвящена данная работа.

В работе была проанализирована пригодность различных численных методов для решения диффузионно-конвективного уравнения переноса радона с разрывными коэффициентами. В случае, когда коэффициенты уравнения на границе двух сред резко изменяются, хорошие результаты дает интегро-интерполяционный метод построения однородных разностных схем (метод баланса). Этот метод учитывает непрерывность потоков и объемной активности радона на границе раздела двух сред.

В данной работе разработан и описан алгоритм решения диффузионно-конвективного уравнения переноса радона с разрывными коэффициентами. Проведены расчеты для многослойных геологических сред с помощью написанной на языке СИ программы «SimRaTran». Результаты расчетов численного моделирования и аналитического решения для 2- х и 3- слойных геологических сред показали хорошее согласие и представлены в настоящей работе.

****