

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УРО РАН
ИНСТИТУТ ГОРНОГО ДЕЛА УРО РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ УРО РАН
УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

XVII

УРАЛЬСКАЯ
МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ
ШКОЛА ПО
ГЕОФИЗИКЕ

ЕКАТЕРИНБУРГ



**21-26 МАРТА
2016**

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ

**ЕКАТЕРИНБУРГ
2016**

Федеральное агентство научных организаций
Российский фонд фундаментальных исследований
Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геофизики УрО РАН
Горный институт УрО РАН
Институт горного дела УрО РАН
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Уральский государственный горный университет
Пермский государственный университет

ХVII УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ

Сборник научных материалов

Екатеринбург
2016

УДК 550.083

ХVII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016, 210 с.

Уральская молодежная школа была организована в связи с необходимостью привлечения молодежи в геофизику, расширения кругозора молодых специалистов, создания сообщества молодых геофизиков. Школа проводится попеременно в г. Екатеринбурге (на базе Института геофизики УрО РАН) и в г. Перми (на базе Горного института УрО РАН). В сборнике приведены доклады, представленные на Семнадцатой Уральской молодежной научной школе по геофизике, состоявшейся в г. Екатеринбурге с 21 по 26 марта 2016 г.

Представленные материалы посвящены рассмотрению широкого круга вопросов современной геофизики, таких как: глубинное строение земной коры, сейсмометрические исследования, интерпретация геофизических полей, геодинамика, тепловое поле земли, магнитометрические исследования, электрометрические исследования, экологические исследования, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся геофизическими и геологическими исследованиями природных и природно-техногенных объектов.

Редакционная коллегия:

Беликов В.Т. д.ф.-м.н. – Ответственный редактор

Осипов В.Ю. – к.г.-м.н.

Козлова И.А. – к.г.-м.н.

Баженова Е.А.

ОРГКОМИТЕТ

Председатель Оргкомитета:

Беликов В.Т. – д.ф.-м.н., врио директора, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Сопредседатель Оргкомитета:

Козлова И.А. – к.г.-м.н., врио зам. директора по научной работе, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Члены Оргкомитета:

Мартышко П.С. – член-корреспондент РАН, заведующий лабораторией, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Юрков А.К. – к.г.-м.н, заведующий лабораторией, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Маловичко А.А. – член-корреспондент РАН, Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Бычков С.Г. – д.г.-м.н., заведующий лабораторией, Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Дягилев Р.А. – к.ф.-м.н., заведующий лабораторией, Горный Институт УрО РАН, г. Пермь

Корнилков С.В. – д.т.н., директор Института горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург.

Вотьяков С.Л. – академик РАН, директор Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург.

Виноградов В.Б. – к.г.-м.н., доцент, Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург.

Костицын В.И. – д.т.н., профессор, Пермский государственный университет, г. Пермь.

Секретарь Оргкомитета:

Баженова Е.А. – м.н.с, Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Молодежное бюро:

Осипов В.Ю. – к.г.-м.н., н.с., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Вдовин А.Г. – м.н.с., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Муравьев Л.А. – к.т.н., н.с. Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Горностаева А.В. м.н.с., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Антипин А.Н. – м.н.с., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Верхоланцева Т.В. – м.н.с., Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Мичурин А.В. – к.т.н., н.с., Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Пугин А.В. – к.ф.-м.н., н.с., Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Замятин А.Л. – н.с., Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

Ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

E-mail: uralschool2016@mail.ru

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НА ПУНКТАХ МОНИТОРИНГА ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

*Акбашев Ринат Рафикович, инженер-исследователь
Камчатский филиал геофизической службы РАН*

e-mail: arr@emsd.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н. Фирстов Павел Павлович

e-mail: firstov@emsd.ru

Введение

КФ ГС РАН ведет непрерывный мониторинг за сейсмической обстановкой на территории Камчатского полуострова и близлежащих островов. Филиалом создана сеть аппаратурного наблюдения, фиксирующая в непрерывном режиме изменения в геодинамической обстановке. Мониторинг ведется по различным геофизическим факторам. В систему наблюдений входит и сеть пунктов регистрации R_n в почвенном воздухе рыхлых отложений. Данная сеть непрерывно работает с 1998 г. с целью поиска предвестников сильных землетрясений [1].

Согласно классическому представлению, сложившемуся в теории эманационного метода [2, 3], а также современным представлениям о большой роли миграции почвенных газов за счет всплытия микропузырей (теория «геогаза») в зоне полного влагонасыщения [4], на процесс миграции R_n в рыхлых отложениях, основное влияние оказывает проницаемость, зависящая от свойств и строения грунта, а также наличие водоносного горизонта и изменение напряженно-деформированного состояния блока геосреды в районе пункта регистрации. Поэтому для лучшего понимания особенностей возникновения аномалий в поле почвенных газов перед землетрясениями района Авачинского залива и построения математических моделей миграции R_n к дневной поверхности, необходимо знать особенности строения верхней части геологического разреза (ВЧР) в пунктах регистрации. Для выполнения поставленных задач были проведены сейсморазведочные, георадиолокационные и электроразведочные работы в трех пунктах регистрации вариаций R_a : ПРТ, ПРТ1 и КРМ.

Краткие сведения об аппаратуре и методике

Для исследования строения ВЧР в районах пунктов радонового мониторинга использовались: цифровая инженерная сейсморазведочная станция «Лакколит Х-М3», георадар «Око-2» в модификации АБДЛ «Тритон» с частотой дипольных излучателей 50 и 100 МГц и электроразведочный комплекс ЭРП-1А.

Блок «Лакколит Х-М3» обеспечивает получение данных с 24-х (48) сейсмических каналов и их предварительную обработку. Сейсморазведочные работы проводились в модификации сейсмозондирования методом преломленных волн (МПВ) по системе точечного зондирования с получением пар встречных и расходящихся годографов. Скоростные разрезы строились в программном комплексе «RadExPro» по общепринятой методике, способом пластовых скоростей. В результате интерпретации были получены значения скоростей распространения продольных волн (V_p) и поперечных волн (V_s), выделены соответствующие им границы и определена их мощность.

Георадар – мобильный и компактный современный геофизический прибор, позволяющий проводить обследования поверхностного слоя грунта с высокой детальностью до 15 м. Он представляет собой радиолокатор, направляющий зондирующие электромагнитные импульсы метрового и дециметрового диапазона в исследуемую среду, которые, отражаясь от границ слоев с различными электрофизическими свойствами, дают представление о границах исследуемого разреза [5]. Интерпретация материалов радарной съемки проводилась в программном комплексе «GeoScan32».

Электроразведочный комплекс ЭРП 1А предназначен для определения электрических свойств грунтов и решения широкого круга инженерно-геологических задач. Обработка данных электроразведки проводилась в программном комплексе Iri2win.

Строение верхней части геологического разреза в пунктах радонового мониторинга

В трех наиболее оснащенных пунктах радонового мониторинга (ПРТ, ПРТ1, КРМ) в 2013–2014 гг. были выполнены сейсморазведочные, георадарные и электроразведочные работы, для оценки физико-литологических свойств грунтов ВЧР с целью построения математических моделей миграции Rn к дневной поверхности.

Рассмотрим строение ВЧР на примере пункта ПРТ. В районе опорного пункта радонового мониторинга ПРТ было выполнено два сейсмических профиля (СП), георадарный профиль (ГП) длиной 270 метров (рис. 1, а) и электроразведочные работы методом ВЭЗ.

По данным сейсморазведки на основе работы [6] рассчитывались основные физико-литологические параметры грунтов: влажность (W , %), плотность (ρ , г/см³), пористость (η , %). Кроме того, определен соответствующий уровень грунтовых вод (УГВ) в октябре месяце, когда проводились работы, на глубине ~6 м (табл. 1). С целью определения сезонных вариаций УГВ и учета этих данных в модели миграции Ra к дневной поверхности, в весеннее время были проведены электроразведочные работы. УГВ на момент исследования (середина мая) составил ~5 м.

Георадиолокационный профиль длиной 260 м был пройден поперек долины ручья Коркина с выходом на левую и правую террасы. На георадиолокационном разрезе (рис. 1, г) хорошо выделяются три участка с резким понижением границы и бетонный мост над ручьем Коркино. Второй и третий участки совпадают с участками разуплотненных зон, выявленных по результатам сейсмозондирования.

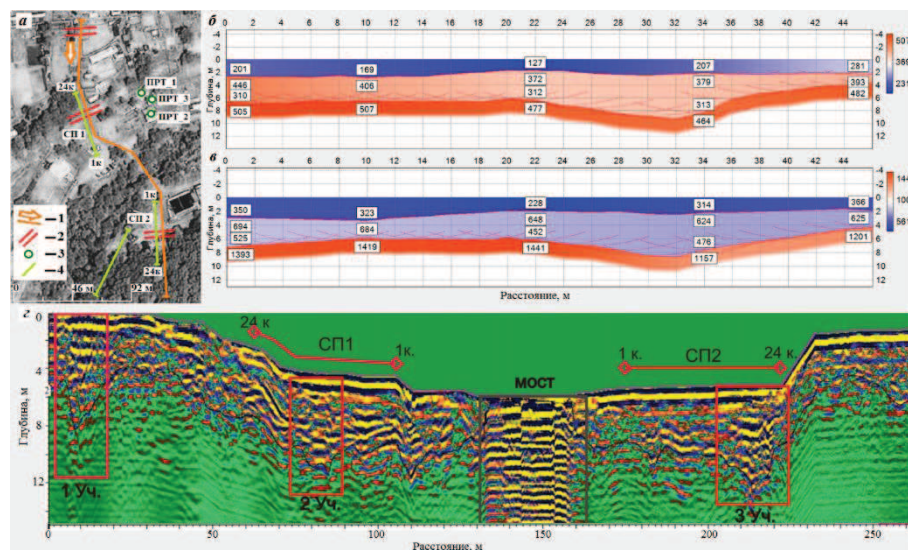


Рис. 1, а – расположение георадарных и сейсморазведочных профилей на пункте ПРТ; б – скоростной разрез по S – волне СП1; в – скоростной разрез по P – волне СП1; г – георадиолокационный профиль в пункте ПРТ. Квадратами выделены предполагаемые зоны дизъюнктивных нарушений

На СП1 по скоростным границам выделяются два слоя (рис. 1, б, в):

1) почвенно-пирокластический чехол мощностью $h=(1,8-2,7)$ м, с диапазонами скоростей $V_s=(127-207)$ м/с и $V_p=(228-366)$ м/с.

2) песчано-глинистые отложения аллювиального происхождения $h=(1,6-9,5)$ м, с $V_s=(372-446)$ м/с и $V_p=(624-694)$ м/с.

3) подложкой для второго слоя является крупнообломочный материал с песчаным заполнителем аллювиально-флювиогляциального происхождения fQII-III, с $V_s=(464-505)$ м/с и $V_p=(1157-1441)$ м/с.

В пунктах ПРТ1 и КРМ геологическое строение ВЧР оказалось близкое к рассмотренному выше.

Таблица 1

Расчетные значения физико-литологических параметров грунтов по сейсмическому профилю № 1 в пункте ПРТ

СП/ПП, м	мощность слоя, м	V_p , м/с	V_s , м/с	V_s/V_p	W , %	ρ , г/см ³	η , %
1/0	2,7	350	201	0,57	26,98	1,71	53,11
	4,1	694	446	0,64	16,14	1,93	50,50
	-	1393	505	0,36	УГВ	2,15	39,89
6/10	2,8	323	169	0,52	27,83	1,68	53,24
	3,7	684	406	0,59	16,45	1,92	50,60
	-	1419	507	0,36	УГВ	2,16	39,36
12/22	1,8	228	127	0,56	30,82	1,61	53,62
	4,5	648	372	0,57	17,59	1,89	50,95
	-	1441	477	0,33	УГВ	2,16	38,90
18/34	2,2	314	207	0,66	28,11	1,69	53,28
	6,3	624	379	0,61	18,34	1,89	51,17
	-	1157	464	0,40	УГВ	2,08	44,27
24/46	2,3	366	281	0,77	26,47	1,74	53,03
	1,6	625	393	0,63	18,31	1,89	51,16
	-	1201	482	0,40	УГВ	2,10	43,51

Примечание: V_p , V_s – скорость продольных и поперечных волн; W – влажность; ρ – плотность; η – пористость.

Заключение

Выполненные работы выявили ряд разуплотненных зон в местах организации пунктов мониторинга почвенных газов, а также границу зоны влагонасыщения, которая соответствует уровню грунтовых вод. Сейсморазведочные и георадарные профили показали, что верхняя часть геологического разреза во всех пунктах представлена хорошо выраженным почвенно-пирокластическим слоем с плотностью 1,6–1,7 г/см³ и мощностью до 2,5 м. Ниже этого слоя располагается песчано-глинистый слой аллювиального происхождения. Проведенные в весеннее время в период снеготаяния электроразведочные работы позволили выявить изменения уровня грунтовых вод в разное время года. УГВ меняется в зависимости от сезона от 5 до 6 м. Знание геологического разреза позволит совершенствовать модели миграции Rn в гетерогенных геологических средах с использованием конкретных параметров слоев, полученных по данным сейсморазведки, георадиолокации и электроразведки [7]. Кроме для внесения корректировок в модели миграции Rn на поверхность, также планируется проведение более глубоких методов исследования на пунктах регистрации почвенного Rn.

Литература

1. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 1. С. 5–14.
2. Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ: Автореф. доктор. дис. М. 1992. 56 с.
3. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. Ленинград: Наука, 1989. 407 с.
4. Иванова Т.М. Моделирование переноса радона в горном массиве. Автореф. дисс. канд. тех. наук. М., 1999. 25 с.
5. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Москва: МГУ, 2005. 154 с.
6. Аникин О.П., Горшенин Ю.В. Методические рекомендации по определению состава, состояния и свойств грунтов сейсмоакустическими методами // М.: НИИ тран-го ст-ва, 1985. 37 с.

7. *Паровик Р.И., Фирстов П.П.* Апробация новой методики расчета плотности потока радона с поверхности земли // *Аппаратура и новости радиационных измерений.* 2009. № 3. С. 52–57.

АНАЛИЗ СОСТАВА СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО ВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТЬЮ В РАЙОНЕ ШАХТЫ PUHÄSALMI (ФИНЛЯНДИЯ)

Афонин Никита Юрьевич, м.н.с.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г.Архангельск

e-mail: afoninnikita@inbox.ru

научный руководитель: PhD Elena Kozlovskaya

Пассивные сейсмические методы изучения внутреннего строения Земли, развиваются и применяются на протяжении многих лет во всем мире. На сегодняшний день практическое применение нашли пассивные методы, которые условно можно разделить на две группы. К первой группе относятся методы, основанные на взаимосвязи пространственного распределения некоторых характеристик микросейсмического поля с особенностями внутреннего строения Земли. К таким методам относятся, например, метод микросейсмического зондирования [1], метод отношения горизонтальной и вертикальной компонент шума (H/V method) [5, 6] и др. Вторая группа методов направлена на изучение кинематики волн, входящих в состав сейсмического шума. К данной группе относятся такие методы как SPAC [2] и сейсмическая интерферометрия [10]. Согласно [3] кросскорреляционные функции шума приблизительно равны функциям Грина. Следовательно, их характеристики (временные задержки) зависят от скорости распространения волн в среде и азимутального распределения источников шума.

Сейсмический шум представляет собой суперпозицию волн от различных источников, записанных в одной точке. По происхождению он подразделяется на природный и антропогенный. Источниками природного шума (микросейсм), являются, как правило, далекие землетрясения, различные эндогенные процессы в земной коре, метеорологические явления, морские прибои и т.д. Природные микросейсм представлены в основном поверхностными волнами Рэлея, поэтому многие исследователи из кросскорреляционных функций микросейсмического шума извлекают дисперсионные кривые, по которым затем восстанавливают скоростные разрезы поперечных волн исследуемой территории [7, 8]. Естественные источники шума относительно стабильны с точки зрения азимутального распределения и излучают волны достаточно низкой частоты (до 1 Гц), что позволяет получать скоростные разрезы от верхней части земной коры (от ~500 м) до верхней мантии.

Антропогенный сейсмический шум значительно отличается от естественных микросейсм, как по составу, так и по спектрально-временным характеристикам. В данном шуме, как правило, преобладают высокие частоты (выше 5 Гц) и его источники не всегда стабильны с точки зрения азимутального распределения. Кроме того, в антропогенном шуме могут преобладать как поверхностные, так и объемные и акустические волны. Таким образом, при реализации метода пассивной сейсмической интерферометрии в районах с высоким уровнем антропогенного шума, помимо стандартных процедур обработки, необходимо также проводить анализ состава сейсмического шума.

Основная проблема применения антропогенного сейсмического шума состоит в суммировании функций Грина, рассчитанных для коротких временных интервалов. Нестабильность состава антропогенного шума и азимутального распределения его источников, приводят к значительному понижению отношения «сигнал/шум» итоговой функции Грина либо вообще к отсутствию интерференционных максимумов. На сегодняшний день уже реализованы некоторые методы суммирования, позволяющие выделять из шума различные типы волн, и повышать отношение «сигнал/шум». К таким методам относятся среднеквадратичное суммирование (RMS-stacking) [9] и весовое суммирование (weight-stacking) [4].

Шахта Puhäsalmi – это подземный рудник, расположенный в центральной части Финляндии, в котором осуществляется добыча меди и цинка на глубине 1450 метров. Данная шахта является одной из старейших и самых глубоких в Европе. Из-за большого количества

применяемых в работе тяжелых машин и механизмов, шахта является источником непрерывного сейсмического и акустического шума. Данный шум создает значительные проблемы при проведении активных сейсмических экспериментов. В таких условиях, наиболее оптимальными для изучения скоростных характеристик верхней части земной коры, являются пассивные сейсмические методы, а именно метод пассивной сейсмической интерферометрии.

Для реализации данного метода, сотрудниками геофизической обсерватории Sodankulä университета Оулу (Финляндия) совместно с геологической службой Финляндии, был установлен профиль длиной 10 км пересекающий шахту и состоящий из 24 трехкомпонентных акселерометров DSU-SA MEMS производства Sercel Ltd. Станциями записывался сейсмический шум с 29.10.2013 по 1.11.2013 с частотой опроса 500 Гц.

Процедура обработки состоит из нескольких этапов, таких как спектрально-временной анализ записей каждой станции, удаление участков записей, содержащих взрывы и землетрясения, предварительная фильтрация полосовым фильтром 1–100 Гц, расчет кросскорреляционных функций с последующим их суммированием.

Для повышения качества сигнала и выделения из шума объемных и акустических волн, нами был предложен новый метод суммирования. Суть данного метода заключается в том, чтобы просуммировать только те функции Грина, которые увеличивают отношение «сигнал/шум» для выбранного временного сдвига. Таким образом, применив данный метод суммирования ко всем участкам всех функций Грина, можно подробно изучить состав сейсмического шума. Важным моментом в данном методе является то, что если на каком-либо участке отсутствуют интерференционные максимумы, то в суммарной функции Грина их также не будет. Для разделения волн по типам, был проведен анализ движения частиц.

Результат суммирования и диаграммы движения частиц, представлены на рисунке 1.

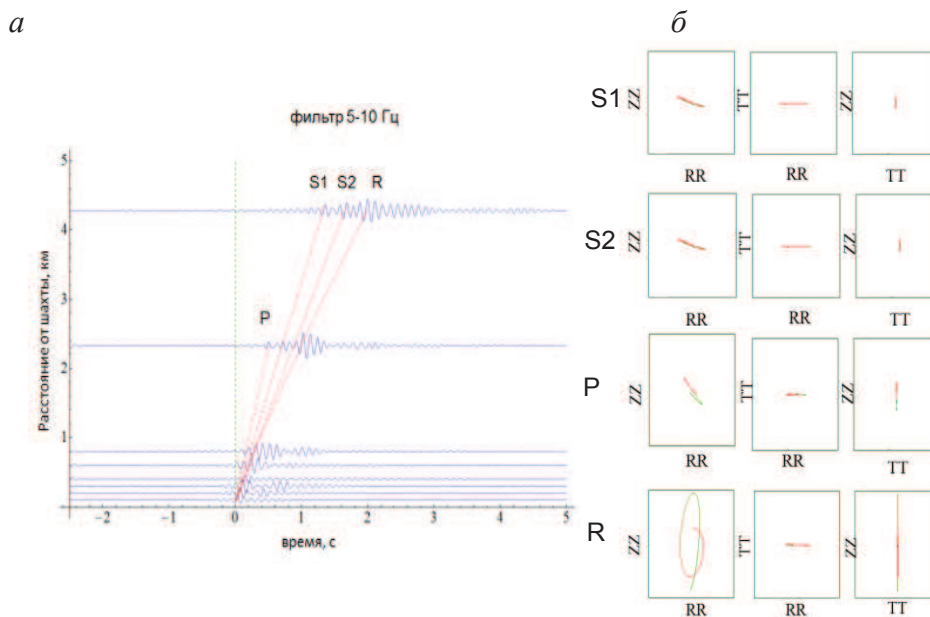


Рис. 1. Результат анализа состава сейсмического шума
а – функции Грина, б – диаграммы движения частиц.

Из рисунка видно, что для полосы частот 5–10 Гц в сейсмическом шуме преобладают: поверхностные волны Рэлея (R), преломленная продольная волна (P) и, предположительно, две преломленные поперечные волны (S1, S2). Несимметричность функций Грина говорит о том, что основным источником шума, действительно является шахта.

Полученные в данной работе поверхностно-волновые части функций Грина будут применяться в дальнейшем для построения скоростного разреза верхней части земной коры по методу многоканального анализа поверхностных волн.

Литература

1. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли, 2008, №7, С. 66-84.
2. Aki K., Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors // Bull. Earthq. Res. Inst, 1957, p. 415-456.
3. Campillo, M, Phase and Correlation in 'Random' Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function, Pure appl. geophys. 163, 2006, 475–502.
4. F. Cheng, J. Xia, Y. Xub, Z. Xua, Y. Pana, A new passive seismic method based on seismic interferometry and multichannel analysis of surface waves, Journal of Applied Geophysics, 117, 2015, p 126–135.
5. Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V.30. №1. pp. 25-33.
6. Noguchi T., Nishida R. Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly // Journal of Natural Disaster Science. 2002. V.24. № 1. Pp. 1-13.
7. N. Afonin, E. Kozlovskaya, G. Antonovskaya, Analysis of ambient seismic noise recorded by DAFNE/FINLAND temporary seismic array in northern Fennoscandia // 26th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Prague, 22 June – 2 July 2015.
8. Shapiro, N.M., Campillo, M., Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett. 31, 2004, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
9. T. Shirzad, Z. Hossein, Extracting Seismic Body and Rayleigh Waves from the Ambient Seismic Noise Using the rms-Stacking Method, Seismological Research Letters, Vol. 86, №1 January/February 2015.
10. Wapenaar K., Draganov D. Tutorial on seismic interferometry // Journal of Geophys. VOL. 75, № 5. 2010. Pp. 75A195–75A209.

ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СИГНАЛОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СКВАЖИНЕ СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОГО УЧАСТКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Баженова Евгения Анатольевна, м.н.с.,

Федосов Максим Андреевич, инженер

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: bazenova_jena@mail.ru

научный руководитель: д.т.н. Астраханцев Юрий Геннадьевич

Сигналы геоакустической эмиссии (ГАЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ) несут в себе большой объем информации о процессах, происходящих в геологической среде. В зависимости от решаемой задачи, используются различные технологии проведения исследований. К примеру, каротаж ГАЭ и ЭМИ проводится для расчленения геологического разреза на динамически активные и пассивные участки по стволу скважин, выявления процессов флюидодинамики в околоскважинном пространстве, выявления рудных участков и т.д. [1, 2, 3]. При изучении современной геодинамической обстановки по результатам скважинных исследований наиболее эффективно зарекомендовала себя технология челночного каротажа [4]. Данная методика позволяет провести расчленение разреза скважины по геодинамическому состоянию горных пород (измерения в режиме каротажа) и оценить её стабильность (краткосрочный мониторинг) в заданных интервалах.

Для работ применялся программно-аппаратурный комплекс МЭШ-42, предназначенный для одновременной регистрации в различных частотных диапазонах сигналов ГАЭ (параметры Н1 – 100–500 Гц, Н2 – 500–5000 Гц и Н4 – 2500–5000 Гц) и ЭМИ (параметры F1 – 45 кГц, F2 – 80 кГц, F3 – 120 кГц) [1]. Прибор МЭШ-42 позволяет проводить исследование скважин в двух режимах работы: первый – режим каротажа с различным шагом дискретизации, второй – режимные наблюдения (краткосрочный и долгосрочный мониторинг).

В данной работе приводятся результаты исследований в скважине №1 Северо-Тараташского участка. Скважина на момент проведения работ была пробурена до глубины 850 м. Каротаж проводился с чередующимся шагом 5 и 1 м (детализация выполнялась для изучения рудных участков). По результатам трехкомпонентной скважинной магнитометрии и данным каротажа ГАЭ и ЭМИ, для проведения краткосрочного мониторинга были выбраны зоны контактов руда – вмещающая порода на глубинах 680 и 820 м. На рисунке 1 представлен фрагмент результатов каротажа геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения с указанием точек записи режимных наблюдений. Выбранные зоны по результатам каротажа можно охарактеризовать как динамически пассивные. Первичные режимные измерения подтверждают их динамическую стабильность (рис. 2, 3). Повторные режимные наблюдения были выполнены на подъеме скважинного прибора. Разница между первым и вторым замерами составила 2 часа. Как видно из фрагментов записи повторных режимных измерений на глубине 680 м, характер вариаций и амплитуда сигналов электромагнитного излучения практически не изменились относительно первого замера. Тогда как на глубине 820 м амплитуда вариаций ЭМИ увеличилась примерно в 1.5 раза. Подобная картина наблюдается и на записях параметров ГАЭ. На глубине 680 м первичные и повторные измерения практически идентичны и соответствуют фоновым значениям. На второй точке сигналы ГАЭ при первом измерении так же соответствовали значениям фона, а при повторных измерениях проявились импульсные всплески интенсивность до 1 мм/с^2 .

Проведение краткосрочного мониторинга при исследовании геологического разреза по методике челночного каротажа позволяет разделять выбранные зоны по их динамической активности. Так, до проведения краткосрочных измерений, обе выбранные зоны были определены, как динамически пассивные и первичный краткосрочный мониторинг подтвердил это предположение. Повторные измерения на этих же глубинах подтвердили

динамическую стабильность первой зоны (680 м) и выявили скрытые динамические процессы, происходящие во второй зоне (820 м). Следовательно, вторая зона более подвержена процессам трещинообразования и её уже нельзя характеризовать как динамически пассивную, как предполагалось ранее.

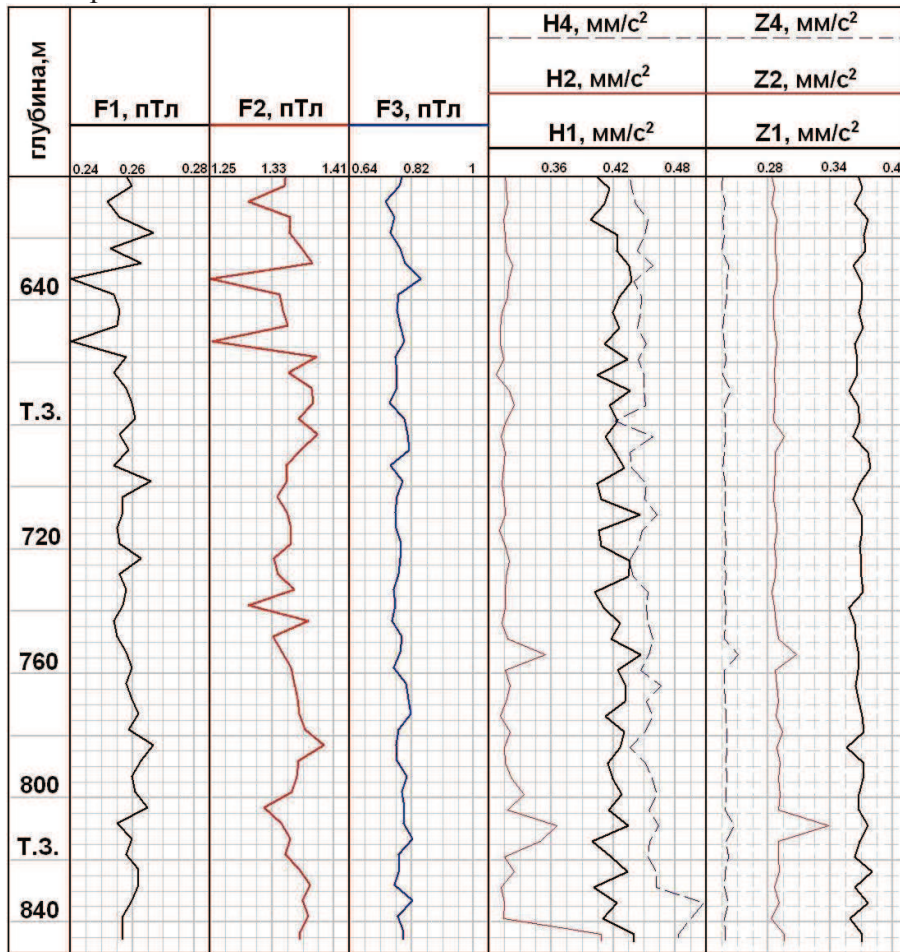


Рис. 1. Результаты каротажа скважины № 1. Северо-Тараташский участок (Южный Урал)

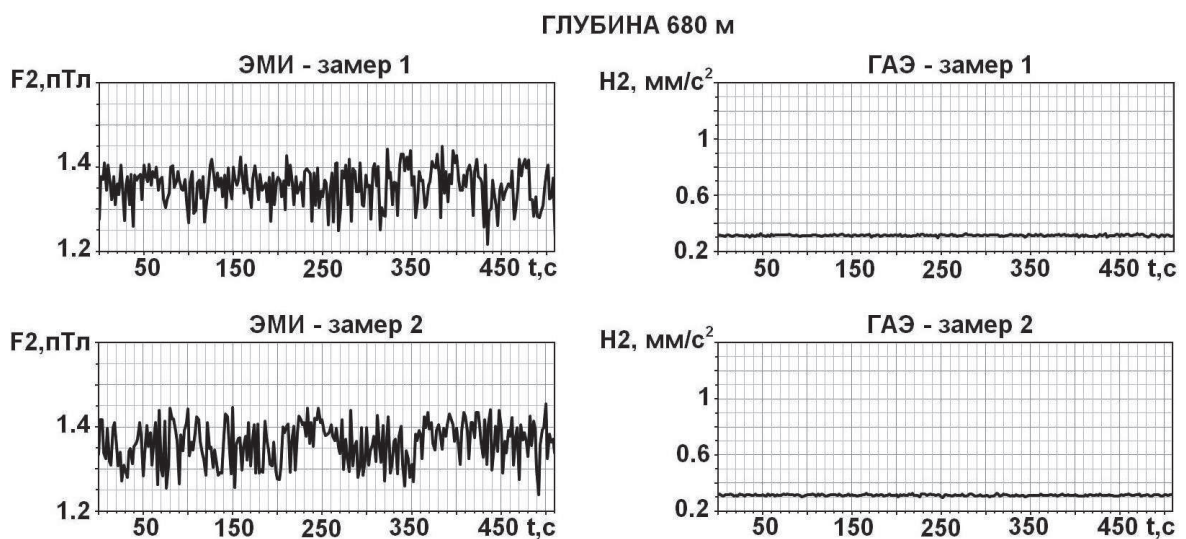


Рис. 2. Фрагменты записи первичных и повторных режимных измерений сигналов ГАЭ и ЭМИ в скважине № 1 (Глубина 680 м)

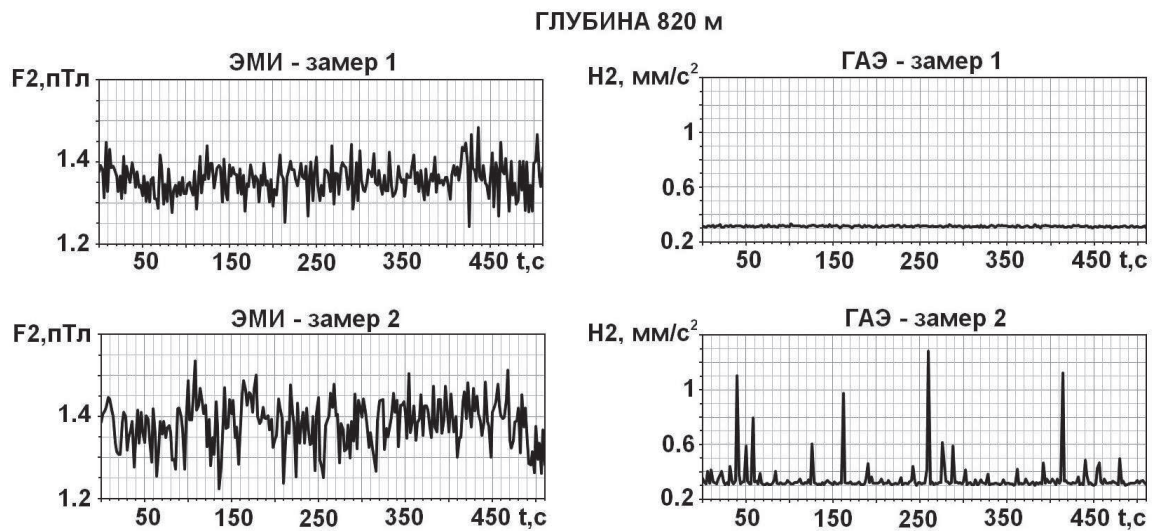


Рис. 3. Фрагменты записи первичных и повторных режимных измерений сигналов ГАЭ и ЭМИ в скважине № 1 (Глубина 820 м)

Таким образом, проведение работ по технологии челночного каротажа в очередной раз доказала свою эффективность при исследовании современного геодинамического состояния геологической среды.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ – 16-35-00254.

Литература

1. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Троянов А.К. аппаратурно-программный комплекс для скважинных исследований напряженно-деформированного состояния среды // НТВ Каротажник, 2014. № 5 (239). С. 39–51.
2. Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А., Белоглазова Н.А., Троянов А.К. Новая аппаратура для определения направления движения потока флюидов // Уральский геофизический вестник. 2015. № 1 (25). С. 4–8.
3. Вдовин А.Г. О регистрации электромагнитного излучения литосферного происхождения на железорудных месторождениях // Шестнадцатая Уральская Молодежная Научная школа по геофизике. Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. с. 65-68.
4. Баженова Е.А. Возможности челночных измерений геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения по результатам скважинных исследований // Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конференции. Екатеринбург, 2015. С. 389–393.

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ТАЛАССКОЙ ВПАДИНЫ

Байкулов Султан Куватбекович

Инженер Института сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

E-mail: Sultan_baikulov@mail.ru

Абдрахматов Канатбек Ермакович, доктор геол.-мин. Наук

Сейсмодислокации в Таласской области распространены довольно широко и представлены сейсморазрывными и сейсмогравитационными формами. В пределах Таласской мегантиклинали сейсмодислокации группируются на участки (рис. 1) [1].

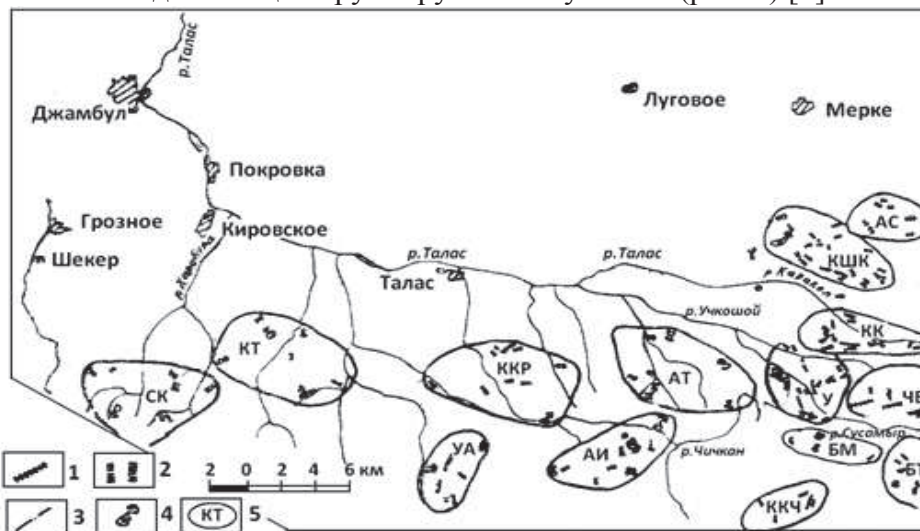


Рис 1. Карта-схема сейсмодислокаций Таласской впадины и ее горного обрамления по

[1]. Сейсморазрывные сейсмодислокации: 1 – рвы, 2 – уступы, 3 – разрывы (трещины);

Сейсмогравитационные формы: 4 – обвалы и срывы; 5 – названия участков

сейсмодислокаций: БТ – Боортекесуйский, БМ – Байбичесу-Мусторский, ККЧ – Кодуль-

Капчыгайский, КК – Каракол-Кошойский, ЧБ – Чон-Корумды-Балыктысуйский, У –

Утмекский, АТ – Арпатектирский, ККР – Калба-Карагаинский, АИ – Арым-Итагарский, УА –

– Узунахматский, КТ – Кумыштагский, СК – Сулубакаир-Карабукский, АС – Аспаринский,

КШК – Каикасу-Каракыштакский.

По геолого-геоморфологическим данным они образованы землетрясениями в голоценовое время при сильных землетрясениях с интенсивностью 9 баллов и представлены сейсмоуступами, сейсморвами и сеймосрываами. Так на участке Кумыштаг отмечаются сейсмоуступы, вздергивание позднеплейстоценовых раннеголоценовых террас по зоне Карамулинского разлома (рис. 2). Сейсмодислокации также представлены обвалами и рвами. Одним из крупных срывов является Бешташский с протяженностью стенки отрыва до 1 км. Обвальная масса нескольких генераций перекрывает реку, где образовались озера (рис. 3–4). Меньший сеймосвал находится в междуречье Бешташ-Урмарал, где в адырной зоне произошел срыв пород кайнозоя на восточном склоне высотой 1966 м (левый склон долины ручья Улувашат). Высота и ширина плоскости отрыва приблизительно по 100 м. Объем свальной массы 150 тыс. куб. м.

В Таласской области ежегодно происходит от 5 до 33 ЧС, из них 34,3% землетрясений различной силы. Землетрясения кроме прямого воздействия на здания, сооружения и коммуникации часто сопровождаются вторичными воздействиями, такими как оползни, обвалы, камнепады, образования запрудных озер, разрушения платин, пожарами и другими явлениями. Многие населенные пункты Таласской области были неоднократно подвержены сотрясениям различной силы от произошедших землетрясений в других сейсмогенерирующей зонах Северного и Южного Тянь-Шаня (рис. 5).

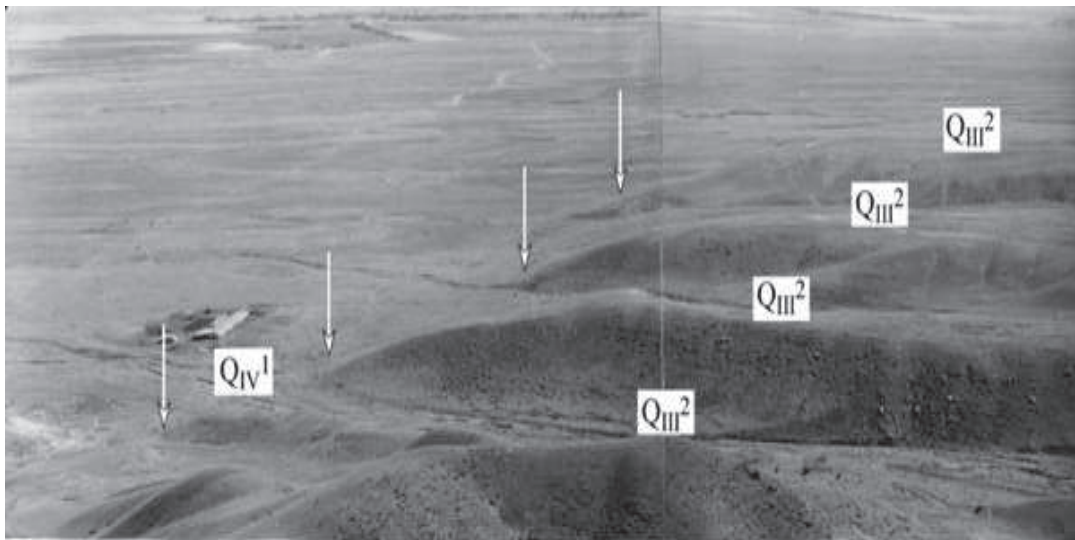


Рис. 2. Вздвигание позднеплейстоценовых и раннеголоценовых террас по зоне Карамуллинского разлома (показан стрелками) в междуречье Кумыштаг-ручей Ташты (фото А.М. Корженкова, 1990 г.)



Рис. 3. Малое Бешташское озеро в теле одноименного завала

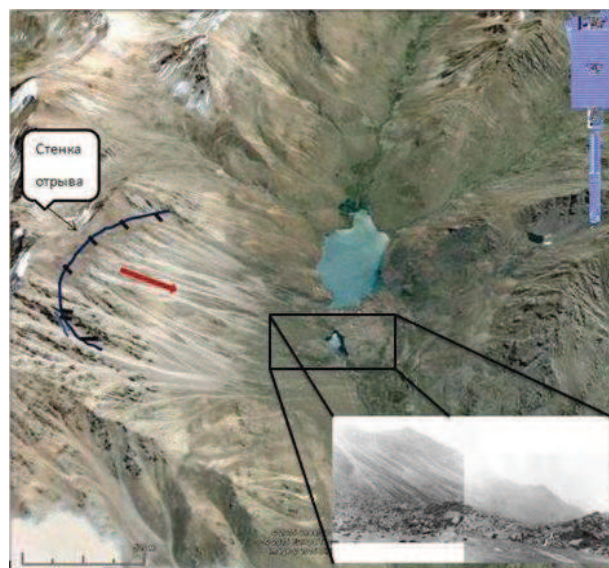


Рис. 4. План срыва Бешташского озера

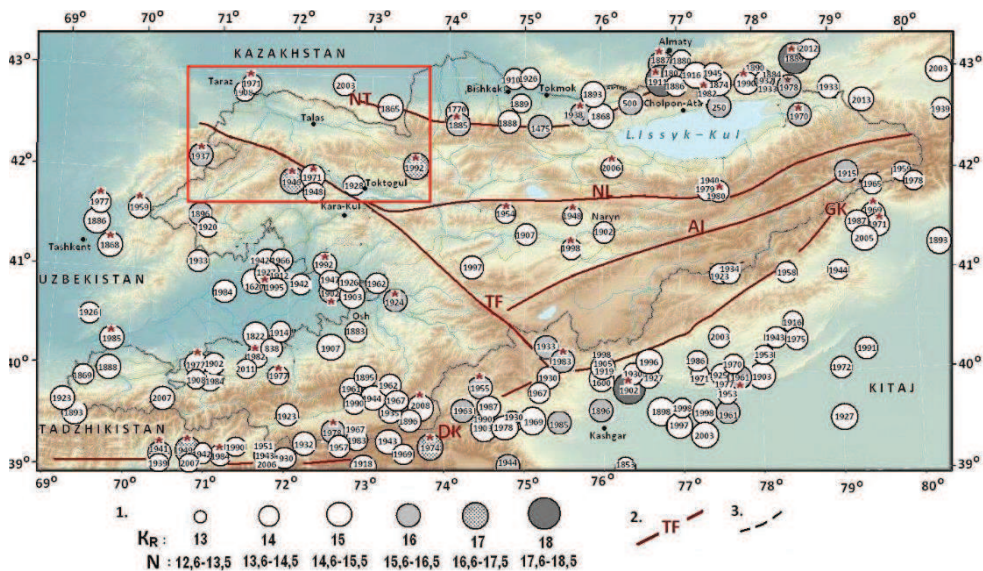


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных территорий с $K \geq 12,6$ с древнейших времен по 30.09.2014 г.: 1 – эпицентры землетрясений (по данным ИС НАН КР); 3 – разломы: TF – Таласо-Ферганский, NT – Северо-Тяньшаньский, NL – Линия Николаева, AI – Атбаши-Иныльчекский, GK – Гиссаро-Кокшаалский, DK – Дарваз-Каракульский; 4 – граница Кыргызстана.

Суусамырское землетрясение 19.08.1992 г. ($\varphi=42,07^\circ$ N, $\lambda=73,63^\circ$, $K=17,0$, $M=7,3$, $H=25$ км) силой в эпицентре 9–10 баллов (рис. 6).

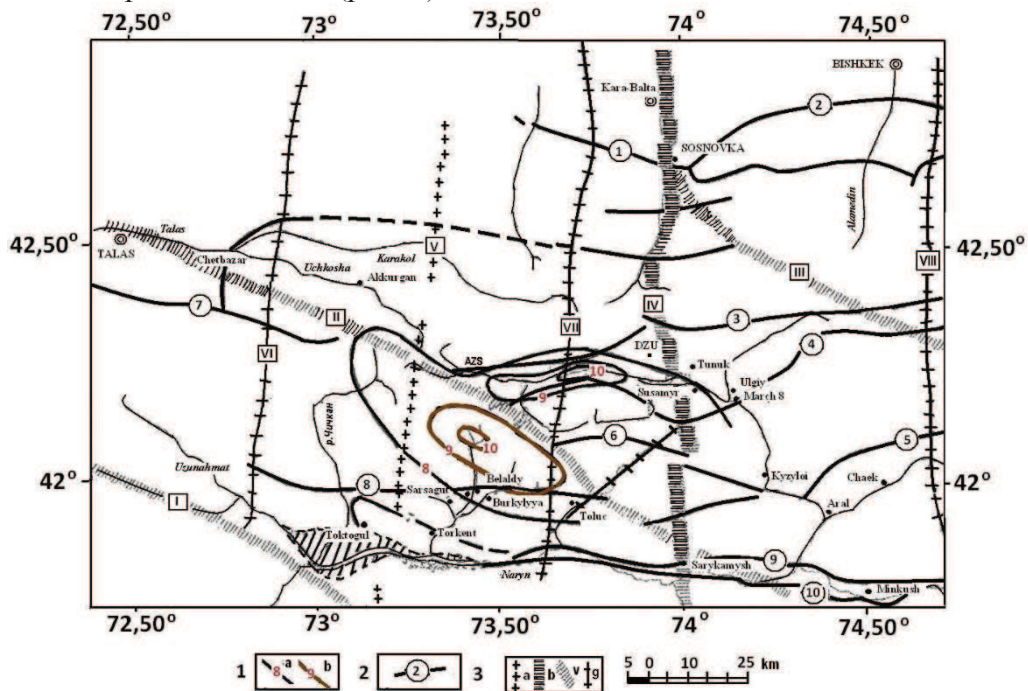


Рис. 6. Карта-схема изосейст Суусамырского землетрясения (составили: М. Омуралиев, А.М. Корженков, Т.А. Чаримов и др.): 1 – изосейсты и значения сейсмической интенсивности: а – основного толчка, б – форшока; 2 – краевые новейшие разломы: Чон-Курчакский (1), Иссык-Атинский (2), Каракольский (3), Арамсуйский (4), Северо-Джумгалский (5), Кызылойский (6), Южно-Таласский (7), Северо-Кутмень-Тюбинский (8), Северо-Кавакский (9), Южно-Кавакский (10); 3 – секущие структуры: а – поперечные поднятия Арсланбоб-Меркенское (V), б – поперечный прогиб Каракуль-Балхаишский (IV), в – диагональные поднятия и флексурно-разрывные зоны: Таласо-Ферганская (I), Арамсуйская (II), Сонкельская (III); г – флексурно-разрывные зоны: Чонташская (VI), Толук-Джерди-Каиндинская (VII), Аламединская (VIII).

Литература

1. *Омуралиев М., Чаримов Т.* Сейсмодислокация и сейсмическая опасность в западной части северной Киргизии Изв. АН Кирг. ССР. 1990. № 4. С. 83–88.

ОБЗОР СЕЙСМИЧНОСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА 2015 ГОД

Белевская Мария Александровна^{1,2}, *Варлашова Юлия Викторовна*^{1,2},
Верхоланцев Филипп Геннадьевич^{1,2}, *Верхоланцева Татьяна Викторовна*¹,
Голубева Инга Викторовна^{1,2}, *Гусева Наталья Сергеевна*¹,
Старикович Екатерина Николаевна^{1,2}

¹ГИ Уро РАН, г. Пермь

²ГС РАН, г. Обнинск

ivanova@mi-perm.ru

В 2015 г. продолжался инструментальный мониторинг сейсмических процессов на территории Урала и прилегающих к нему окраин Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты с использованием Уральской сейсмологической сети (УСС). Условия для непрерывной регистрации сейсмических событий на территории Уральского региона в 2015 г. по сравнению с таковыми в 2014 г. [1] претерпели некоторые изменения. В декабре 2014 г., в связи с аварийной ситуацией на СКРУ-2 «ОАО Уралкалий» [2] оборудование сейсмической станции «Соликамск», располагавшееся вблизи аварийной зоны, было демонтировано, ведутся работы по выбору нового места для размещения сейсмостанции.

На начало 2015 г. сеть насчитывает десять современных сейсмических станций. Все станции оснащены специальным оборудованием, обеспечивающим доступ в Интернет по каналам спутниковой и мобильной связи, что позволяет удаленно управлять ими и получать данные почти в реальном времени. В дополнение к имеющейся сейсмологической сети в проводимых наблюдениях были так же задействованы сейсмические станции «Арти» (ARU), «Свердловск» «SVE» «Оренбург» «ORR», «Оренбург-2» «OR2», «Оренбург-3» «OR3». В прямом доступе из центра обработки в г. Обнинск (ГС РАН) находятся данные со станций «ARU» и «SVE», а со станций «ORR», «OR2», «OR3» осуществляется по запросу в Отдел геоэкологии Оренбургского научного центра (ОНЦ) РАН (г. Оренбург).

Развернутая сеть обеспечивает в центральной части Пермского края автоматическую регистрацию сейсмических событий с магнитудой 1,5–2,0. Начиная с магнитуды 2,5, имеется возможность фиксировать практически все события для территории региона.

В результате обработки и интерпретации данных сейсмологических наблюдений на территории Уральского региона в 2015 г. выделено более 6 тысяч сейсмических событий различной природы [3]. Распределение событий по трем основным типам представлено на рис. 1. Основное количество сейсмических событий (54% от общего количества) составляют удаленные землетрясения. Технологическими взрывами являются 42% событий, оставшиеся 4% отнесено к местным землетрясениям и микроземлетрясениям.

В 2015 г. сейсмической сетью Западного Урала было зарегистрировано 239 событий, отнесенных к группе местных и локальных землетрясений. Определить параметры очагов удалось только для 38 из них, так как остальные слишком слабы и зарегистрированы одной, реже двумя станциями. Эпицентры очагов этих землетрясений представлены на рис. 2.

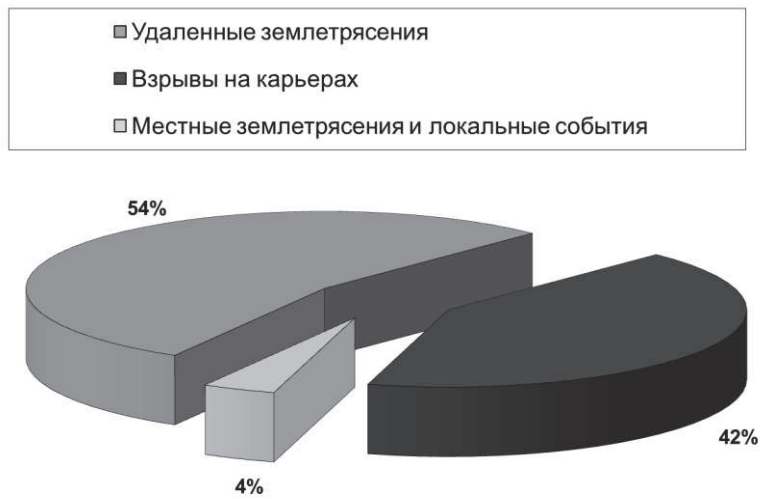


Рис. 1. Распределение сейсмических событий по типам

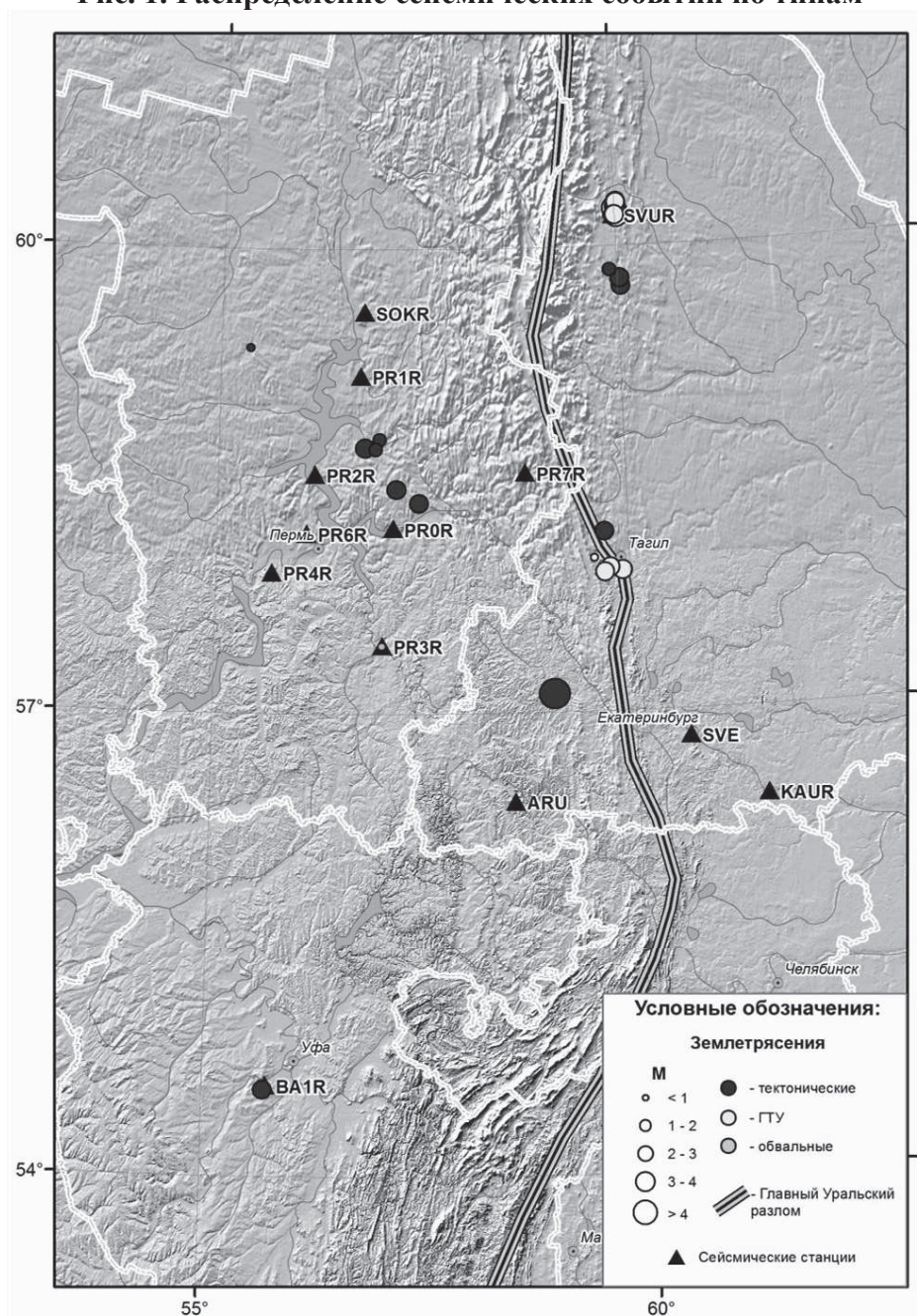


Рис. 2. Эпицентры землетрясений на Урале в 2015 г.

Природная составляющая сейсмичности региона

Землетрясения на территории Пермского края

Близость сейсмостанции «Кунгур» к участкам развития сульфатного карста в г. Кунгуре позволила зафиксировать три слабых события в Кунгурской ледяной пещере. Они произошли за пределами туристической зоны и, скорее всего, были вызваны вывалами пород разной массы, то есть имели обвальный тип.

В другом районе края (г. Березники и г. Соликамск), где в последние годы также формируются очаги обвального типа в связи развитием карстовых процессов после аварий на калийных рудниках, похожих событий за год мониторинга не наблюдалось.

В пределах Пермского края региональной сейсмологической сетью были зарегистрированы шесть возможно тектонических землетрясений: четыре из них произошли в Добрянском районе, одно в Чусовском и одно в Кудымкарском районах.

Первое землетрясение в Добрянском районе зарегистрировано 29 мая 2015 г. большинством станций региона. Его очаг располагался в районе п. Таборы и имел магнитуду $M_L=1,7$. Землетрясение в Чусовском районе произошло 25 августа 2015 г. в 21:04:54 UTC недалеко от г. Чусовой. Это событие имело магнитуду $M_L=2,2$. Эпицентры всех остальных событий находились в Добрянском районе и происходили с небольшим временным интервалом – от 3 до 6 дней. Землетрясение, произошедшее 30 октября 2015 г. 22:12:36 UTC, зафиксировано шестью станциями региональной сети. Его магнитуда составила $M_L=2,5$. Эпицентр следующего землетрясения (3 ноября 2015 г. 22:02:30 UTC с магнитудой $M_L=2,0$) расположен в 11 км от п. Перемское. Событие зафиксировано семью станциями: «Романово», «Верхнечусовские Городки», «Власы», «Сараны», «Североуральск» и «Арти». И последнее из этой группы – событие 9 ноября 2015 г. 5:14:19 UTC с магнитудой $M_L=2,1$ – зарегистрировано региональными станциями PR0R, PR1R, PR3R, PR4R и PR7R.

Еще одно землетрясение было зарегистрировано в Кудымкарском районе (д. Тукачево) 1 декабря с магнитудой $M_L=1,6$.

Макросейсмических проявлений ни одно из Пермских землетрясений не имело.

Землетрясения на прилегающих территориях

Ханты-Мансийский автономный округ

Сильное землетрясение было зарегистрировано в Ханты-Мансийском автономном округе 4 января в 13:58:03 UTC и имело магнитуду $M_L=4,2$. Данных о макросейсмических проявлениях нет из-за отсутствия населенных пунктов в районе эпицентра.

Республика Коми

Одно тектоническое землетрясение, произошло в республике Коми 21 марта в 14:14:24 UTC, имело магнитуду $M_L=2,9$. Из-за большой удаленности от эпицентра опрос макросейсмической информации не проводился.

Свердловская область

Самое сильное землетрясение за последние 100 лет на территории Урала произошло в Свердловской области (ближайший населенный пункт – п. Сабик) 18 октября в 21:44:55 UTC и было зафиксировано всеми станциями региона. Магнитуда M_L землетрясения, оцененная по полученным записям, составила 4,7 (третье по силе среди всех известных землетрясений на Урале). Сейсмограммы землетрясения представлены на рис. 3. В таблице 1 приведены параметры очага, рассчитанные по записям 10 станций региональной сейсмологической сети. Поскольку сотрясения ощущались на обширной территории в радиусе до 200 км от эпицентра и охватили большинство населенных пунктов Среднего Урала, землетрясение получило название Среднеуральского.

Таблица 1
Параметры очага Среднеуральского землетрясения

Дата и время в очаге (UTC)	Широта, градусы	Долгота, градусы	Глубина, км	M_L	Сейсмические станции
2015.10.18 21:44:55.00	57,12±0.04	59,05±0.11	12	4,7±0.2	ARU, SVE, PR3R, PR7R, PR0R, KAUR, PR4R, PR1R, SVUR, BA1R

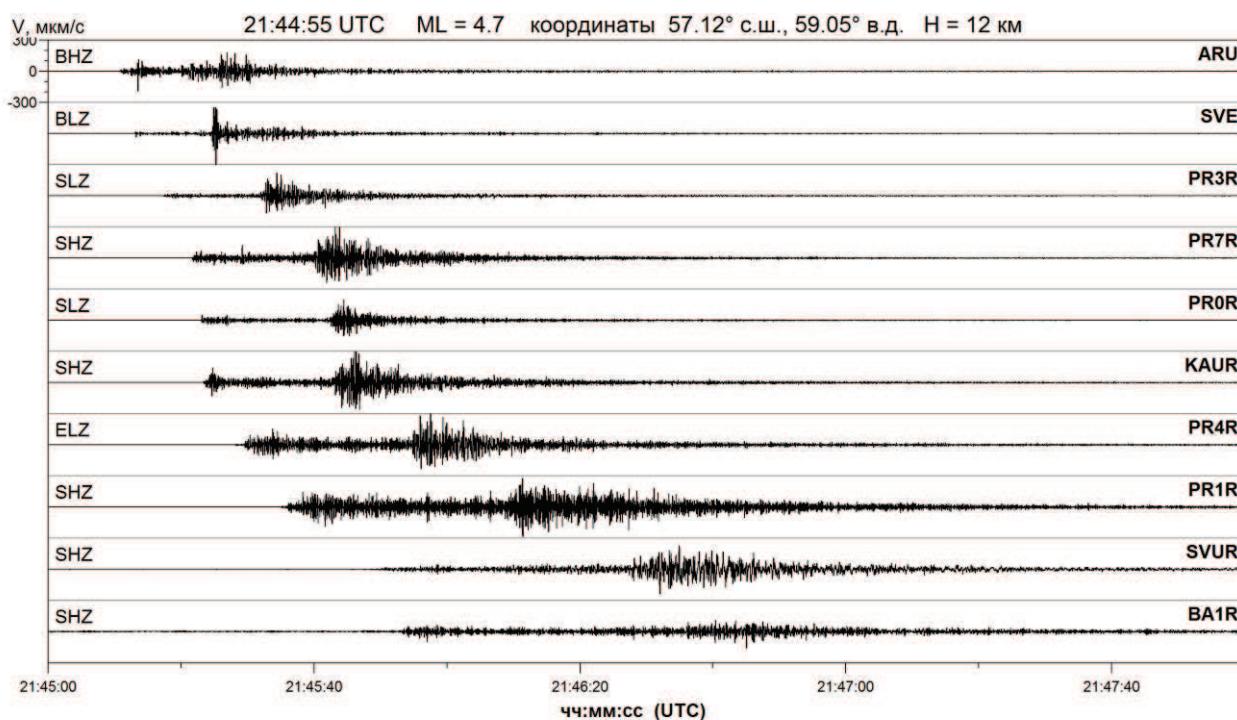


Рис. 3. Сейсмограммы Среднеуральского землетрясения 18 октября 2015 г.

События с большей магнитудой на Среднем Урале происходили ранее (согласно историческим сведениям и самым первым инструментальным наблюдениям) лишь дважды: в 1798 году в окрестностях Перми и в 1914 году близ Первоуральска (Билимбай). Магнитуда тех событий оценивается величиной $M_S=5,3$ и $5,0$ соответственно. В той же шкале магнитуд данное событие оценивается как $4,5$. Полученный материал является уникальным для всей территории Урала, и особенно, для Среднего Урала, где могут происходить наиболее сильные землетрясения. Среднеуральское землетрясение 18 октября имеет очаг практически в той же зоне, где в 1914 г. было отмечено другое сильное событие – Билимбаевское землетрясение (около г. Первоуральск), расстояние между очагами этих двух землетрясений составляет около 40 км.

Еще одно землетрясение, имевшее магнитуду $M_L=2,4$, произошло 14 января 2015 г. в 20:50:48 UTC в районе п. Баранчинский.

Три события расположены в районе г. Карпинск, возможно являются тектоническими (не исключается техногенная составляющая). Самое сильное из них произошло 29 мая 2015 г. 18:41:19 UTC и имело магнитуду $M_L=2,9$; второе произошло 4 июля 2015 г. 00:33:35 UTC и имело магнитуду $M_L=2,7$; третье 25 сентября 2015 г. в 18:24:47 UTC с магнитудой $M_L=2,0$.

Республика Башкортостан

В республике Башкортостан (Чишминский район) зафиксировано одно событие. Оно произошло 8 июня 2015 г. в 22:55:37 UTC и имело магнитуду $M_L=3,0$. Цифровые записи имеют классическую форму, типичную для землетрясений, с хорошо выраженными группами

объемных волн. С учетом глубины 20 км, характерной в данной области для кристаллического фундамента, землетрясение отнесено к тектоническим. Макросейсмических проявлений у события не было.

Граница Кировской и Нижегородской областей

Сравнительно крупным сейсмическим событием стало землетрясение, произошедшее 3 июля в 17:06:06 UTC. Оно было зафиксировано большинством станций региона. Магнитуда землетрясения, оцененная по полученным записям, составила $M_L=3,0$. Данное событие имело один афтершок с магнитудой $M_L=2,5$, который произошел двумя днями позже – 5 июля в 6:11:38 UTC.

Техногенная составляющая региона

Значительная часть событий приходится на долю горных и горно-тектонических ударов в Свердловской области.

За 2015 г. на Североуральских бокситовых рудниках региональной сейсмологической сетью было зарегистрировано около 209 таких событий, только для 15 удалось определить параметры очага (локальная магнитуда от 2,1 до 3,4). Самым сильным сейсмическим событием стал горно-тектонический удар на шахте Кальинская, произошедший 22 июня в 21:44:21 UTC. Магнитуда M_L , оцененная по инструментальным записям, составила 3,4. Данных о макросейсмических проявлениях нет.

Не менее активно проявляют себя зоны влияния отработки железорудных шахт в районе г. Н.Тагил, где за год произошло 4 горно-тектонических удара с $M_L=1,7-2,5$. Наиболее четко на сейсмических записях региональных станций отразилось событие 8 ноября 2015 г. в 11:00:51 UTC. Оно было зарегистрировано восьмью станциями, а его магнитуда составила $M_L 2.5$. Данное землетрясение, сопровождалось, со слов технического руководителя службы прогнозирования и предупреждения горных ударов ОАО ВГОК, ощутимым сотрясением массива и произошло вслед за взрывом на шахте «Естюнинская». Другим ощутимым ГТУ на этой же шахте стало событие 10 августа в 3:36:42 UTC. Не смотря на небольшую магнитуду ($M_L=1,7$), землетрясение ощущалось как 3-балльные сотрясения, как в самой шахте, так и в соседних поселках (Естюниха и Песчаный).

Результаты

В результате проведения мониторинговых наблюдений накоплен большой объем информации по особенностям проявления тектонических и техногенных сейсмических процессов на территории Уральского региона. Составлен каталог региональных землетрясений за 2015 г. с локальными магнитудами от -0,6 до 4,7. Очаги землетрясений территориально относятся как к Пермскому краю, так и к прилегающим регионам. В целом можно сказать, что сейсмический режим Уральского региона в 2015 г. характеризовался традиционными для него умеренными параметрами активности.

Самым значительным стало землетрясение в районе п. Сабик (Свердловская область) с $M_L=4,7$, для которого были детально изучены параметры очага, собран значительный объем макросейсмических данных.

Литература

1. Гусева Н.С., Голубева И.В., Варлашова Ю.В., Верхоланцев Ф.Г., Верхоланцева Т.В., Старикович Е.Н. Обзор сейсмичности Уральского региона за 2014 год // Шестнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2015, 354 с. С.103–106.
2. Информационное сообщение ОАО «Уралкалий» [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.uralkali.com/ru/press_releases/item19819/.
3. Сейсмологический мониторинг Западного Урала [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region/index.htm>

ПОИСК ВОДЫ МЕТОДОМ ВЭЗ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЕЕ ПОСЁЛКА ЛУГОВОЕ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Бельков Никита Владимирович

студент 2-го курса геологического факультета ПГНИУ, г. Пермь

nikitabelkow@mail.ru

Научный руководитель:

ассистент кафедры геофизики

Луппов Владимир Иванович

Аннотация. Работы по поиску воды для обеспечения питьевых и сельскохозяйственных нужд строящихся загородных посёлков актуальны в последние годы. В данной статье представлены результаты исследований по выявлению перспективных водоносных горизонтов методом вертикального электрического зондирования.

Ключевые слова: вода, метод ВЭЗ, система программ «ЗОНД».

На территории Пермского края по гидрогеологическому районированию выделяют три бассейна подземных вод первого порядка: Восточно-Русский сложный бассейн пластовых вод, Предуральский сложный бассейн пластовых (блоково-пластовых) вод и Большеуральский сложный бассейн корово-блоковых (пластово-блоковых и пластовых) вод (рис. 1) [2]. Территория Пермского края входит в зону преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций рек (озер) лесной зоны (пояса) северного полушария [3].

Район исследования расположен на восточной окраине Восточно-Русского сложного бассейна пластовых вод и приурочен к Камскому гидрогеологическому району. Согласно гидрогеохимическому районированию, изучаемая территория расположена в зоне хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных вод (рис. 1).

В Камской гидрогеологической области широко распространены грунтовые воды аллювиальных отложений и шешминского терригенного комплекса. В районе исследования основным водоносным комплексом является шешминский. Его особенность – очень неравномерная загипсованность пород. В одном и том же населенном пункте могут быть воды разной степени минерализации (от 0,3–0,4 до 5–8 г/л). Характерно также быстрое увеличение минерализации с глубиной [1].

В июне 2013 г. на исследуемой территории было разбито 2 профиля. Расстояние между профилями составило 100 м, между пикетами 100 м. В общей сложности отработано 20 точек электрического зондирования. Работы проводились симметричной четырехэлектродной установкой с величиной шага приращения разносов питающей линии $p = r_{j+1}/r_j = 1,25$ [4]. Максимальный разнос питающей линии АВ измерительной установки был равен 400 м. При выполнении зондирования для поддержания измеряемой разности потенциалов в необходимых пределах были использованы две приемных линии MN длиной 1 и 10 м. Измерения выполнялись аппаратурой АМС–1. Обработка результатов полевых измерений проводилась в системе программ «ЗОНД» [5].

По результатам интерпретации кривых ВЭЗ была выявлена перспективная для заверки бурением зона низких кажущихся сопротивлений, залегающих на глубинах порядка 25–45 м. Сопоставление геоэлектрического разреза по профилю 2, построенного до бурения скважины, и геолого-технического разреза скважины (точка ВЭЗ 3 профиля 2), (рис.2) показывает следующее. Сверху залегают глины мощностью 7 метров и сопротивлением порядка 18 Ом·м, ниже находятся суглинки мощностью 8,3 м и сопротивлением 37 Ом·м. Далее залегают суглинки с прослоями песка мощностью 3,7 м. На геоэлектрическом разрезе этот слой выделяется как один с вышележащим слоем суглинков с сопротивлением 37 Ом·м.

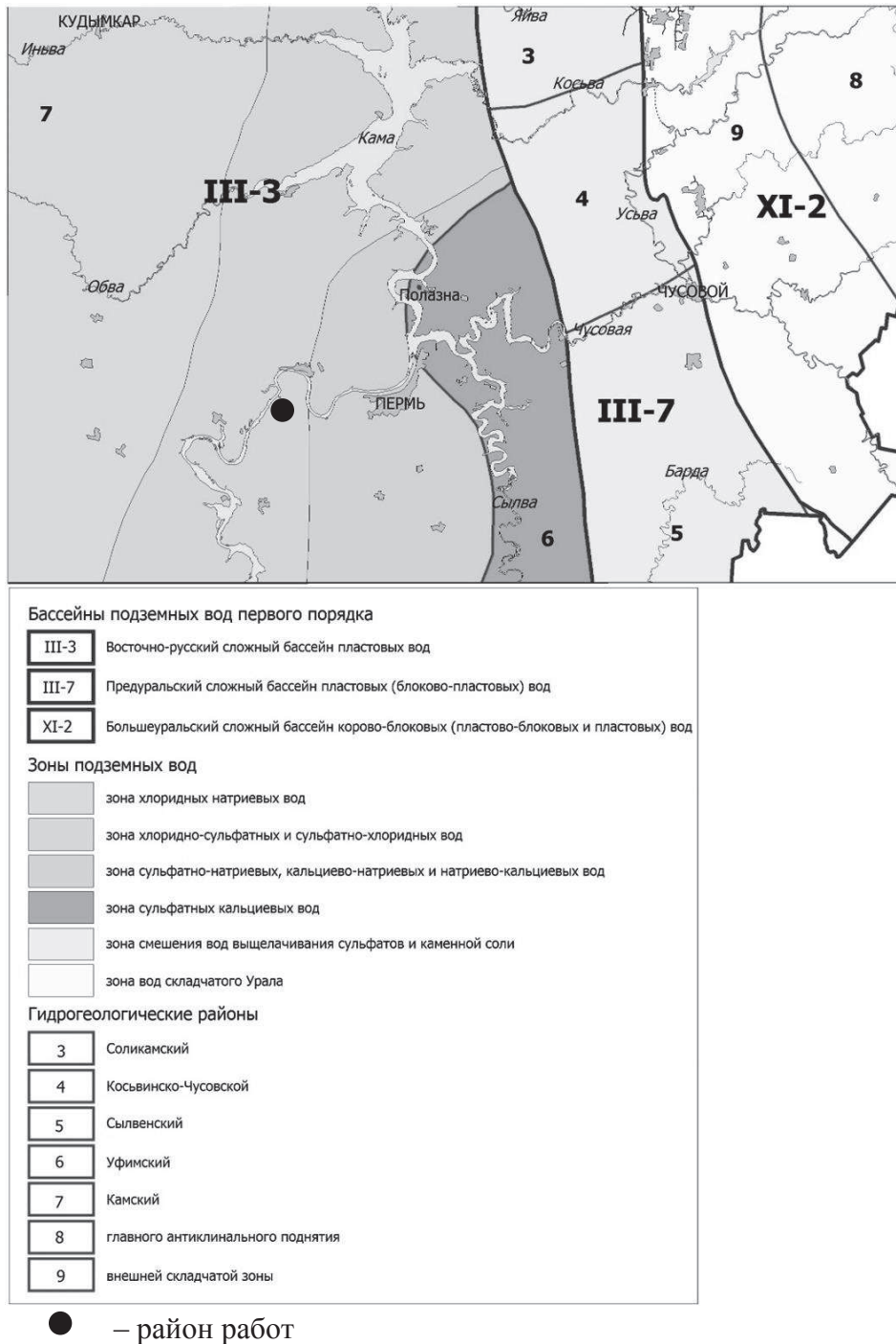
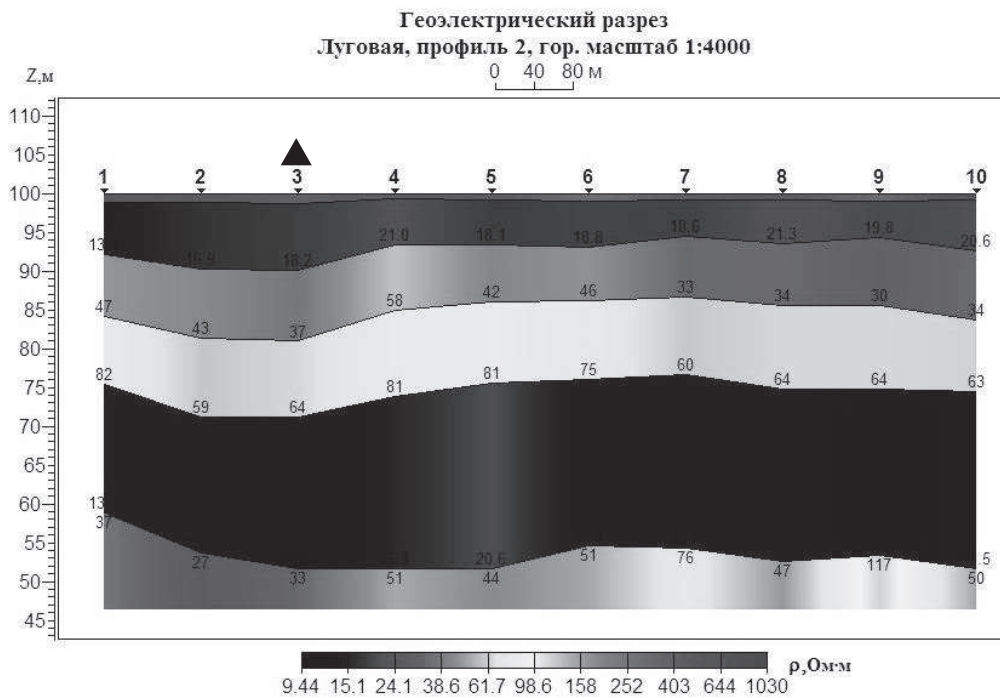


Рис. 1. Схема гидрогеологического и гидрогеохимического районирования Пермского края [2]

Глубже залегает слой песка серого малообводнённого мощностью 0,7 м, переходящего в гравий. Вскрытая мощность водоносного гравия составляет 4,3 м с сопротивлением 64 Ом·м. Дебит четвертичного водоносного горизонта составил 9,7 м³/час (достаточного для Заказчика) и, во вскрытии шешминского водоносного комплекса, залегающего глубже, отпала необходимость. Химический анализ воды показал превышение ПДК на 0,8°Ж по общей жесткости, на 7,3 ЕМФ по мутности воды и на 0,6 мг/дм³ по содержанию общего железа. В связи, с чем воду из этой скважины можно употреблять для хозяйственных нужд, а после устранения мутности, жесткости и лишнего содержания железа посредством фильтров, воду можно использовать для питьевых нужд.



Геолого-технический разрез скважины

глубина, м	геологический возраст	глубина залегания, м			литологический разрез и конструкция скважины	описание пород	уровень, м	конструкция скважины при эксплуатации	примечание
		пролл	посл	мощность, м					
2									1. Эксплуатационная фильтровая колонна Ø 219 мм интервал +0,5-24,0 м 2. Рабочая часть фильтра в интервале 19,0 - 24,0 м 3. Данные откачки. - Статический уровень - 6,5 м - Динамический уровень - 10,55 м - Понижение - 4,05 м - Дебит - 9,7 м³/час 4. Глубина скважины - 24,0 м
4					глина коричневая полутвердая	6,5			
6		0	7,0	7,0					
8									
10	Q				суглинок коричнево-пелитовый		219 24,0		
12									
14		7,0	15,3	8,3					
16					суглинок с прослойки песка				
18		15,3	19,0	3,7					
20		19,0	19,7	0,7	песок серый мелкообводненный				
22									
24		19,7	24,0	4,3	гравий				

Местоположение скважины Пермский край, НП "Луговское"

Условные обозначения: ▲ – скважина.

Рис. 2. Сопоставление результатов количественной интерпретации ВЭЗ и литологического разреза скважины

Литература

1. Шимановский Л.А., Шимановская И.А. Пресные подземные воды Пермской области. Пермское книжное издательство, 1973. 198 с.
2. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Энциклопедия / глав. ред. А. И. Кудряшов. Пермь: Изд-во «Книжная площадь», 2006. 464 с.
3. Максимович Г.А. Основы карстоведения / Г.А. Максимович. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1963. Т.1. 446 с.
4. Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М: Научный мир, 2007. 248 с.
5. Обработка и интерпретация результатов полевых наблюдений в программе ЗОНД. Краткое руководство. 37 с. <http://www.permgeo.ru/download/Brief Manual ZOND.pdf>

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

*Бобров Валерий Юрьевич, аспирант
Горный институт УрО РАН (г. Пермь)
e-mail: bvy1692@gmail.com*

научный руководитель: Санфиоров Игорь Александрович, профессор, д. т. н.

Сейсморазведка 3D (пространственная) – один из самых точных геофизических методов. Это традиционный инструмент изучения углеводородов. Высокая детальность пространственной сейсморазведки позволяет решать более тонкие задачи, в отличие от стандартных 2D съемок. [1]. В настоящее время метод отраженных волн с накоплением по общей глубинной точке (МОВ – ОГТ) получил наибольшее распространение в сейсморазведке и используется для изучения геологического строения в нефтегазовой отрасли. Вместе с тем МОВ – ОГТ является одним из наиболее эффективных геофизических методов исследований при производстве инженерно-геологических изысканий [2]. Однако существует множество различий при глубинных и инженерных исследованиях: от источников упругих колебаний до параметров систем наблюдений.

В качестве примера возможности проведения инженерных сейсморазведочных работ 3D для изучения верхней части разреза (ВЧР) выбрана площадь 450х450 метров с учетом сейсмогеологических условий центральной части ВКМКС (табл. 1).

Таблица 1

Сейсмогеологическая модель верхней части разреза

ОГ	Интервальная скорость, м/с	Глубина залегания, м
Земная поверхность		
ОГ песчаник	1200	15
Ог глина	1400	33
ОГ известняк	2000	61
ОГ СМТ	3000	90

При обосновании расстояния между линиями пунктов приема (ЛПП) и линиями пунктов возбуждения (ЛПВ), определяющую роль играет глубина залегания верхней отражающей границы (ВОГ). Минимальное удаление пункта приема от пункта возбуждения (X_{\min}) для непрерывной прослеживаемости должно быть меньше глубины ВОГ [3]:

$$X_{\min} = (a^2 + b^2)^{\frac{1}{2}} < H_{\text{вог}}$$

Где a и b – расстояния между ЛПП и ЛПВ,

$H_{\text{вог}}$ – глубина ВОГ.

При глубине залегания ВОГ = 15м, расстояние между ЛПП и ЛПВ не должно превышать 8 метров.

$$(8^2 + 8^2)^{\frac{1}{2}} < 15$$

$$11,3 < 15$$

Оптимальный размер бина вычисляется по формуле [3]:

$$\text{Размер бина} < \frac{V_i}{4f \sin \alpha}$$

где V_i – интервальная скорость на уровне целевого объекта,

f – максимальная частота сигнала на глубине целевого объекта,

α – угол дифрагированных волн, восходящих от горизонта.

При интервальной скорости 3000 м/с, $\alpha = 45^\circ$ и максимальной частоте сигнала 200 Гц, был выбран бин 4х4 м.

$$\text{Размер бина} < \frac{3000}{4 \cdot 200 \cdot 0,7}$$

$$\text{Размер бина} < 5,3$$

Расстояния между ПП и ПВ выбираются в соответствии с размерами бина. Обычно расстояние в два раза больше бина, поэтому шаг между ПП и ПВ выберем 8 метров.

При расчете длины расстановки следует ориентироваться на глубину продуктивного горизонта, то есть рассматривать такую длину расстановки сейсмоприемников, при которой максимальное удаление (X_{\max}) источник–приемник будет достаточным для изучения данного горизонта. Диапазон максимальных удалений можно рассчитать по формуле [3]:

$$V \left(\frac{2t_0}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \leq X_{\max} \leq (1.25)^{\frac{1}{2}} \times H$$

где H – глубина залегания объекта, t_0 – двойное время пробега, V – средняя скорость до целевого объекта, f – доминирующая частота на глубине целевого горизонта.

Так же можно воспользоваться формулой Бондарева В.И. [2]:

$$(0,75 \div 0,85) \times H \leq X_{\max} \leq (1,0 \div 1,2) \times H$$

где H – глубина залегания объекта.

При залегании ОГ СМТ на 90 метров, диапазон максимальных удалений будет равен: $67,5 \leq X_{\max} \leq 108$. Зная ориентировочно самое большое максимальное удаление, можно подобрать несколько вариантов расстановок, размеры которых предполагают наличие нужных максимальных удалений.

После того как рассчитаны основные параметры, с помощью программного комплекса Mesa Expert спроектирована система наблюдений (рис. 1).

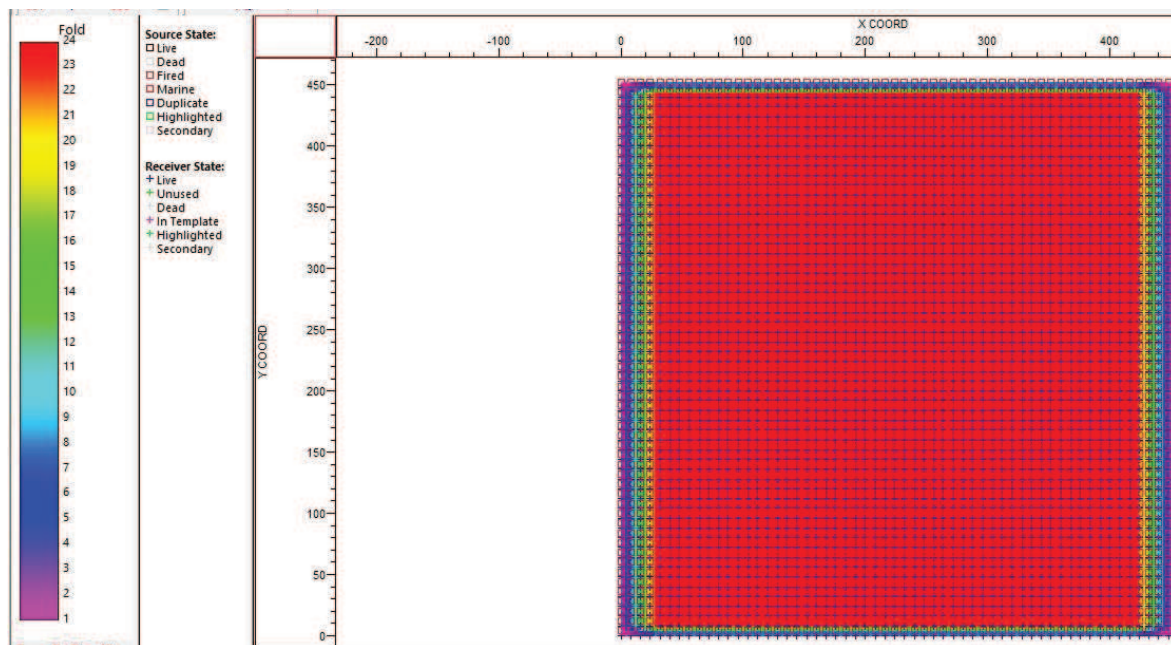


Рис. 1. Спроектированная система наблюдений

Расположение ЛПП и ЛПВ ортогональное. Шаг между ПП – 8 м, между ПВ – 8 м. Расстояние между ЛПП и ЛПВ – 8 метров. Бин – 4x4 м. Шаблон отстрела состоит из 6 линий по 16 каналов. Номинальная кратность – 24 (рис. 2).

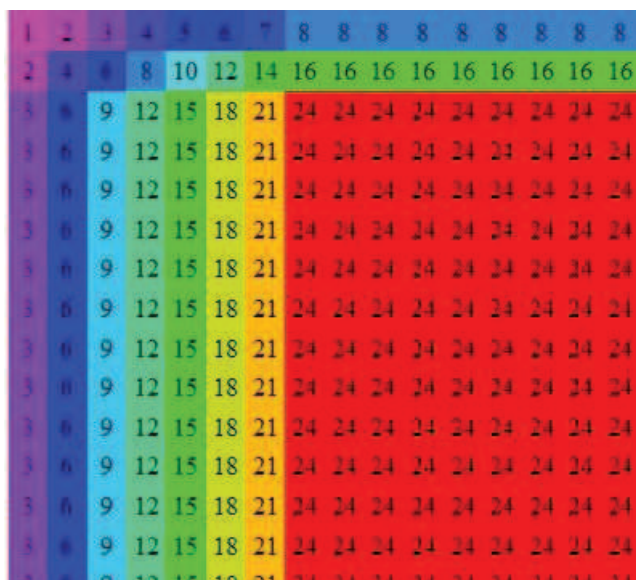


Рис. 2. Фрагмент кратности системы наблюдений

Так же необходимо спрогнозировать вертикальную разрешенность (ВР) и горизонтальную разрешенность (ГР). ВР теоретически высчитывается по формуле [3]:

$$ВР = \frac{V}{4f}$$

где V – средняя скорость до целевого объекта, f – доминирующая частота сигнала от целевого объекта;

ГР высчитывается по формуле [3]:

$$ГР = \frac{3 \cdot \text{вертикальная разрешенность}}{\sin \alpha (30 \dots 45^\circ)}$$

где α – кажущийся угол дифрагированных волн, восходящих от горизонта.

При средней скорости 1800 м/с и доминирующей частоте 200 Гц, мы получаем ВР равной 2,2 м и ГР равной 9,6 м.

Анализируя результаты ВР и ГР можно сделать вывод, что данная система наблюдений позволяет «рассмотреть» интересующие нас ОГ. Рассчитанная номинальная кратность говорит о возможности реализации на данной площади инженерных пространственных сейсморазведочных работ МОГТ.

Литература

1. Санфиоров И.А., Ярославцев А.Г., Жикин А.А., Глебов С.В., Герасимова И.Ю. О перспективах малоглубинной сейсморазведки 3D на Верхнекамском месторождении солей // Геофизика. 2015. № 5. С. 6–11.
2. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки: Учеб. изд., испр. и доп. Екатеринбург: ИРА УГТ, 2007. 259–273 с.
3. Учебный курс программы Mesa Expert, 2005 г.

ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ СЕЛЕМДЖИНСКОГО РАЙОНА

*Богомолов Алексей Владимирович, аспирант
Уральский государственный горный университет
e-mail: j-bvi@mail.ru*

научный руководитель: к. г.-м. н. Виноградов Владислав Борисович

Рассматриваемое месторождение расположено в зоне сочленения двух крупных тектонических структур – Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчатой (складчато-надвиговой) системы и Буреинского массива, представленного Туранским блоком. Месторождение расположено в образованиях позднепалеозойского структурного этажа, представленного зеленосланцево-песчаниково-алевролитовой углеродсодержащей формацией с незначительным распространением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Зеленосланцево-песчаниково-алевролитовая углеродсодержащая формация в районе месторождения представлена мынской, златоустовской и сагурской свитами и образует в пределах района ряд складчатых форм различного порядка.

Среди разрывных нарушений выделяются две основных системы – субширотная и северо-восточная. Разломы первой системы являются наиболее крупными по протяженности и по амплитудам перемещений. Главнейшей разрывной структурой района является Южно-Тукурингрский разлом, представленный серией линеаментов, ограничивающих с юга структуры Монголо-Охотской складчатой системы. Широко проявлены на площади нарушения северо-северо-восточной ориентировки, относящиеся к системе Улигданского разлома. Менее отчетливо просматриваются в районе месторождения разрывные нарушения субмеридионального направления. Одним из разломов, осложняющим перечисленные выше нарушения является надвиг, контролирующий положение золоторудного месторождения.

Для того чтобы правильно истолковывать измеренные физические поля, необходимо знать физические свойства среды, обусловившие физическое поле. То есть необходимо изучать физические свойства горных пород, слагающий изучаемый объект. Свойства горных пород оказывают весьма существенное влияние практически на все производственные процессы при разработке месторождений полезных ископаемых [1, 2, 3]. Физические свойства – это характерные качества, присущие всем веществам. В данной статье были рассмотрены два: плотность и магнитная восприимчивость. Для измерения свойств было отобрано шесть различных образцов. Плотность была измерена с помощью метода гидростатического взвешивания (табл. 1).

Таблица 1

Журнал измерений плотности горных пород

№ п/п	Рвозд	Рвод	Рвозд-Рвод	σ	Название породы
	г	г	г	г/см ³	
1	0,407	0,258	0,149	2,73	Кварцит
2	0,437	0,279	0,158	2,76	Кварцит
3	0,193	0,120	0,073	2,64	Гнейс
4	0,285	0,184	0,101	2,82	Антимонит
5	0,223	0,137	0,086	2,59	Кварц-серецитовый сланец

Расчет производился по формуле:

$$\sigma = \frac{P_{\text{возд}}}{P_{\text{возд}} - P_{\text{вод}}},$$

где σ – плотность, $P_{\text{возд}}$ – вес образца в воздухе, $P_{\text{вод}}$ – вес образца в воде.
 Для измерения магнитной восприимчивости использовался прибор ИМВ-1 (рис. 1).



Рис. 1. Внешний вид прибора ИМВ-1

Полученные результаты можно посмотреть в таблице 2.

Таблица 2

Журнал измерений магнитной восприимчивости горных пород

№ п/п	χ *10 ⁻⁵ ед. Си	Название породы
1	22,5	Кварцит
2	16,6	Кварцит
3	114	Гнейс
4	19,25	Антимонит
5	21	Кварц-серицитовый сланец

Физические свойства горных пород составляет основу геофизики. Характер распределения значений отдельных петрофизических величин в пределах геологических тел необходимо знать, как для правильного проектирования полевых геофизических исследований, так и для истолкования их результатов. Важнейшее значение физические свойства горных пород имеют при геофизических исследованиях скважин, когда по комплексу измеряемых в скважине физических величин определяют вскрытые породы, выделяют среди них полезные ископаемые и оценивают их запасы.

Литература

1. *Зинченко В.С.* Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: учебное пособие для студентов вузов. М.- Тверь: Изд. АИС, 2005. 392 с.
2. *Кобанова В.Н.* Петрофизика. Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 392 с.
3. Петрофизика; Справочник. В трех книгах / Под ред. Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.

ВЫСОКОТОЧНАЯ ГРАВИРАЗВЕДКА ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА

Варзаков Артемий Павлович, аспирант

Белоусов Максим Вадимович, студент

Хасанов Руслан Ринатович, студент

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

e-mail: redrick777@gmail.com

научный руководитель: к.г.-м.н. Виноградов Владислав Борисович

Широко известно успешное применение гравirazведки на стадии геологического картирования 1:50000 и поисках масштаба 1:10000. При работах более крупных масштабов гравirazведку успешно применяли ещё в 70-х годах XX-го века, в основном на интерпретационных профилях. Данные гравirazведки подвергались «полуколичественной интерпретации» (рис. 1). С современной точки зрения при этом извлекалась не вся полезная информация.

В 90-е годы XX века проведение крупномасштабной гравirazведки на золоторудных месторождениях прекратилось. В те же годы произошло обновление гравиметрической аппаратуры и тотальная компьютеризация всех этапов гравirazведочных работ, а также технологии топографо-геодезических работ и технологии введения поправки за влияние рельефа местности (Долгаль А.С., 2014). Эти обстоятельства позволяют переоценить возможности гравirazведки для поставленной задачи.

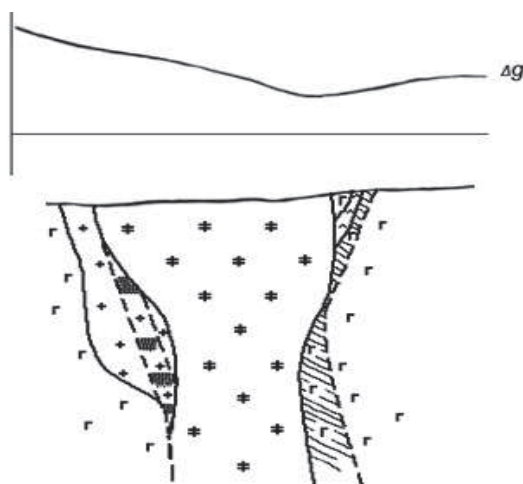


Рис. 1. Результаты «полуколичественной интерпретации»

Авторами создана база данных по 25 золоторудным месторождениям, включая данные геофизических методов. Анализ данных свидетельствует о том, что примерно в 50% из них массы рудных тел создают достаточно интенсивные аномалии силы тяжести, которые могут быть измерены современной аппаратурой и изучены с помощью таких измерений, что подтверждается результатами истолкования поля силы тяжести по нескольким месторождениям.

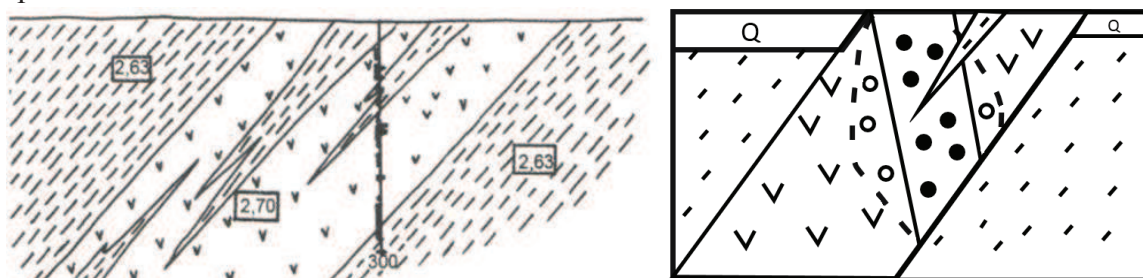


Рис. 2. Модель интерпретации 70-х годов (слева) и результат истолкования в авторской версии

Для 2 примеров 70-х годов проведена переинтерпретация данных гравиразведки с применением современных технологий. Изменения результатов представлены на рис. 2.

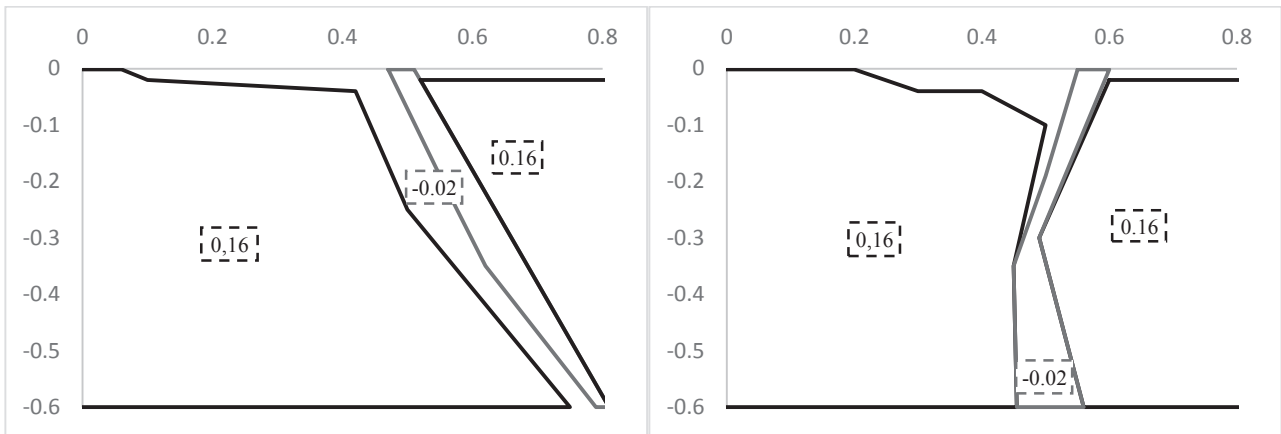


Рис. 2. Плотностные модели для разреза с рис. 1

Авторами предложена следующая схема истолкования поля силы тяжести. Первым этапом ставится подбор плотностных моделей с разным направлением залегания пород (рис. 2). После этого определяются области, гарантированно содержащая источник поля (рис. 3).

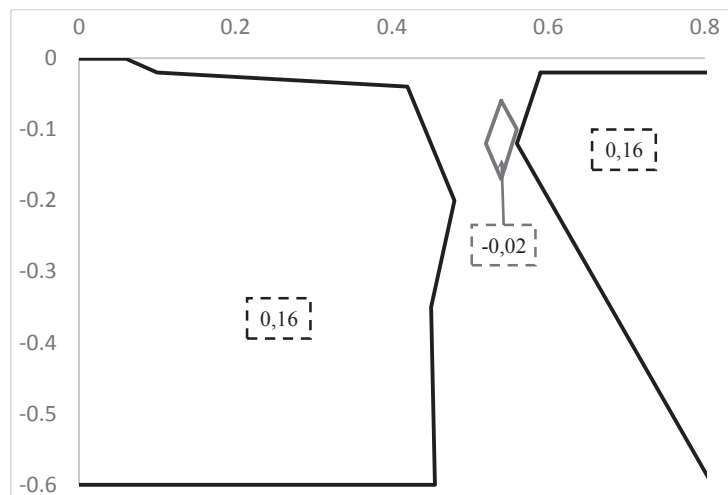


Рис. 3. Результат применения гарантированного подхода

Затем модель с гарантированными областями используется как начальная модель для построения окончательной плотностной модели гравитационного поля (рис. 4).

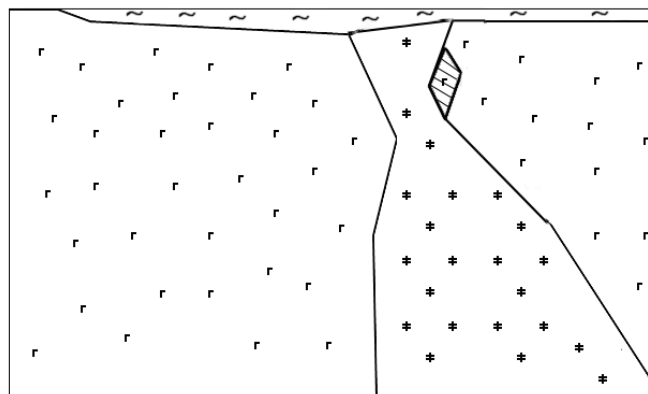


Рис. 4. Окончательная плотностная модель для разреза с рис. 1

При приповерхностном расположении месторождения в поле силы тяжести заметно отражается пространственная изменчивость физических свойств в зоне околорудных изменений и в зоне сульфидизации (изменение доли сульфидов в породе).

Основываясь на данном примере, в котором пространственная изменчивость определяют по данным скважинных измерений, авторы предлагают при истолковании поля силы тяжести золоторудных месторождений использовать следующую плотностную модель:

$$\Delta g = k \sum_1^N \Delta \sigma \iiint_{V_i} \left[\frac{(z - z_0)}{R^3} \right] dV + k \iiint_{W_{PV}} \left(\sigma_{3M} + \frac{\sigma_1}{1 + \alpha_{PV}^2 x^2} \right) \frac{z - z_0}{R^3} dW + k \iiint_W \left(\sigma_A + \frac{\sigma_0}{1 + \alpha^2 x^2} \right) \frac{z - z_0}{R^3} dW$$

где, второе слагаемое отражает влияние пространственной изменчивости плотности в зоне околорудных изменений, последнее слагаемое отражает эффект пространственной изменчивости плотности в зоне сульфидизации. При аппроксимации набором прямоугольных параллелепипедов обратная задача для такой плотностной модели приводится к линейной условно-экстремальной задаче.

Вывод: Гарантированный подход позволяет уточнять геологическое строение и позволяет переоценить результаты предшествующей «полуколичественной интерпретации». Подбор вмещающих структур так же может быть информативным.

ПРИМЕНЕНИЕ КАРОТАЖА ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Вдовин Алексей Геннадьевич, м.н.с

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: agvd@bk.ru

научный руководитель: д.т.н. Астраханцев Юрий Геннадьевич

В настоящее время большинство исследований электромагнитного излучения (ЭМИ) горных пород связано с изучением при нагружении [1–5]. Данные исследования проводятся как в процессе лабораторного моделирования, так и в естественных условиях залегания горных пород. Выводами служит в основном прогнозирование землетрясений или удароопасности массива пород. В то время как исследования поглощения или отражения сигналов ЭМИ в объеме геосреды практически не выполняются. Такие работы, как правило, связаны с лабораторными исследованиями искусственных образцов для создания поглотительных материалов [6–7].

Электромагнитное излучение возникает за счёт колебания свободных зарядов в кристаллической решётке минералов. Возбуждение зарядов происходит под действием колебаний ионов решётки при её деформировании, т.е. в процессе трещинообразования возникают электрические заряды. В объеме геосреды это создает интегральный сигнал, который и является характеристикой ЭМИ.

Основой геофизических исследований на железорудных месторождениях являются магнитные методы. Привлечение нетрадиционных методов геофизических исследований может дать не только дополнительную информацию, но и существенно повысить изученность массива горных пород. Одним из таких методов может выступать измерение электромагнитного излучения, предпосылками проведения которого явилась связь электромагнитных излучений пород при деформациях с электропроводностью среды.

В естественных условиях ЭМИ возникает в больших объемах пород так, что радиус приема сигнала может составлять десятки метров и на его предельные значения будут накладываться ограничение не только геометрическое убывание амплитуд сигналов от отдельных источников, но и затухание за счет электропроводности среды, создавая для импульсных сигналов объемный фильтр низких частот.

В институте геофизики УрО РАН разработана аппаратура МЭШ-42 [8]. Данная аппаратура позволяет одновременно измерять электромагнитного излучения в следующих частотных диапазонах: 45 кГц (F45), 80 кГц (F80) и 120 кГц (F120).

Для более детального расчленения разреза по магнитным свойствам использовалась аппаратура МИ-3803 [9]. Работы по магнитометрии околоскважинного пространства включали регистрацию магнитной восприимчивости и измерение трёх компонент магнитного поля (магнитного азимута, вертикальной и горизонтальной составляющих).

Каротаж электромагнитного излучения был проведен в скважинах Северо-Тараташского железорудного месторождения (Южный Урал). Данное месторождение приуроченному к Куватальскому рудному горизонту. Имеет очень сложное строение и состоит из чередующихся рудных и безрудных пластовых тел. Первые представлены магнетитовыми кварцитами и магнетит-гиперстеновыми кристаллическими сланцами, а вторые – пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболовыми, пироксеновыми и гранатовыми кварцитами.

Измерения проводились в пяти скважинах, расположенных пространственно удаленно друг от друга на сотни метров. Пример проведенных измерений в трех скважинах представлен на рис. 1.

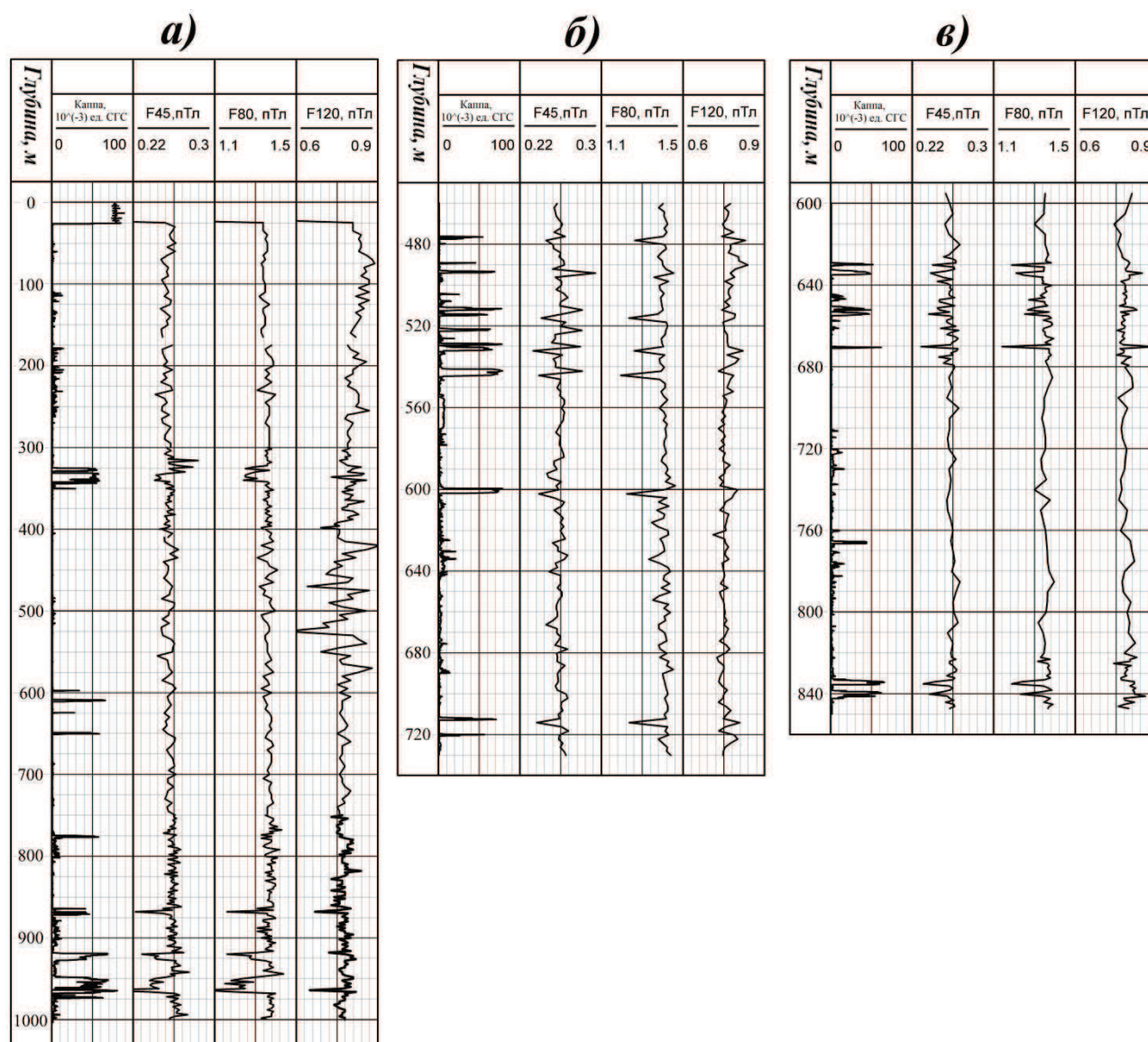


Рис. 1. Результаты измерений ЭМИ и данных капнометрии в скважинах на Северо-Тараташском железорудном месторождении:

а – в скважине № 1; б – в скважине № 2; в – в скважине № 3

Исследование в скважине № 1 показало следующее:

- по ЭМИ отмечается понижение уровня в зонах магнетитового оруденения.

- в интервале 400–600 наблюдается высокая дифференциация кривой F120. В данном интервале литологически породы не различаются от выше и ниже лежащей пачки пород, а также, по данным других методов ГИС (КС, ПС, каппаметрия, гама каротаж и др.), в этом интервале не наблюдается отличных свойств. Можно предположить по характеру кривой ЭМИ на частоте 45 кГц, что в данном интервале происходят процессы микродеформации пород без развития макроразрушения (по данным геоакустического каротажа не наблюдается аномальных отклонений).

- в интервале 310–330 м. наблюдается повышенный уровень F45. Исходя из чего, можно сделать вывод, что породы данного интервала являются тектонически нарушенными и здесь протекают процессы трещинообразования (подтверждается данными геоакустической эмиссии).

В скважине № 2 и № 3 оруденение весьма неоднородно, маломощно и в большей степени тонкополосчатого типа. По измеренным значениям ЭМИ выделяются аномалии, связанные с маломощными рудными пластами. В данных скважинах можно установить следующие

закономерности поведения электромагнитной эмиссии на разных частотах в зонах рудопроявлений:

- слои магнетитовых кварцитов отмечаются на диаграмме параметра F45 понижением уровня фоновых значений и увеличением в зонах контакта с немагнитными вмещающими породами;

- на кривой F80 отмечаются локальные отрицательные аномалии, соответствующие оруденению;

- на кривой F120, так же, как и на кривой F45, отмечаются положительными аномалиями зоны нарушенности приуроченные к контактам.

Из проведенных исследований на Северо-Тараташском месторождении можно выделить следующее:

1) Богатые руды (с высоким значением магнитной восприимчивости) в железистых кварцитах отмечаются понижением «фонового» уровня электромагнитного излучения первого и второго частотных диапазонов (F45, F80);

2) Рудные проявления вкрапленного типа практически не отмечаются по ЭМИ;

3) Контактные зоны, претерпевшие сильные тектонофизические изменения, выделяются повышенными значениями относительно «фонового» уровня в первом и третьем частотных диапазонах (F45, F120).

Применение каротажа электромагнитного излучения на железорудном месторождении показало его эффективность. Анализ полученных результатов выявил высокую связь ЭМИ с магнитной восприимчивостью пород на участках массивного магнетитового оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ – 16-35-00254.

Литература

1. Троянов А.К., Мартышко П.С., Дьяконов Б.П., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 118–120.
2. Вострецов А.Г., Кривецкий А.В., Бизяев А.А., Яковицкая Г.Е. Характеристики электромагнитного излучения горных пород при их разрушении в лабораторных экспериментах // ДОКЛАДЫ АН ВШ РФ. 2013. № 2 (21). С. 46–54.
3. Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натуральных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11. С. 63–74.
4. Довбня Б.В. Электромагнитные предвестники землетрясений и их повторяемость // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 3. С. 160–165.
5. Захаров И.Г., Шуман В.Н. О регистрации спонтанной электромагнитной эмиссии литосферы в протяженной соляной штольне // Геофизический журнал. 2014. Т.36. № 2. С. 99–109.
6. Анзулович А.П. Поглощение и отражение электромагнитного излучения многослойными и композитными средами: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 01.04.02. М, 2009.
7. Беспалько А.А., Яворович Л.В., Федотов П.И. Связь параметров электромагнитных сигналов с электрическими характеристиками горных пород при акустическом и квазистатическом воздействиях // Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 7. С. 18–23.
8. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Троянов А.К. Аппаратурно-программный комплекс для скважинных исследований напряженно-деформированного состояния среды // НТВ Каротажник. 2014. № 239. С. 39–51.
9. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследований сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2012.

ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ВЗРЫВА НА КАЧКАНАРСКОМ ГОКЕ

Вдовин Алексей Геннадьевич, м.н.с

Баженова Евгения Анатольевна, м.н.с.

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: agvd@bk.ru

научный руководитель: д.т.н. Астраханцев Юрий Геннадьевич

В районах разработки и добычи полезных ископаемых нередко случаи проявления горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений, что влечет за собой экономические и человеческие потери. Поэтому проблема оценки изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород, прогноз и предупреждение удароопасности приобретает особую остроту.

На первом этапе, для изучения динамических проявлений горного давления, деформации и разрушения горных пород во время массового технологического взрыва нами были проведены исследования на Качканарском ГОКе. В работе рассматривается технология, основанная на регистрации электромагнитного излучения (ЭМИ) и геоакустической эмиссии (ГАЭ).

Измерения выполнялись с помощью прибора МЭШ-42 [1] разработанного в Институте геофизики УрО РАН. Данный аппаратно-программный комплекс позволяет одновременно фиксировать ЭМИ на частотах 45 (F1), 80 (F2), 120 (F3) кГц и ГАЭ в диапазонах 100–500 (Н1, Z1), 500–5000 (Н2, Z2) и 2500–5000 Гц (Н4, Z4).

Электромагнитное излучение горных пород возникает в результате движения вершины и заряженных берегов трещин либо в процессе их прорастания или остановки роста. Т.е. процесс формирования ЭМИ отражает динамику зарождения и развития структурного разрушения пород [2]. В то же время, способность горных пород излучать акустические импульсы используется для получения информации о неоднородности, нарушенности, напряженном состоянии горных пород, а также развивающихся в земной коре динамических процессах. В горных породах при хрупком разрушении геоакустическая эмиссия обусловлена развитием микро- и макротрещин.

Мониторинговые измерения выполнялись во время массового технологического взрыва 21 апреля 2015 года. Производилась группа взрывов пяти блоков состоящая из трех серии с небольшой задержкой по времени на Северном карьере Гусевогорского месторождения. Расстояние от блоков взрыва до точки наблюдения составляло от 250 м (ближайший блок) до 1500 м (наиболее удаленный). Масса заложенного взрывчатого вещества 697 т. Измерения выполнялись с помощью скважинного прибора, установленного в буровзрывной скважине на глубине 16 м и аналогичного прибора установленного около устья скважины.

На рис.1, а приведены измерения 21.04.2015 года за 2 часа до технологического взрыва и 1 час после него. Подробный фрагмент записи во время массового взрыва показан на рис.1, б. Анализируя полученные данные, видим, что момент взрыва отмечается увеличением геоакустической эмиссии, с тремя пиками соответствующих задержке по времени взрывов. Затем наблюдается изменение фона горизонтальных и вертикальных составляющих ГАЭ, которое со временем постепенно снижается. Изменение фона ЭМИ, как спонтанного, так и долговременного не наблюдается в исследуемом интервале времени.

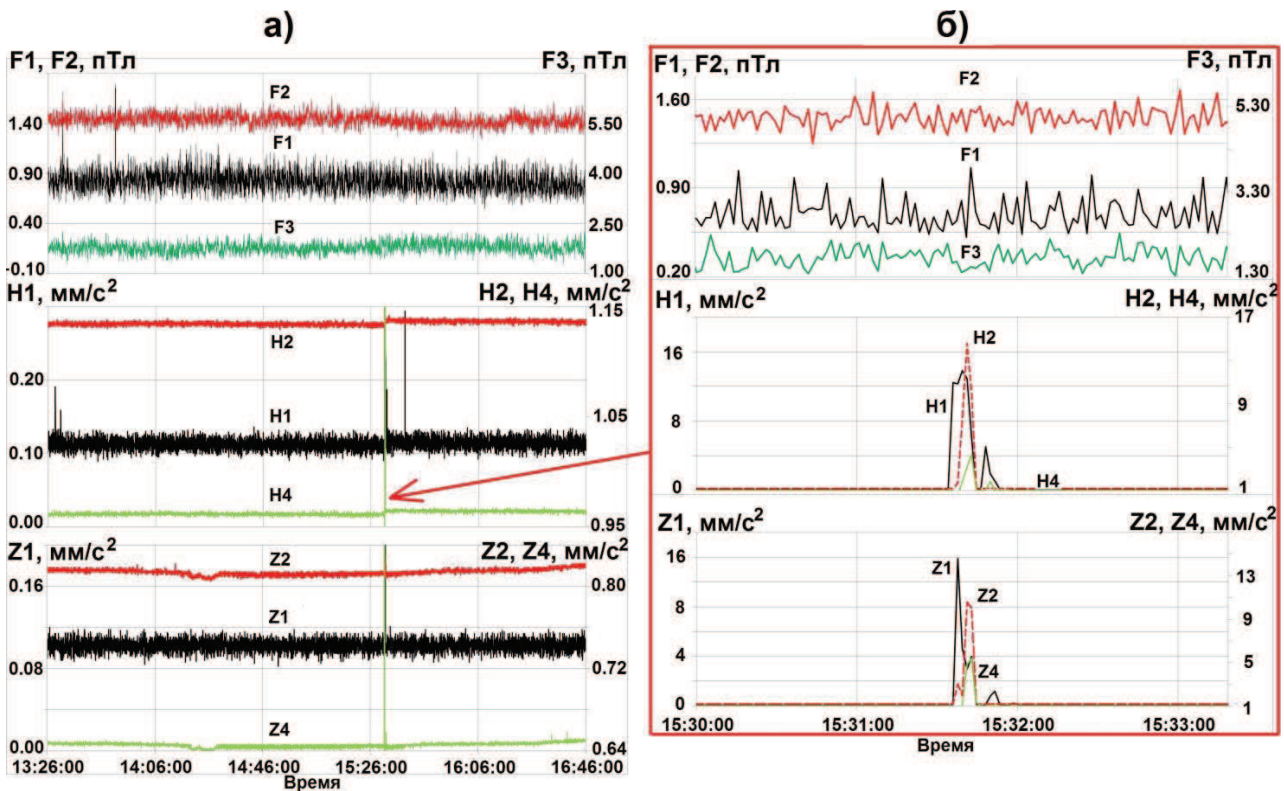


Рис. 1. Мониторинговые измерения ГАЭ и ЭМИ в скважине:
а – полная запись, б – детализация момента взрыва

Результат измерения на поверхности представлен на рис. 2. Здесь также происходит изменение уровня геоакустической эмиссии после взрыва, которое претерпевая флуктуации, со временем, резко повышается к значениям близким фоновым, что особенно хорошо прослеживается по параметру H1. Это изменение длится 154 минуты. По параметру Z1 видно, что после подрыва блоков фоновые значения уменьшились, и возврат к начальным не произошел. Можно предположить, что разгрузка среды произошла за рамками исследуемого времени. Следует обратить внимание на параметры F1 и F3, которые также реагируют на взрыв и затем согласовано с параметрами ГАЭ возвращаются на прежний уровень.

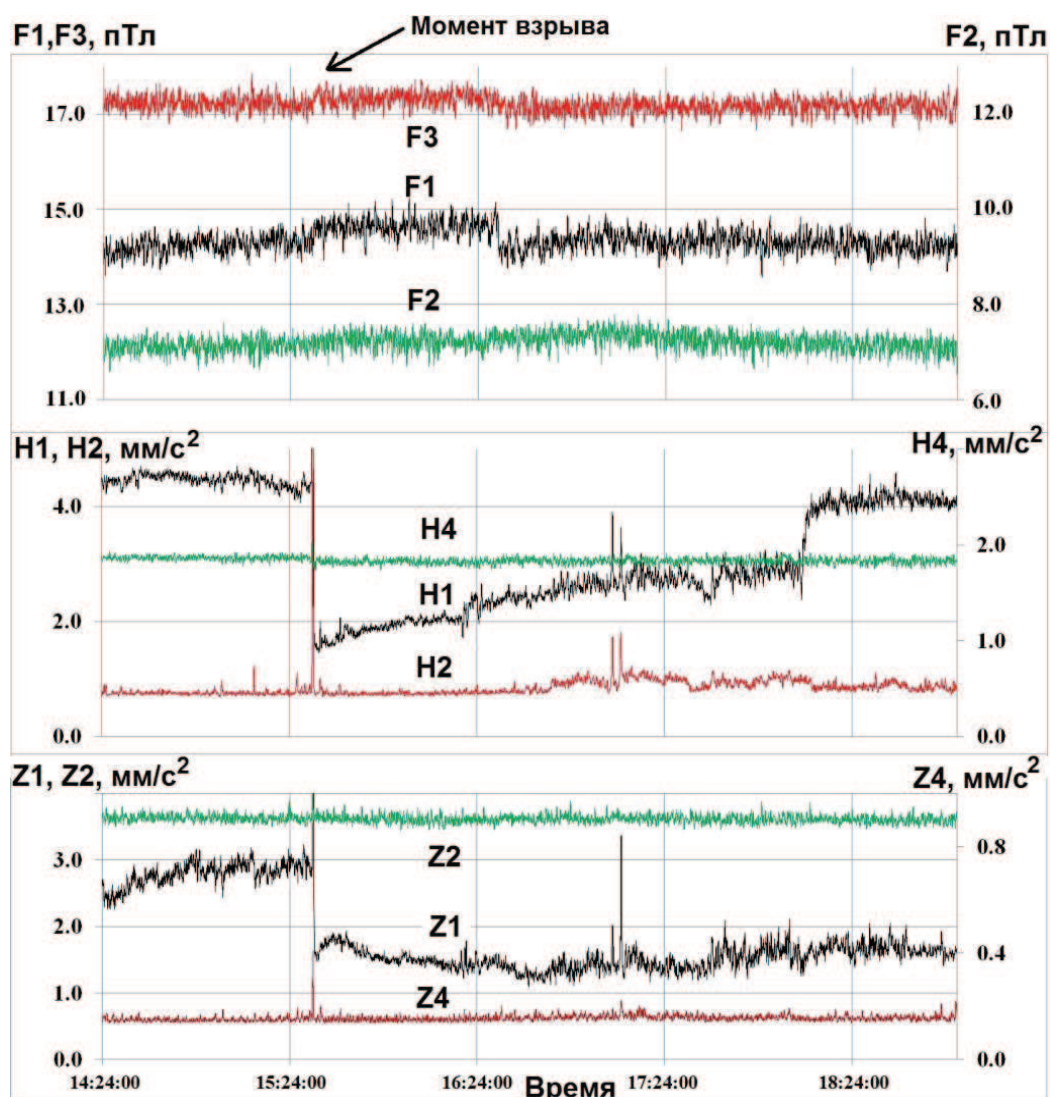


Рис. 2. Мониторинговые измерения ГАЭ и ЭМИ на поверхности

Исходя из приведенных данных видно, что процесс перестройки напряженного состояния массива наиболее активно отражается в параметрах ГАЭ, при этом в горных породах активно идут механоэлектрические преобразования, результатом которых является электромагнитная эмиссия.

Проанализировав полученные данные можно сделать вывод, что происходит увеличение напряжения всего массива с последующей разгрузкой, это видно по измерениям, выполненным на поверхности. Тогда как изменений уровня ЭМИ в скважине не происходит, это, вероятно, свидетельствует о том, что зарождения и развития структурного разрушения пород в окоскважинном пространстве не происходит. Оно наблюдается только по измерениям на поверхности, в результате наложения общего интегрального сигнала.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УрО РАН – 15-11-5-9.

Литература

1. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г., Троянов А.К. Аппаратурно-программный комплекс для скважинных исследований напряженно-деформированного состояния среды // НТВ Каротажник. 2014. № 239. С. 39–51.
2. Троянов А.К., Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Гаврилов В.А., Белоглазова Н.А. Сейсмоакустическая эмиссия и электромагнитное излучение трещиноватых пород в скважинах // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 118–120.

О ВЛИЯНИИ ЗАКЛАДКИ НА ТЕХНОГЕННУЮ СЕЙСМИЧНОСТЬ В КАЛИЙНЫХ РУДНИКАХ

*Верхоланцева Татьяна Викторовна, м.н.с.,
ГИ УрО РАН, tati.verkholantseva@gmail.com*

Научный руководитель: к.ф.-м.н., Дягилев Руслан Андреевич

Сейсмологический мониторинг на Верхнекамском месторождении калийных солей (ВКМКС) проводится с 1995 года. Эти наблюдения дают большое количество информации о процессах деформирования и разрушения подработанного массива, об их пространственно-временных закономерностях, о факторах, влияющих на характер их протекания. Ранее были изучены такие факторы как прохождение волн от удаленных землетрясений, взрывные работы, возраст горных выработок, количество отработанных пластов [2, 3]. Среди прочих наиболее значимым горнотехническим фактором, влияющим на уровень сейсмической активности в руднике, является наличие закладки и тип закладочного материала. Закладочные работы применяют для уменьшения деформаций водозащитной толщи с целью сохранения рудников от затопления и для уменьшения оседания земной поверхности под городской застройкой и промышленными объектами. В настоящее время около 85% объемов закладки ведут гидравлическим способом, а остальные 15% механическим [4]. После возведения закладочного массива механическим или гидравлическим способом происходит его усадка и упрочнение [1].

Ранее в работе [5] представлены первые попытки оценить влияние закладочных работ на уровень сейсмической активности. Было установлено, что в среднем проведение закладочных работ приводит к снижению выделения сейсмической энергии в 1,3–2 раза. Однако эти результаты не учитывают множество факторов: возраст камер, возраст и тип закладочного материала. Цель данной работы – изучить влияние сухой и гидравлической закладки на разрушение подработанного массива, которое находит отражение в сейсмической активности, сравнить их влияние на массив через параметры сейсмической активности.

Для достижения поставленной цели была использована методика, представленная в работах [2, 3]. Она основана на пространственном анализе данных, а именно на инструменте «Зональная статистика» программного продукта ArcGIS. Данный инструмент вычисляет статистику для каждой зоны, определенной набором данных зоны на основе значений из другого набора данных (растр значений). В качестве зон были выбраны данные по горнотехническим параметрам отработки месторождения, в качестве растра значений – непрерывные карты плотности выделения сейсмической энергии (E_s). Среднее значение E_s рассчитывалось для каждой камеры, предварительно присваивая ей ID-номер для идентификации. Расчеты проводились для двух рудников ВКМКС (СКРУ-1 и СКРУ-2). На выходе для каждой камеры мы имеем набор данных: ID, год отработки, год и тип закладки, площадь полигона и параметр E_s для каждого года с 2000 по 2014.

В таблице 1 представлены соотношения площадей отработанных камер с различным типом закладочного материала для исследуемой территории. По этим данным можно сделать вывод, что практически незаложеным является пласт АБ на руднике СКРУ-1. Карналлитовый пласт В заложен более чем на 90% с использованием сухой закладки. Площадь отработанного пласта Вс незначительна, половина этой территории заложена гидравлическим способом. Для корректного анализа влияния закладки на техногенную сейсмичность были использованы данные с площадью более 0,4 км² при условии, что это составляет более 20% от общей площади. Таким образом, для исследования выбраны данные по пластам АБ и Вс (СКРУ-2) и КрII (СКРУ-1).

Зависимости средней плотности выделения сейсмической энергии от возраста отработки с учетом типа закладочного материала и его наличия представлены на рис. 1. Данные графики схожи с результатами расчетов по влиянию возраста отработки, представленные в работе [2]. Полученные ранее результаты [2] не учитывают данные по типу и наличию закладочного

материала. Анализ рис. 1 показывает, что для пласта АБ рудника СКРУ-2 графики с сухой закладкой и без закладки схожи, максимальное значение E_s в возрасте 20 лет. Вероятно, это связано с тем, что сухая закладка не распространена на большой площади, обычно ее проводят в одиночных камерах. Такая закладка не должна оказывать значительного влияния в проявлении микросейсмической активности. Поведение графика с гидравлической закладкой отличается более низкими значениями E_s , максимум энерговыделения достигается через 30–35 лет. Т.к. для пласта Вс рудника СКРУ-2 изначально не указан тип закладочного материала, можно предположить по поведению графика, что закладка осуществляется гидравлическим способом. Для пласта КрII Первого Соликамского рудника картина достаточно сложна, невозможно выявить закономерностей. Стоит учитывать, что на одной территории возможна совместная отработка нескольких пластов, причем возможности сейсмологической сети не позволяют привязать очаги к какому-то конкретному горизонту. В связи с этим была рассмотрена возможность расчета аналогичных зависимостей для участков только с однопластовой отработкой. В работе [2] показано, что площади участков с однопластовой отработкой слишком малы для анализа, за исключением пласта КрII на руднике СКРУ-1. Площадь камер при однопластовой отработке пласта КрII достигает 1,61 км², при этом 47% территории заложено гидравлическим способом, 38% – не заложённая территория. Зависимость энерговыделения от возраста выработок в пласте КрII на СКРУ-1 представлена на рис. 2. Проанализировав данный рисунок, можно отметить, что гидравлическая закладка дает значительное уменьшение средней плотности выделения сейсмической энергии. Для аппроксимации всех полученных зависимостей была использована формула, описывающая графики ползучести:

$$\Phi(t) = \frac{\delta \cdot t^{1-\alpha}}{(1 + e^{\rho - \beta \cdot t})} \quad (2)$$

где $\Phi(t)$ – функции ползучести; δ , α , ρ , β – реологические параметры среды.

Таблица 1

Сведения о площадях исследуемых участков

Рудник	Пласт	Исследуемая площадь, км ²	Доля исследуемой территории, %		
			нет закладки	сухая закладка	гидравлическая закладка
СКРУ-2	КрII	3,11	10,94	10,30	78,71
	АБ	3,71	24,17	14,64	61,19
	Вс	2,21	46,95	53,05	
СКРУ-1	КрII	5,37	65,85	10,63	23,50
	АБ	2,65	91,44	6,17	2,29
	Вс	0,39	25,69	-	47,29
	Вк	1,33	3,28	94,17	1,39

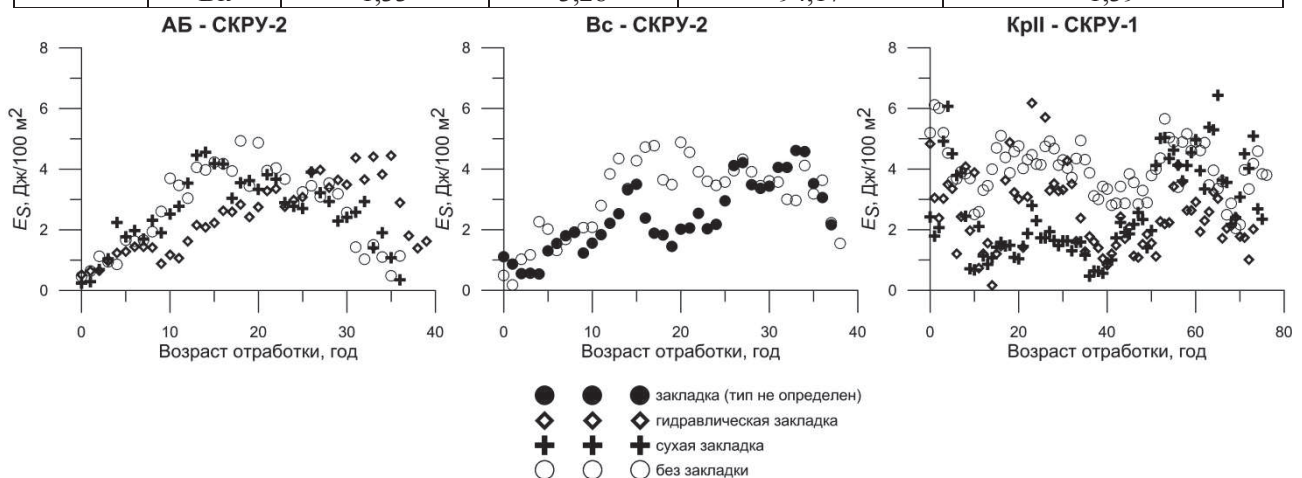


Рис. 1. Зависимости плотности выделения сейсмической энергии от возраста горных выработок с учетом типа закладочного материала

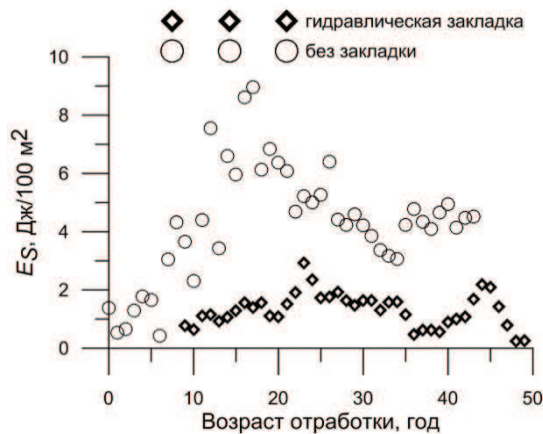


Рис. 2. Зависимость плотности выделения сейсмической энергии от возраста горных выработок для участков с однопластовой отработкой КрII на шахтном поле СКРУ-1

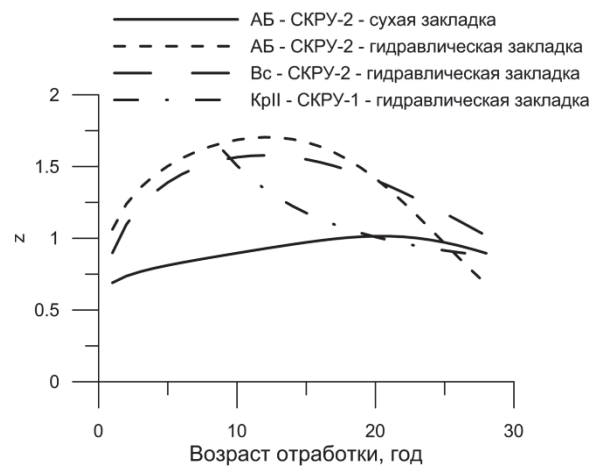


Рис. 3. Графики влияния закладочного материала на массив

Для определения влияние закладки на массив были построены графики величины z , равной отношению зависимостей $U(t, t_0)$, характеризующих поведение графиков без закладки и с закладкой (рис. 3). Таким образом, временные интервалы, где закладка оказывает значительное влияние на подработанный массив, характеризуются величиной $z > 1$. Соответственно при $z \approx 1$ эффект закладки не ощутим. Рис. 3 показывает, что сухая закладка не приводит к значительному уменьшению энергии сейсмических событий, то есть на ход разрушения подработанного массива практически не влияет. Гидравлическая закладка, напротив, уже в первые годы способствует заметному снижению микросейсмической активности (до 1,7 раза), и данный эффект имеет место на протяжении двух десятков лет. После эффект гидрозакладки снижается, и в ходе продолжающихся разрушений массива начинают преобладать уже другие факторы.

Заключение

Изучение долговременного влияния закладочных работ на сейсмичность калийных рудников показало, что данный фактор способствует стабилизации подработанного массива не посредством одномоментного (кратковременного) и постоянного снижения интенсивности процессов разрушения, а через плавное сдерживание их проявления на протяжении как минимум двух десятилетий, что выражается как уменьшение средней плотности выделения сейсмической энергии и как сокращение периода наиболее интенсивного энерговыделения. Наличие выработок с различным типом закладочного материала позволило установить, что гидрозакладка оказывает большее влияние на подработанный массив, чем сухая.

Литература

1. Борзаковский Б. А., Панулов Л. М. Закладочные работы на Верхнекамских калийных рудниках. М: Недра, 1994. 234 с.
2. Верховланцева Т. В., Дягилев Р. А. Параметризация модели влияния различных факторов на сейсмичность калийных рудников // Геофизика. 2015. № 5. С. 12–18.
3. Верховланцева Т.В., Дягилев Р.А. О взаимосвязи микросейсмичности и количества отработанных пластов в калийных рудниках // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Материалы Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, ИВиС ДВО РАН. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://emsd.ru/conf2015lib/pdf/seism/Verkholantceva_Dyagelev.pdf
4. Старков Л.И., Земсков А.Н., Кондрашев П.И. Развитие механизированной разработки калийных руд. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. унт-а, 2007. 522 с.

5. *Shulakov D.Y., Verkholtseva T.V.* Relation between microseismic activity and parameters of mining in the Verkhnekamskoye potash deposit // Rockbursts and seismicity in mines. Proceeding of the 8th International Symposium. Obninsk – Perm, 2013. P. 505–510.

РАЙОНИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЮРСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ (ПЛАСТЫ Ю₁₅ -Ю₁₆) НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМИИ

Власова Алена Вячеславовна, студент

Национальный исследовательский Томский политехнический университет,

Томский филиал ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Сибирскому федеральному округу»

e-mail: avv11@tpu.ru

научный руководитель: доцент Лобова Галина Анатольевна

Введение

В Нюрольской мегавпадине промысловыми объектами, в основном, являются верхнеюрские и меловые залежи (рис. 1, А). Метод геотермии можно надежно отнести к ресурсоэффективным, так как при палеотемпературном моделировании используются геолого-геофизические данные, полученные ранее, а значит, не требуют дополнительных затрат [1]. Моделирование проводится для глубокопогруженных резервуаров нижней юры. Основным источником образования залежей для них является РОВ тогурской свиты (*Jit*). Ранее [2], методом палеотемпературного моделирования разрезов 35-ти скважин и картирования по геотемпературному критерию палеоочагов генерации нефти, выполнена оценка распределения относительной плотности ресурсов, генерированных тогурских нефтей – рис. 1, Б.

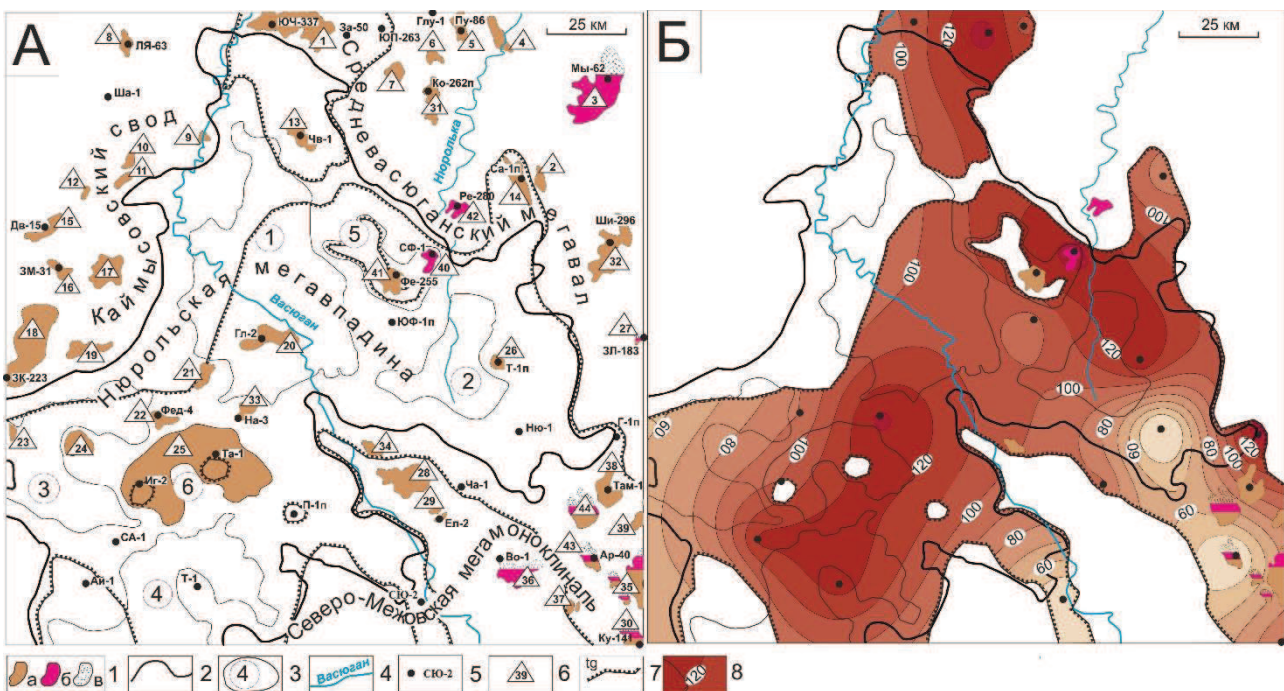


Рис. 1. Схематические карты нефтегазоносности, на основе [3] (А) и распределения значений плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей с залежами в нижнеюрском НГК (Б) Нюрольской мегавпадины и структур её обрамления: 1 – месторождения: а – нефтяное, б – газовое, в – газоконденсатное; 2 – граница мегавпадины; 3 – структура III порядка и ее условный номер; 4 – речная сеть; 5 – исследуемая скважина; 6 – условный номер месторождения; 7 – граница зоны распространения тогурской свиты; 8 – изолинии значений плотности генерированных тогурских нефтей, усл.ед. Структуры III порядка: 1 – Кулан-Игайская впадина, 2 – Тамрадская впадина, 3 – Осевог прогиб, 4 – Тамянский прогиб; 5 – Фестивальный вал, 6 – Игольско-Таловое куполовидное поднятие. Месторождения с залежами в нижнеюрском НГК: 28 – Южно-Майское; 34 – Майское; 40 – Северо-Фестивальное; 43 – Арчинское; 44 – Урманское; 46 – Среднемайское.

Цель настоящих исследований – учитывая распределение объемов резервуара определить плотность первично-аккумулятивных ресурсов для пластов Ю₁₅ и Ю₁₆ и предложить первоочередные районы для проведения дальнейших поисков. Проведенные исследования и результаты призваны продемонстрировать технологию использования данных геотермии для решения прикладной задачи нефтегазовой геофизики.

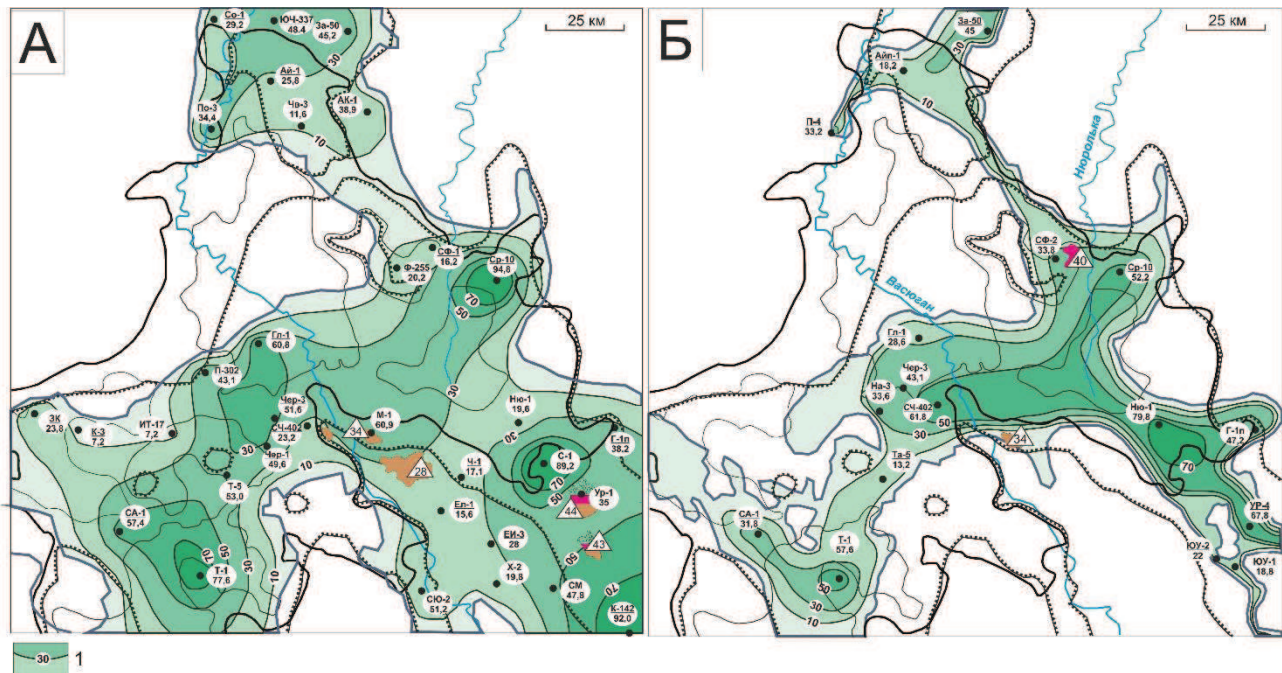


Рис. 2. Схематические карты изопакит пластов Ю₁₅ (А) и Ю₁₆ (Б) в пределах Нюрольской мегавпадины на основе [4]. 1 – изопакиты, м. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Оценка распределения плотности ресурсов, первично-аккумулятивных тогурских нефтей и районирование нижнеюрских резервуаров

Используя распределение значений плотности генерированных тогурских нефтей (рис. 1, Б) и распределение значений толщин пластов-коллекторов (рис. 2) методом их перемножения с одинаковым весовым коэффициентом участия, построены схемы распределения относительной плотности ресурсов тогурских нефтей для пластов Ю₁₅ и Ю₁₆. Оценка плотности ресурсов выполняется в условных единицах, что представляется корректным для последующего площадного районирования. Далее проведено районирование нижнеюрских резервуаров по степени перспективности (рис. 3).

Наибольшая плотность ресурсов первично-аккумулятивных тогурских нефтей резервуара пласта Ю₁₅ приурочена к центральной части Нюрольской мегавпадины и к северной и южной части территории исследований – зона 1, со значениями плотности первично-аккумулятивных тогурских нефтей больше 30 усл.ед. Здесь выделено 4 района и с учетом площадного распространения проведено ранжирование по степени перспективности. Со значениями плотности первично-аккумулятивных тогурских нефтей меньше 30 усл.ед. выделена зона 2. В результате анализа в зоне 3 отмечено распространение резервуара, однако отсутствуют тогурские отложения. Выделена зона 4, где оценка плотности аккумулятивных ресурсов не проведена в связи с отсутствием пластов (рис. 3). Аналогично проведено районирование и для резервуара пласта Ю₁₆.

Заключение

Анализ проведенного районирования для нижнеюрского резервуара (пластов Ю₁₅ и Ю₁₆) показывает, что первоочередным районом для постановки геологоразведочных работ для поисков залежей в нижнеюрском нефтегазоносном комплексе в Нюрольской мегавпадине является район 1.1, приуроченный к Тамрадской и Кулан-Игайской впадинам и зоне их

сочленения. Месторождение Северо-Фестивальное подтверждает высокую перспективность этого района.

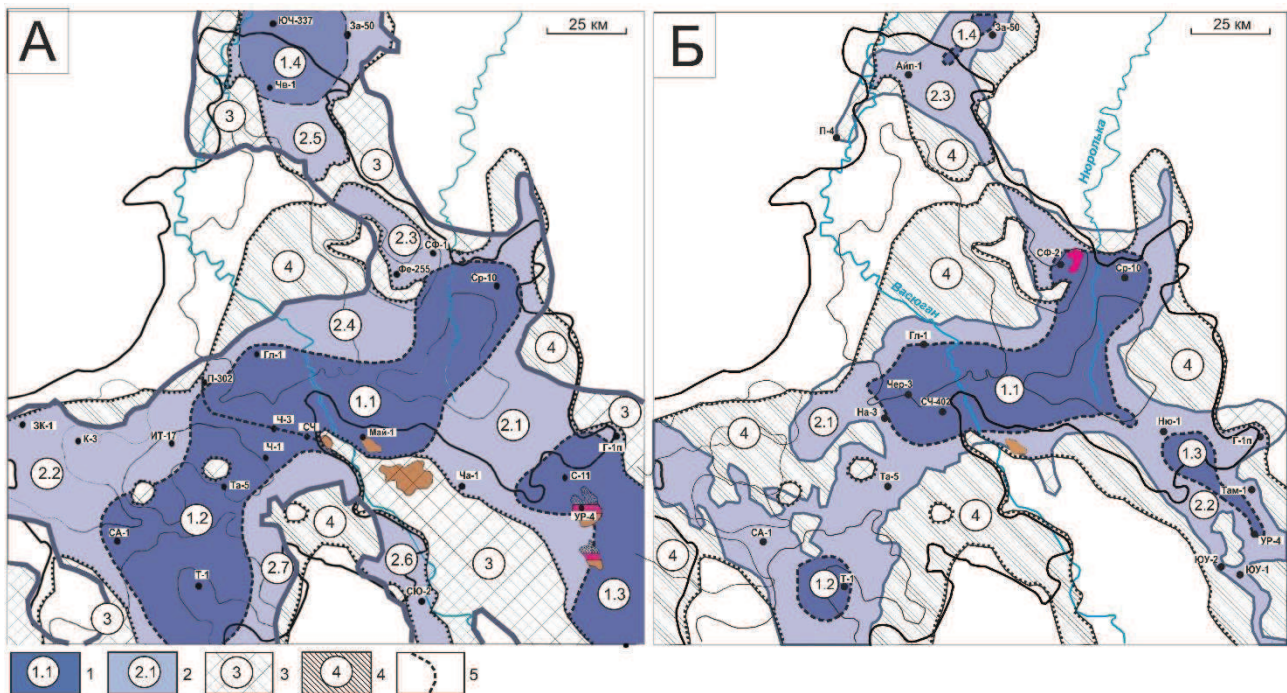


Рис. 3. Схематические карты районирования по плотности первично-аккумулятивных ресурсов тогурских нефтей в резервуарах пластов Ю₁₅ (А) и Ю₁₆ (Б) Нюрольской мегавпадины: 1–4 – зоны районирования (номер ранжирования; диапазон значений плотности ресурсов, усл. ед.): 1 – больше 30, 2 – меньше 30, 3 – зоны выклинивания тогурских отложений в пределах распространения пласта, 4 – зона отсутствия нижнеюрских резервуаров; 5 – границы районов. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Для пласта Ю₁₅ стоит отметить высокую перспективность района 1.3, где уже открыты газоконденсатнонефтяные месторождения Урманское и Арчинское с залежами в пласте Ю₁₅ (рис. 3, А). Также отмечается высокая перспективность района 2.2, где уже открыто нефтяное месторождение Майское с залежами в пластах Ю₁₅ и Ю₁₆.

Литература

1. Исаев В.И., Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кузина М.Я., Кудряшова Л.К., Сунгурова О.Г. Стратегия и основы технологии поисков углеводородов в доюрском основании Западной Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 2014. 112 с.
2. Лобова Г.А., Власова А.В. Реконструкция геотермического режима материнской тогурской свиты и обоснование районов аккумуляции нефти в нижнеюрских и палеозойском комплексах Нюрольской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/6/15_2013.pdf.
3. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 253 с.
4. Лифанов В.А. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности нижнеюрских базальных горизонтов юго-востока Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Том 1. Ханты-Мансийск: «ИздатНаукаСервис», 2012. С. 252–257.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СОБЫТИЙ ИЗ СВОДНОГО КАТАЛОГА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

¹*Войтова Анастасия Сергеевна, инженер-исследователь, zaklyukovskaya@gmail.com*

^{2,1}*Калинина Элеонора Владимировна, инженер-исследователь, elakalinina@gmail.com*

¹*Геофизическая служба РАН ЛСМ ВКМ, г. Воронеж*

²*Воронежский государственный университет, г. Воронеж
научный руководитель: к. ф.-м.н. Габсатарова Ирина Петровна*

Введение

В сейсмологических центрах Геофизической службы РАН в процессе рутинной обработки, при составлении итоговых каталогов землетрясений, осуществляется процедура исключения данных о событиях связанными с взрывами. В общем случае формируется набор диагностических признаков (дискриминантов), которые используются для распознавания природы сейсмических событий, зарегистрированных сетью сейсмических станций на различных расстояниях от эпицентра [1].

Целью данной работы являлось определение природы сейсмических событий, включенных в сводный каталог землетрясений Западного Кавказа и исключение из него зарегистрированных промышленных взрывов. Для исследования были выбраны следующие дискриминанты, предложенные И.П. Габсатаровой, и рассмотренные в работах [1, 2, 3]:

1. Пространственно-временной анализ, основанный на определении эпицентра события и времени в очаге;
2. Анализ структуры волнового поля записи сейсмического события, выделение группы объемных P, S и поверхностных L волн [1];
3. Оценка отношения спектральных амплитуд Pg/Sg -волн в разных частотных диапазонах [2, 3].

Исходные данные и их обработка

За основу распознавания взрывов и землетрясений была взята методика, представленная в работах [2, 3]. В качестве исходного материала для данной работы использовался сводный каталог событий Западного Кавказа за 2013–2015 гг. К концу 2015 г. из «Кубань-Взрывпром» был получен список промышленных карьеров, действующих на территории западной части Северного Кавказа, который включает карьеры: вблизи поселка Псебай, вблизи поселка Каменноостский, Новороссийские карьеры (вблизи города Новороссийска), Геленжикские карьеры (вблизи города Геленджика), вблизи г. Горячий ключ.

Исследования по распознаванию взрывов и землетрясений в этом районе ранее проводились эпизодически [4]. Проведение работ на регулярной основе было затруднено по причине недостаточно развитой сети сейсмических станций в регионе, а также отсутствия априорных сведений о проведении взрывных работ.

В настоящем исследовании первичным дискриминантом для распознавания природы сейсмических событий был выбран пространственно-временной анализ, который позволяет из большого объема исходных данных выбрать события, эпицентры которых наиболее приближены к координатам известных карьеров, и они произведены в рабочие дни недели и в рабочее время суток. Из общего каталога были выбраны события с эпицентрами, расположенными в 10–25 км зоне (в зависимости от густоты сети сейсмических станций) от карьеров. По итогам пространственного изучения было выявлено, что только выборка в районе карьеров поселка «Каменноостский» является достаточно представительной для изучения. По энергетическим оценкам взрывы и землетрясения в этом районе сопоставимы $Kp=6.0-7.0$, поэтому важно их сразу же идентифицировать, с последующим подтверждением сведениями о времени и датах проведения взрывных работ из «Кубань-Взрывпром».

Было отобрано 11 событий (таблица 1), из которых 3 (№ 5, 8, 9) отнесены к землетрясениям из-за нехарактерного для взрывных работ ночного времени, остальные 8

событий потребовали более тщательного изучения. Событие № 10 документально было подтверждено сведениями о производстве взрывных полученных из «Кубань-взрывпрома».

Таблица 1

Каталог событий, отобранных для идентификации «взрыв-землетрясени»

№	Дата	Время	ϕ , °N	λ , °E	h, м	Kp	ML	Pg/Sg	
								GUZR	SHA
1	23.10.2013	14:29:47.1	44.24	40.35	0	6.0	1.8	1.00	2.30
2	20.11.2013	11:35:28.8	44.23	40.35	0	7.4	2.7	–	2.65
3	26.03.2014	13:56:49.4	44.22	40.35	0	6.9	2.5	–	2.27
4	03.09.2014	15:36:41.7	44.21	40.32	0	7.0	2.9	1.13	–
5	02.02.2015	22:7:57.4	44.08	40.29	16	7.0	3.1	0.73	–
6	04.03.2015	8:9:59.4	44.24	40.32	0	7.1	2.7	1.03	2.92
7	23.04.2015	9:53:11.5	44.26	40.30	0	7.4	3.0	0.98	1.75
8	24.04.2015	17:7:11.6	44.08	40.28	16	6.3	2.7	0.64	1.07
9	02.05.2015	0:58:2.3	44.26	40.44	14	5.6	2.1	0.42	1.24
10	07.07.2015	9:28:49.5	44.24	40.31	0	7.3	2.8	1.09	2.78
11	27.11.2015	9:0:19.3	44.27	40.35	0	6.0	2.0	0.90	3.39

При рутинной обработке сейсмических данных основным критерием различия сейсмических событий по природе, является характерный вид записи промышленных взрывов на сейсмических станциях [2, 3]. Однако, для данной работы подобная методика подошла только для ближайшей к эпицентру станции – «Гузерибль» (GUZR), которая расположена в 30 км от карьеров.

Волновому полю записей промышленных взрывов в карьерах вблизи поселка «Каменноостский» (рис. 1), характерно наличие довольно представительной региональной поверхностной волны Rg . Отчетливо выделяются вступления Pg и Sg волн. На записях волновой формы землетрясений поверхностные волны типа Rg не регистрируются (рис. 1).

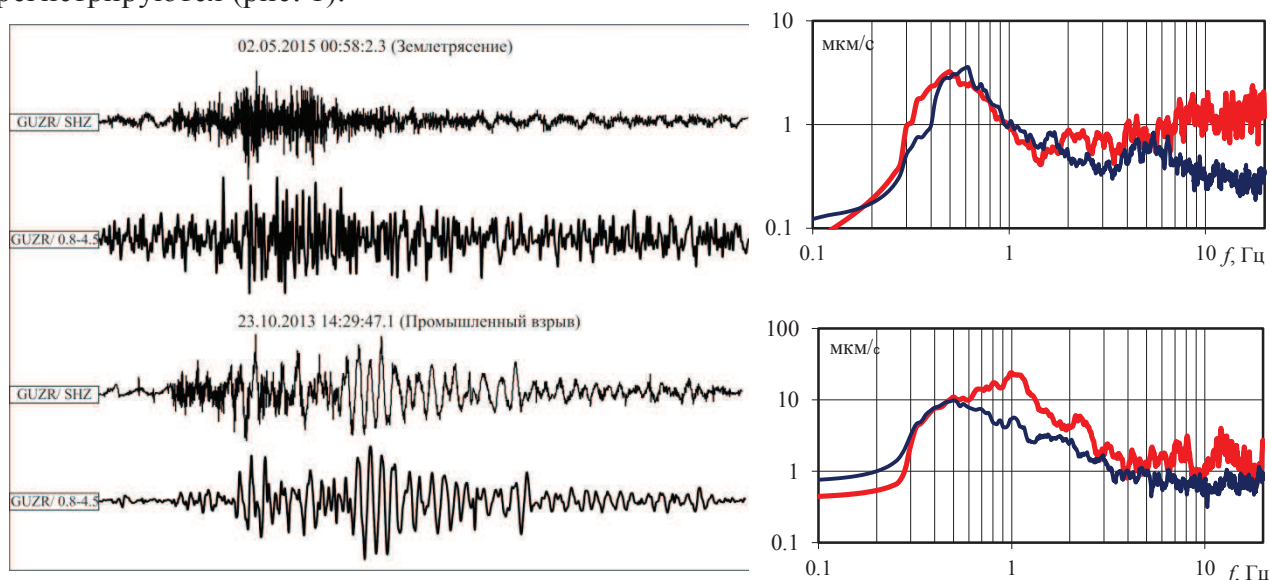


Рис. 1. Пример записи волнового поля и спектрального состава землетрясения и промышленного взрыва на карьере вблизи поселка «Каменноостский» на сейсмической станции «Гузерибль» (GUZR) по открытому каналу и в диапазоне частот 0,8-4,5 Гц

Исходя из особенностей записи промышленного взрыва полученной на сейсмической станции GUZR, был проведен анализ остальных событий из табл. 1, природа которых выявлена не уверено. На рис. 2 представлены волновые формы записей событий по открытому каналу и в диапазоне частот 0,8–4,5 Гц.

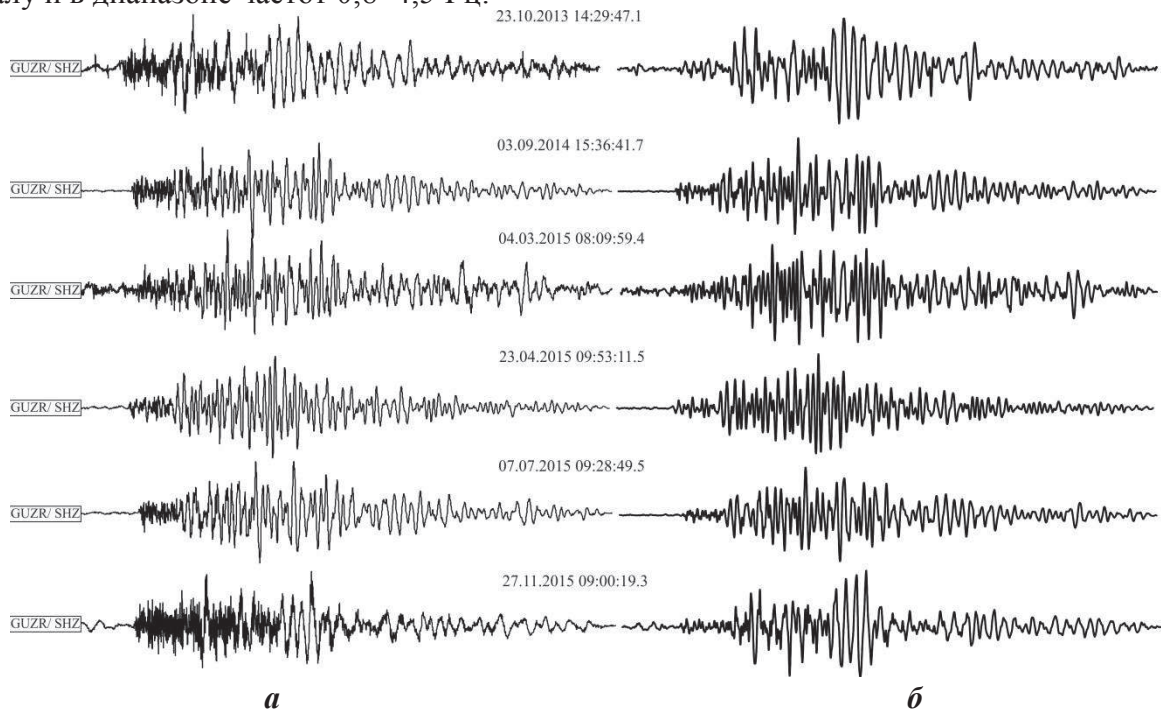


Рис. 2. Записи волнового поля событий, зарегистрированных вблизи поселка «Каменноостровский» в рабочее время:

а – открытый канал, *б* – 0,8-4,5 Гц

Из рис. 2 видно, что предварительно по особенностям записи волновых форм данные события могут быть отнесены к промышленным взрывам. Однако, методика определения природы сейсмических событий по анализу структуры волнового поля не является достаточно достоверной в связи с различными факторами.

В работах [2, 3] показано, что использование отношения спектральных амплитуд Pg/Sg является одним из наиболее надежных дискриминантов при распознавании записей взрывов и землетрясений. В ходе данной работы были рассчитаны отношения спектральных амплитуд Pg/Sg для 11 отобранных событий из общего каталога. Для сейсмической станции «Гузерибль» (GUZR) максимум спектральных амплитуд промышленных взрывов наблюдается в частотном диапазоне 10,0–20,0 Гц, а для сейсмостанции «Шиджатмаз» (SHA) 8,0–20,0 Гц. (рис. 3). В отношении спектральных амплитуд Pg/Sg землетрясений явного максимума не выделяется.

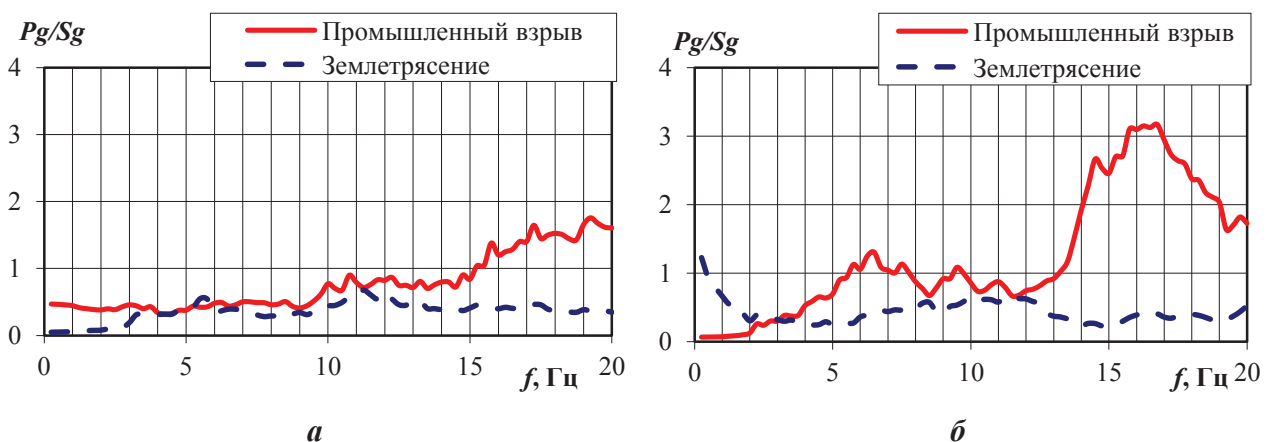


Рис. 3. Пример спектрального отношения Pg/Sg для записей промышленного взрыва и землетрясения на сейсмостанциях:

а – GUZR, *б* – SHA

Аналогично работам [2, 3] было рассчитано среднее значение спектральных амплитуд отношения Pg/Sg в диапазоне частот, где наблюдаются максимумы. Полученные расчеты представлены в виде табл. 1. Отношение Pg/Sg на записях сейсмостанции GUZR составляет в среднем $1,1 \pm 0,06$ для карьерных взрывов и $0,63 \pm 0,06$ для землетрясений. Для сейсмической станции SHA эти отношения несколько отличаются, среднее значения для карьеров составляет $2,58 \pm 0,52$ и землетрясений $1,16 \pm 0,11$. Полученное различие спектральных отношений на сейсмостанциях может быть связано с отличием геологического строения места расположения станций и удаленности от карьера. Если в случае карьера «Усть-Джегуты» данный метод является наиболее надежным для выявления природы событий, то для взрывов на карьерах вблизи поселка «Каменноостровский» нельзя сказать однозначно, т.к. пока использован небольшой объем данных для изучения.

Выводы

В ходе данной работы был использован комплекс методов по идентификации природы сейсмических событий, в качестве которых были выбраны пространственно-временной анализ, анализ структуры волнового поля записи и изучение отношения спектральных амплитуд Pg/Sg -волн в разных частотных полосах.

Результат изучения волновых форм показал, что для ближайших к промышленным карьерам станций (в нашем случае GUZR) можно использовать фильтрацию в диапазоне частот 0,8–4,5 Гц для выявления взрывов.

Спектральные отношения Pg/Sg дают скорее вспомогательный результат, т.к. недостаточно данных для статистики. В среднем для сейсмической станции GUZR получилось значения для карьеров $1,1 \pm 0,06$ и землетрясений $0,63 \pm 0,06$. А для SHA $2,58 \pm 0,52$ для карьеров и $1,16 \pm 0,11$ землетрясений, т. е. в среднем землетрясения имеют значения спектральных отношений в Pg/Sg в два раза ниже, чем у событий взрывного характера.

При совместном использовании всех выбранных дискриминант получается, что из общей выборки событий из сводного каталога событий Западного Кавказа за 2013–2015 гг. только 3 события являются землетрясениями (номера 5, 8, 9 в табл. 1), а остальные события должны быть отнесены к категории «возможно взрыв», так как в настоящее время мы не располагаем точной информацией о времени и месте произведения взрывов из организаций, производящих промышленные взрывы. Таким образом, события, которые изначально были ошибочно отнесены к землетрясениям, были переобработаны как взрывы.

Авторы работы выражают благодарность канд. ф.-м. наук Габсатаровой И.П. и Пивоварову С.П. за консультацию и ценные указания при написании работы.

Литература

1. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. академика В.В. Адушкина и члена-корреспондента РАН А.А. Маловичко. М.: ГЕОС, 2013. 384 с.
2. Габсатарова И.П. Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе: Дис. на соиск. уч. степ. канд. ф.-м. наук. М.: ИФЗ РАН, 2011. 178 с.
3. Габсатарова И.П. Методика выявления взрывов в ряде действующих карьеров Северного Кавказа // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 347–358.
4. Габсатарова И.П., Девяткина Л.В., Селиванова Е.А. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии. 2002 год. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 103–127.

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С БУМАЖНЫХ НОСИТЕЛЕЙ

Воронцова Екатерина Валерьевна, м.н.с.

Лазарева Екатерина Алексеевна, м.н.с.

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Кыргызстан

e-mail: vorontsova@gdirc.ru, lazareva@gdirc.ru

научный руководитель: к.ф.-м.н. Брагин Виталий Дмитриевич

В 1978 г. постановлением Совета министров СССР было принято решение об усилении исследований в области прогноза землетрясений. В результате, начиная с 1979 г. в 30 км к югу от г. Бишкека (Фрунзе) на северном склоне Киргизского хребта начинается строительство Научной станции РАН и разработка будущего Бишкекского геодинамического полигона (БГП). В комплекс исследований, наряду с электромагнитными зондированиями, геодезическими и сейсмологическими исследованиями, вошли и геомагнитные наблюдения, основной задачей которых являлось установление пространственно-временной связи между изменениями локального магнитного поля и сеймотектоническим процессом. Начало геомагнитным исследованиям с измерением модуля полного вектора магнитного поля T на БГП было положено в декабре 1982 г. В первые два года режимные наблюдения проводились на пяти станциях: Аксу, Шавай (Белогорка), Чонкурчак, Иссык-Ата и Кегеты. В 1985 г. к сети наблюдений добавилась станция Карагай-Булак, расположенная на северном берегу оз. Иссык-Куль, а на ст. Аксу, Шавай и Иссык-Ата была начата эксплуатация разработанных в ОМЭЭ регистраторов данных на магнитных лентах – РД-1, с последующей их обработкой на ЭВМ СМ-4. Дискретность измерений составляла 20 секунд, на остальных станциях она оставалась прежней – 20 мин. С 1988 г. все станции были переведены на описанные выше регистраторы и дискретность измерений составляла 20 секунд. В период с 1991 г. по 1994 г., был произведен ряд технических изменений [1], и с 1994 г. результаты мониторинга полного вектора геомагнитного поля на 7 стационарных и ряде передвижных станций, стали записываться в единую электронную базу данных.

Таким образом, за время проведения мониторинга геомагнитного поля на территории БГП (с 1983 г. по настоящее время) методы измерения, передачи и хранения полученных данных претерпели сильные изменения. С позиции представления и архивирования этот период можно разделить на следующие этапы:

1) 1983–1985 гг. – дискретность измерений 20 мин, запись значений вручную, с последующей распечаткой через ЭВМ массива данных за сутки в виде «ленточки» или таблицы;

2) 1986–1987 гг. – дискретность измерений 20 мин, распечатка полученных значений в виде ежемесячных таблиц с вычетом значения так называемого «уровня станции», например, 53000 нТл;

3) 1988–1993 гг. – дискретность измерений 20 с, распечатка суточных графиков с исходных данных на графопостроителе, усреднение до 20 мин, распечатка ежемесячных таблиц, аналогичных периоду 1986–1987 гг.

4) 1994 г. – настоящее время – дискретность измерений 20 с, электронный архив.

В лаборатории комплексных исследований ИС РАН было принято решение о восстановлении бумажного архива и о создании единой электронной базы данных. Основной предпосылкой к этому является то, что за время с 1983 г. по 1993 г. в Киргизии произошел ряд крупнейших за последнее время землетрясений. Эпицентр наиболее значимого Суусамырского землетрясения (19.08.1992 г., 42.142°N 73.575°E, $K=17$, $M7.3$) располагался всего в 100 км. от магнитометров сети Научной станции РАН, что является уникальным событием за все время геомагнитного мониторинга на территории БГП. Следует отметить, что это было единственное землетрясение с $M>7.0$ на территории Северного Тянь-Шаня и

прилегающих к Киргизии сейсмоопасных территорий Казахстана и Таджикистана за время с апреля 1978 г. до декабря 2015 г.

Работа по переводу бумажного архива в электронный началась в 2015 г. и продолжается по настоящее время. Обработка архивных данных выполняется в несколько этапов:

- 1) Сканирование бумажных носителей, создание архива полученных изображений;
- 2) Распознавание таблиц с 20 минутными значениями с помощью программы FineReader;
- 3) Построение графиков, полученных данных, сравнение значений для разных станций и с часовыми значениями геомагнитного поля, измеренного на станции Алма-Аты (~230 км.). Анализ качества данных, удаление различных видов помех и восстановление недостающих значений производится на основе общепринятого разностного метода [2];
- 4) Оцифровка графиков 20 секундных данных.

К настоящему времени уже обработаны цифровые таблицы за 1988 г, 1990–1993 гг., что позволило показать значительное изменение характера векового тренда геомагнитного поля в 1991 г. Такое изменение связано с процессами в глубинных горизонтах земного шара и вращением ядра Земли, и является проявлением «западного дрейфа» [3] для данной территории.

Однако, использование только цифровых значений 20 минутных данных не позволяет в полной мере использовать весь материал, накопленный за 1988–1993 гг. Поэтому была разработана методика оцифровки данных с суточных графиков, реализация алгоритма осуществлялась в пакете Matlab. Основная проблема заключалась в том, что графики, выполненные с помощью графопостроителя, не имеют точной шкалы времени и амплитуды значений. Но дальнейший анализ показал, что при печати каждый день разбивался на 12 часов и занимал одинаковую длину по горизонтали (шкале времени). По вертикали масштаб изменялся, но для отдельного дня совпадал для всех станций. Если рассматривать график как линейное преобразование исходных данных, то становится возможным определить, как шкалу времени, так и значения амплитуды, основываясь на цифровых данных 20 минутных усреднений. Таким образом, алгоритм представляет собой последовательность следующих операций:

- 1) Получение координат «черных пикселей» графика относительно начала координат;
- 2) Восстановление интерполяцией (сплайн) пустых кусков графика или заведомо бракованных значений, вызванных помехой;
- 3) Наложение полученных значений на исходную картинку, проверка качества оцифровки;
- 4) Стандартизация, расчет количества пикселей по шкале времени, преобразование шкалы времени, усреднение до 20 мин., вычисление коэффициентов линейного преобразования из «пиксельных значений» в амплитуду в нТл на основе 20 минутных значений, выполнение преобразования для всех значений;
- 5) Сравнение полученных данных с другими станциями, по возможности сравнение с «опорными станциями» в качестве которых могут выступать станции ААА (ближайшая) и АМС (магнитосопряженная) сети Intermagnet.

В качестве примера работы алгоритма будет приведен результат восстановления сильной геомагнитной бури 24 марта 1991 г. Данная буря также представляет научный интерес, так как относится к классу «супер-бурь», которые происходят в среднем раз в 10–12 лет – следующая подобная буря произошла 30 октября 2003 г. Такие бури сопровождаются сильными колебаниями магнитного поля и глобальными пульсациями с периодом 5–10 мин, которые, естественно, будут пропущены на 20 минутных и часовых записях.

Выводы

Применение алгоритма показало, что его использование оправдано и позволяет с хорошей точностью восстанавливать данные, особенно для магнитоспокойных дней. Во время бурь и сильных пульсаций восстановление осложняется «зашкалами» и ограничением разрешения «толщина линии/на пиксель», особенно это влияет на разрешение по времени – после

применения алгоритма рекомендуемое значение шага дискретизации составляет 1 мин, что достаточно для выделения колебаний с периодом от 2 мин. Полученные таким образом данные дают возможность значительно расширить базу измерений геомагнитного поля, что позволит в дальнейшем провести анализ вариаций геомагнитного поля в период подготовки Суусамырского землетрясения, а также исследовать проявления геомагнитных бурь и пульсаций различной магнитосферной природы.

Литература

1. *Мухамадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А.* Опыт проведения геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Вестник КРСУ. 2015. Том 15. № 3. С. 130–134.
2. *Лазарева Е.А.* Типы естественных и техногенных помех при выполнении геомагнитного мониторинга. Современная техника и технологии в научных исследованиях // Сборник докладов. Бишкек: 2014. С. 85–92.
3. *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. Университета. 1978. 592 с.

ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Галин А.Ж., Петров С.А.

*ООО «ДСис» (эксклюзивный дистрибутор компании Guralp Systems Ltd),
sales@dsys.ru*

Технологии изготовления чувствительных элементов

Сейсмический датчик – основной инструмент для сейсмологических наблюдений.

Какие параметры важны при выборе сейсмического датчика?

Основные параметры:

- частотный диапазон,
- динамический диапазон,
- чувствительность
- внутренний уровень шумов.

В зависимости от решаемой задачи и условий применения перечень параметров может дополняться

По технологиям изготовления (принципу действия) чувствительных элементов сейсмические датчики можно разделить на:

- магнитоэлектрические
- молекулярно-электронные
- пьезоэлектрические
- электромеханические
- микроэлектромеханические (МЭМС)

Магнитоэлектрические датчики имеют подвижную катушку в кольцеобразном воздушном зазоре, образованном полюсными наконечниками и сердечником (рис. 1) не имеют электрической обратной связи, что сужает их динамический диапазон почти в 2 раза по сравнению с остальными датчиками.

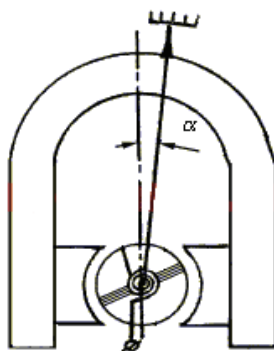


Рис. 1. Магнитоэлектрический датчик

Молекулярно-электронные датчики (рис. 2) работают по принципу смещения рабочей жидкости через мембрану из анодов и катодов. Жидкость может изменять свои свойства в зависимости от температуры и давления, что может вносить погрешность в результаты измерений. Конечно, производители утверждают о сверхстабильных характеристиках рабочей жидкости, но все же не стоит забывать об изменении свойств текучести в зависимости от температуры и давления. В любой жидкости могут образовываться пузырьки воздуха и при потере герметичности (либо в следствие каких-либо других процессов) это может вызывать ложные срабатывания при регистрации событий. Можно сделать небольшой вывод, что при работе с этими датчиками необходимо учитывать температурный диапазон работы инструмента и надеяться, что система будет герметична без образования пузырьков.

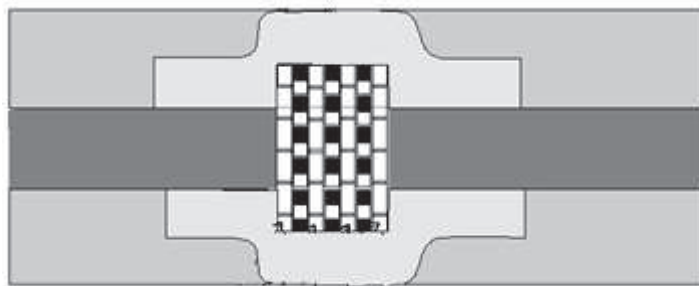


Рис. 2. Смещение корпуса приводит к перетoku рабочей жидкости (серая толстая линия слева направо) через пористую перегородку (черно-белые ячейки) вследствие инерционности жидкости, что вызывает появление выходного сигнала при смещении зарядов

Пьезоэлектрические преобразователи (рис. 3) используют пьезоэлектрический эффект в кристаллах, керамике или плёнках и преобразуют механическую энергию в электрическую и наоборот, за счет возникновения разности потенциалов на пьезокристалле при его механической деформации.

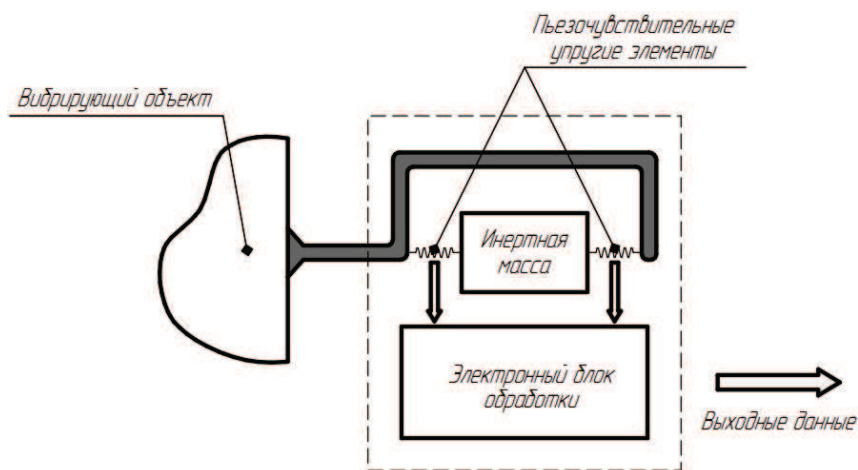


Рис. 3. Примерная схема работы пьезоэлектрического преобразователя

Здесь стоит обратить внимание на обратный пьезоэффект, который присутствует во всех пьезо-преобразователях. Т.е. система может быть подвержена электромагнитным наводкам, которые в свою очередь будут влиять на пьезо-элементы и вместо того чтобы упругие элементы, к примеру, сжимались, они будут расширяться (либо препятствовать сжатию) и, следовательно, результаты измерений будут иметь ощутимую погрешность. Отсюда можно сделать вывод, что такие датчики хорошо использовать только в местах с минимальным влиянием каких-либо электромагнитных полей.

Электромеханические датчики (рис. 4) действуют по принципу маятника, подвешенного на пружине. Электромеханические датчики стабильно работают при перепаде температур в рабочем диапазоне, вследствие малого влияния температур на свойства металлической пластины. Конечно, когда речь идет об экстремально низких или высоких температурах, то будет использована пластина из другого металла, которая сохраняет свойства в другом диапазоне температур. Электронная часть соответственно тоже модифицируется для возможности работы в экстремальных условиях. Наличие силовой обратной связи обеспечивает динамический диапазон более 120 дБ (в некоторых случаях больше 160 дБ), что в несколько раз больше по сравнению с датчиками без неё.

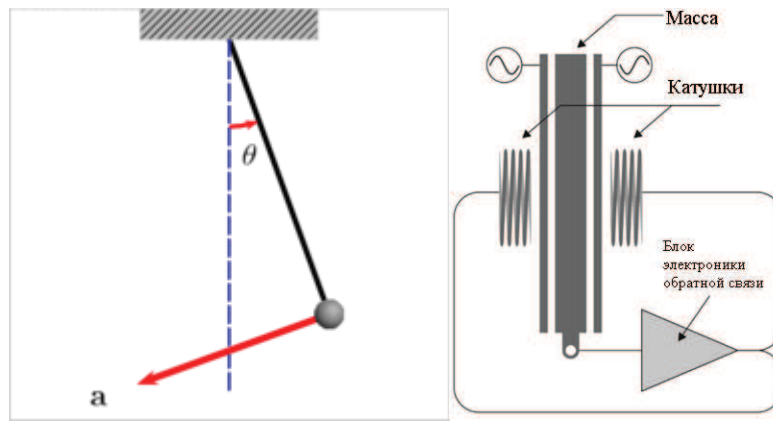


Рис. 4. Слева – маятник на подвесе как основная идея (принцип действия). Справа – полная система с силовой обратной связью.

Микроэлектромеханические (МЭМС) системы (рис. 5), устройства, объединяющие в себе микроэлектронные и микромеханические компоненты.

МЭМС-устройства обычно изготавливают на кремниевой подложке с помощью технологии микрообработки, аналогично технологии изготовления однокристалльных интегральных микросхем. Типичные размеры микромеханических элементов лежат в диапазоне от 1 микрометра до 100 микрометров, тогда как размеры кристалла МЭМС микросхемы имеют размеры от 20 микрометров до одного миллиметра.

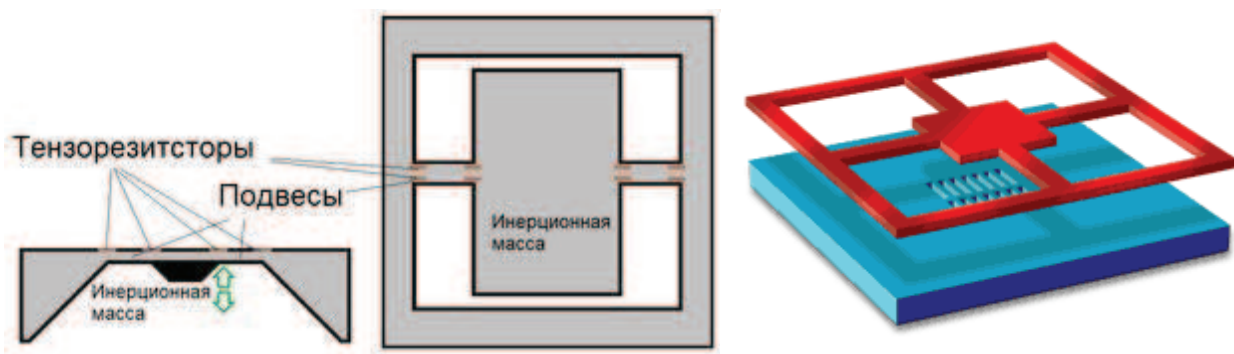


Рис. 5. Чувствительный элемент МЭМС-датчика

Про МЭМС-датчик можно сказать, что их динамический диапазон составляет около 80–90 дБ, но стоит отметить, что они имеют намного более широкий частотный диапазон (вплоть до 2кГц и больше), что делает их лучшими работниками в местах с большими уровнями локального шума и сильными высокочастотными вибрациями.

Каждый датчик подходит для решения определенного списка задач. Здесь рассмотрены только аналоговые части датчиков. Всем аналоговым датчикам для работы необходим регистратор – внешний или внутренний.

Регистраторы

Регистраторы выполняют функцию оцифровки аналогового сигнала, который поступает на аналоговые входы регистратора, и накапливают и/или передают данные уже в виде цифрового сигнала, который, как известно практически не подвержен никаким помехам.

Опции для (требования к) регистрирующей аппаратуры:

- возможность подключения различного количества датчиков (количество каналов регистрации).
- возможность подключения датчиков разных производителей.

- наличие встроенной памяти (в виде чип-модулей памяти или съемных USB-флэш накопителей)
- наличие Ethernet, Wi-Fi, Firewire, USB, 3G и оптоволоконной передачи данных.
- возможность конвертации или записи в требуемом формате.
- сопряжение с максимально возможным количеством самых распространенных программ для анализа сейсмических данных.
- наличие широкого выбора типов синхронизации внутренних часов (от GPS приемников до сетевого протокола PTP).
- пониженное энергопотребление в отсутствии постоянного электропитания.

Оборудование Guralp

Велосиметры и акселерометры используются при проведении сейсмологических, сейсмометрических и инженерно-сейсмометрических наблюдений (мониторинга), при полевых, стационарных исследованиях, исследованиях вулканов, сейсмическом микрорайонировании и в инженерной сейсмологии. Ниже приведены самые распространенные модели сейсмических датчиков, подходящих для перечисленных задач:

Трехкомпонентный широкополосный высокочувствительный велосиметр со встроенным регистратором **CMG-3ESPCDE** производства Guralp Systems, Великобритания (рис. 6) для мест с низким уровнем шума. Шум ниже, чем в Новой Модели Низкого Шума (USGS NLNM) в диапазоне частот от 30 сек до 10 Гц.

Трехкомпонентный широкополосный велосиметр со встроенным регистратором **CMG-6TD** производства Guralp Systems, Великобритания (рис. 7). Подходит для мест со средним уровнем шума, который ниже чем в Новой Модели Низкого Шума (USGS NLNM) в диапазоне частот от 10 с до 50 Гц. Идеальный вариант для работы в полевых условиях, при временных и постоянных установках.

Трехкомпонентный широкополосный акселерометр со встроенным регистратором **CMG-5TDE** производства Guralp Systems, Великобритания (рис. 8) широко применяется для мониторинга сильных движений, для локальных сетей, временных установок, мониторинга зданий и сооружений, вулканов, инженерной сейсмологии.



Рис. 6. CMG-3ESPC



Рис. 7. CMG-6TD



Рис. 8. CMG-5TDE

Ниже представлен список некоторых проектов, реализованных в 2015 году и ранее:

- CMG-6TD используется в региональных сейсмических сетях Геофизической Службы РАН (г. Обнинск).

- Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН и Камчатский Филиал ГС РАН (г.Петропавловск-Камчатский) использует цифровые велосиметры CMG-6TD для регистрации вулканического дрожания и землетрясений в зонах современного вулканизма, ведут запись сейсмического шума и собственных колебаний земли методами пассивной регистрации.

- SMG-6TD входят в сейсмическую подсистему Системы Предупреждения Цунами на Дальнем Востоке и установлены на Камчатке, Сахалине, Курилах.

- Проект в Арктике реализованный в 2015 году Государственным научным центром «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» с участием Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН с применением SMG-6TD с новыми модулями памяти на 32ГБ.

- Институт Экологических Проблем Севера г. Архангельск в 2015 году установил на Земле Франца Иосифа датчик для полярных исследований SMG-3T Polar который работает до -55°C, с регистратором SMG-DM24,

- Академия Наук Туркменистана использует SMG-5TC и SMG-3ESPC для системы мониторинга территории Республики Туркменистан, установленных более чем на 25 станциях.

- ОАО «Атомэнергопроект» (г. Москва) использует цифровые велосиметры SMG-6TD и акселерометры SMG-5TDE для обновления сети сейсмического мониторинга АЭС на территории России

- Система сейсмологического мониторинга Сулакского каскада ГЭС, состоящая из 13 станций с цифровыми велосиметрами SMG-6TD, установлена в 2015 году

- Алтае-Саянский Филиал ГС СО РАН (г. Новосибирск) используют комплекты датчиков: аналоговый велосиметр SMG-6T, аналоговый акселерометр 5TC и 6-ти канальные регистраторы SMG-DM24S6EAM для мониторинга техногенной сейсмичности и сейсмической обстановки на карьерах. Комплекты, состоящие из высокочувствительного аналогового велосиметра SMG-3ESPC, 5TC и 6-ти канальных регистраторов, осуществляют мониторинг Саяно-Шушенской ГЭС. На Новосибирской ГЭС стоят высокочувствительные цифровые велосиметры SMG-3ESPCDE

- ИФЗ (Москва) использует 5TC для эпицентральных наблюдений (сейсмологического мониторинга).

Литература

1. Официальный сайт Guralp Systems www.guralp.com
2. Пьезоэлектрический эффект <https://ru.wikipedia.org>
3. МЭМС <http://www.npk-photonica.ru/content/products/mems>
4. Электромолекулярный <http://www.сейсмометр.рф/tech.html>

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

*Гильмутдинов Рамиль Раисович, студент 3 курса,
Пермский государственный национальный исследовательский университет,
rama.rud@mail.ru,
научный руководитель – к. г.-м. наук, Митюнина Ирина Юрьевна.*

Целью данной работы является изучение возможностей геоинформационных технологий для анализа особенностей потенциальных полей на территории Пермского края и выявление характера отображения тектонического строения региона в гравитационном и магнитном полях. В качестве исходных материалов использовались значения аномалии Буге и аномалий магнитного поля масштаба 1:1000000, имеющиеся в открытом доступе. Анализ информации осуществлялся в полнофункциональной геоинформационной системе ArcGIS 10.1 (ESRI Inc., США), ориентированной на решение задач природопользования [1, 3].

С целью изучения пространственных закономерностей распределений аномалий в рамках геоинформационной системы ArcGIS были созданы растровые цифровые модели гравитационного и магнитного полей территории Пермского края. Для этого использован инструмент интерполяции *Топо в растр* дополнительного модуля *Spatial Analyst*, обеспечивающий детальное отображение особенностей морфологии картируемых полей [4]. Результаты построений представлены соответственно на рисунках 1 и 2.

Гравитационное поле на территории Пермского края изменяется в широких пределах: от -45 до $+30$ мГал. Положительные значения аномалий Буге характерны для большей части территории (рис. 1). Они регистрируются вдоль широкой полосы, простирающейся с северо-запада на юго-восток региона, достигая максимальных отметок на крайнем северо-западе Камского свода (КС) и в центральной части Пермского края. Для северо-восточной и юго-западной части территории, наоборот, характерны отрицательные значения аномалий Буге. При этом наиболее значительные по амплитуде отрицательные аномалии гравитационного поля отмечаются в пределах Тиманского кряжа и на крайнем северо-востоке полосы простираения Передовых складок Урала.

Сопоставление цифровой модели аномалий гравитационного поля с тектонической схемой кристаллического фундамента [2] показывает (рис. 5), что особенности гравитационного поля на территории Пермского Прикамья находятся в тесной корреляционной зависимости с глубиной залегания кровли кристаллического фундамента. Отрицательные значения аномалий Буге, характерные для юго-западной и северо-восточной части региона, отмечаются в областях наиболее глубокого (7–15 км) залегания фундамента (Верхнекамская впадина, Башкирский свод и Передовые складки Урала). Положительные аномалии гравитационного соответствуют глубинам залегания фундамента 2–5 км, отмечаемым на большей территории Пермского края.

Интенсивность аномалий магнитного поля (рис. 2) изменяется от -580 до 1340 нТл. В пределах региона можно выделить ряд знакопеременных аномалий, которые приурочены, как правило, к границам, разделяющим крупные тектонические структуры осадочного чехла. Наиболее ярко эти аномалии проявляются на границах Верхнекамской моноклинали (ВКМ) и Башкирского свода (БС), Юрюзано-Сылвенской депрессии (ЮСД) и Косьвинско-Чусовской седловины (КЧС), Верхнекамской впадины (ВКВ) и Ракшинской седловины (РакС), Тиманского кряжа (Т) и Вычегодского прогиба (ВП). Наиболее интенсивные отрицательные аномалии приурочены к Центральному Уральскому поднятию, центральной части ЮСД, КЧС, восточной части Пермского свода, южной части ВКВ. Кроме того, в магнитном поле можно наблюдать интенсивные отрицательные аномалии широтного простираения, которые пересекают крупные тектонические структуры (ЦУП, ЮСД, ПСУ, КЧС) и, вероятно, обусловлены особенностями глубинного строения кристаллического фундамента.

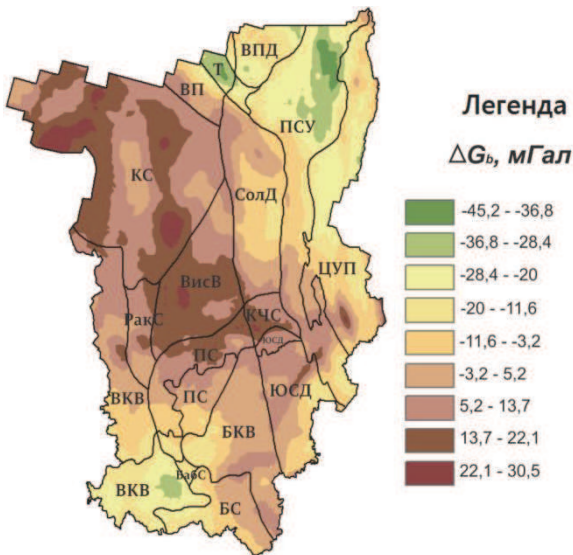


Рис. 1. Грид-модель гравитационного поля в редукции Буге

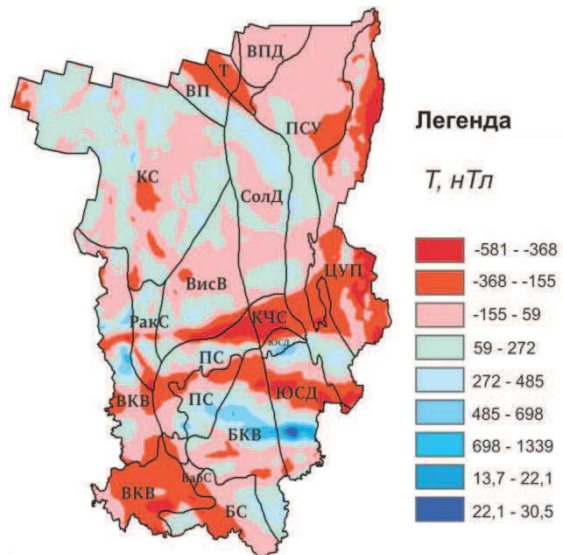


Рис. 2. Грид-модель магнитного поля

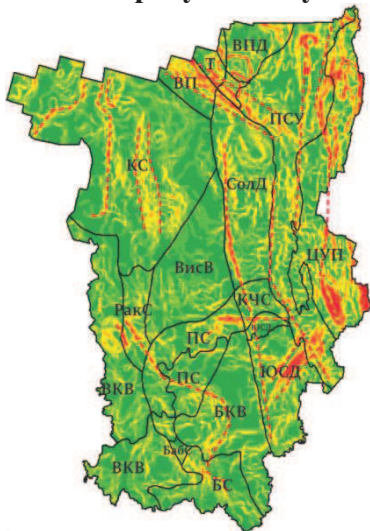


Рис. 3. Карта градиента гравитационного поля

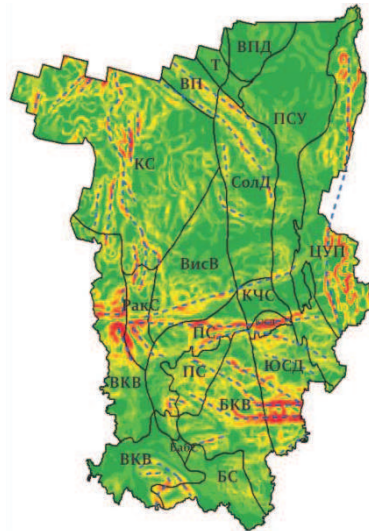


Рис. 4. Карта градиента магнитного поля

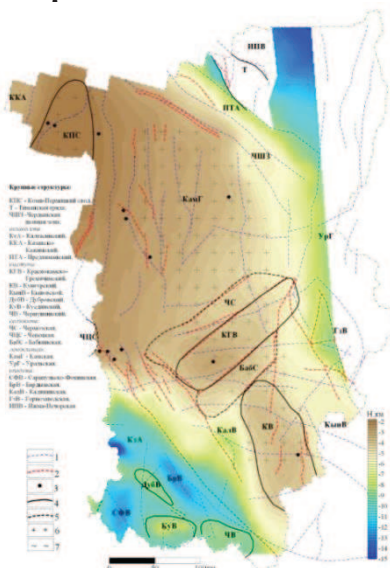


Рис. 5. Тектоническая схема кристаллического фундамента Пермского края [2]

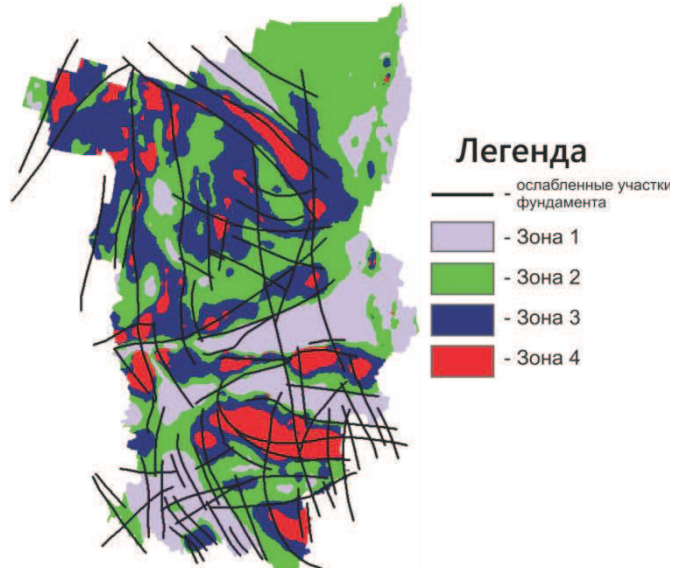


Рис. 6. Схема классификации потенциальных полей по методу максимального подобия (ослабленные участки фундамента [5])

Для более детального анализа морфологии потенциальных полей с помощью инструмента *Уклон* были рассчитаны первые горизонтальные производные аномалий гравитационного (рис. 3) и магнитного (рис. 4) полей. Проведено трассирование участков максимального градиента изменения значений полей, которые, как правило, приурочены территориально к границам основных структурно-тектонических элементов региона. Так, выявленные линеаменты гравитационного поля отчетливо оконтуривают западную и восточную границы Предуральского прогиба в пределах Косьвинско-Чусовской седловины, Юрюзано-Сылвенской, центральной и южной частей Соликамской депрессии (рис. 3). Кроме того, положение ряда линеаментов гравитационного и магнитного полей совпадает с пространственным расположением разрывных нарушений, расчленяющих кристаллический фундамент на отдельные блоки (рис. 5).

В заключение был проведен комплексный анализ потенциальных полей и их классификация по методу максимального подобия (*Maximum Likelihood Classification*). Данный метод относится к группе процедур классификации без обучения и позволяет осуществить разделение территории по комплексу признаков на конечное число однородных областей (классов) с заранее неизвестными статистическими характеристиками [6].

В геоинформационной системе ArcGIS классификация по методу максимального подобия реализуется с помощью инструментов *Iso Cluster* и *Maximum Likelihood Classification*. Инструмент *Изокластер* осуществляет процедуру кластеризации входных растровых данных по методу мигрирующего среднего. В качестве входных растровых каналов были загружены растры гравитационного, магнитного полей и их градиентов. В результате кластеризации были выделены 4 класса и определены средние значения признаков внутри каждого из них (табл. 1).

Таблица 1

Класс	ΔT_a , нТл	Δg_B , мГал	T_{xy} , нТл/м	G_{xy} , мГал/м
1	-287.94	-6.59	1.47	0.04
2	-65.08	-4.13	1.54	0.03
3	136.89	6.17	1.96	0.03
4	439.50	5.56	2.94	0.03

Полученный файл сигнатур послужил основой для построения зонального раstra (рис. 6), отражающего схему классификации потенциальных полей методом максимального подобия. Следует отметить, что пространственное положение границ отдельных классов, как видно из рисунка 6, хорошо согласуется с локализацией разрывных нарушений и ослабленных зон кристаллического на общепринятой схеме тектонического районирования фундамента Пермского Приуралья [5]. Кроме того, результаты районирования потенциальных полей, выполненные в рамках данной работы, не противоречат материалам, полученным путем классификации геофизических полей методом *k*-средних [2].

Литература

1. *Ананьев Ю.С.* Геоинформационные системы в геологии геоинформационные системы в геологических исследованиях. Томск, 2003.
2. *Бычков С.Г., Неганов В.М., Мичурин А.В.* Нефтегазогеологическое районирование территории Пермского края. Нефтегазовое дело, 2010.
3. *Митчелл Э.* Руководство ESRI® по ГИС анализу, 1999.
4. *Митюнина И.Ю.* Геоинформационные системы в геологии. Пермь, 2012.
5. *Проворов В.М.* Тектоника // «Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края»: Энциклопедия. Пермь, 2006. С. 63–74.
6. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие / А.А. Никитин, А.В. Петров. 3-е изд., дополненное. М.: ВНИИгеосистем, 2013. 118 с.: ил.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОВОЙ АКТИВНОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

*Глазачев Иван Вадимович, аспирант,
Институт геофизики УрО РАН
e-mail: giv-20@mail.ru*

научный руководитель: д. г.- м. н, в. н. с. Демежко Дмитрий Юрьевич

Тепловая активность (thermal effusivity) материалов определяет их способность к теплообмену с окружающей средой и связана с другими теплофизическими характеристиками соотношениями:

$$E = \sqrt{\lambda \rho C} = \lambda / \sqrt{a} = \rho C \sqrt{a} \quad , \text{ (Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{с}^{-1/2})$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, C – удельная теплоемкость, ρ – плотность. Как самостоятельная теплофизическая характеристика тепловая активность проявляется в задачах, рассматривающих теплообмен в системе контактирующих тел с различными тепловыми свойствами [1]. Поскольку тепловая активность, в отличие от тепло- и температуропроводности, определяет динамику теплообмена между телами, измерять ее значительно проще.

Прямой метод измерения тепловой активности твердых материалов был предложен в [2]. Он основан на возбуждении плоских температурных волн на поверхности эталонной пластины, контактирующей с исследуемым материалом, и измерении температурных колебаний в пластине на разных расстояниях от источника. Рассматриваемый метод относится к группе нестационарных методов измерения теплофизических свойств с периодическим нагревом исследуемого образца. Было показано, что характер затухания температурных волн в пластине определяется ее теплофизическими свойствами и параметром теплового контраста материалов пластины и полупространства ε , в свою очередь связанного с тепловыми активностями пластины E_1 и полупространства E_2 .

$$\varepsilon = \frac{E_2 - E_1}{E_2 + E_1}$$

Таким образом, возбуждая на поверхности пластины с известными тепловыми свойствами (эталонной) температурные колебания и измеряя характер их затухания с глубиной, можно оценить тепловую активность контактирующего с этой пластиной образца [2].

Для реализации этого метода в Институте геофизики УрО РАН (в сотрудничестве с Д.Ю.Демежко и А.Д. Коноплиным) был разработан автоматизированный комплекс для измерения тепловой активности горных пород, включающий датчик тепловой активности (1 на рис. 1), приводимый в плотный контакт с исследуемым образцом (2 на рис. 1), цифровой двухканальный термометр (3 на рис. 1), блок питания нагревателя датчика (4 на рис. 1), блок коммутации (5 на рис. 1), персональный компьютер с программным обеспечением (6 на Рис 1). Блок коммутации обеспечивает обмен информацией между персональным компьютером и остальными блоками комплекса.

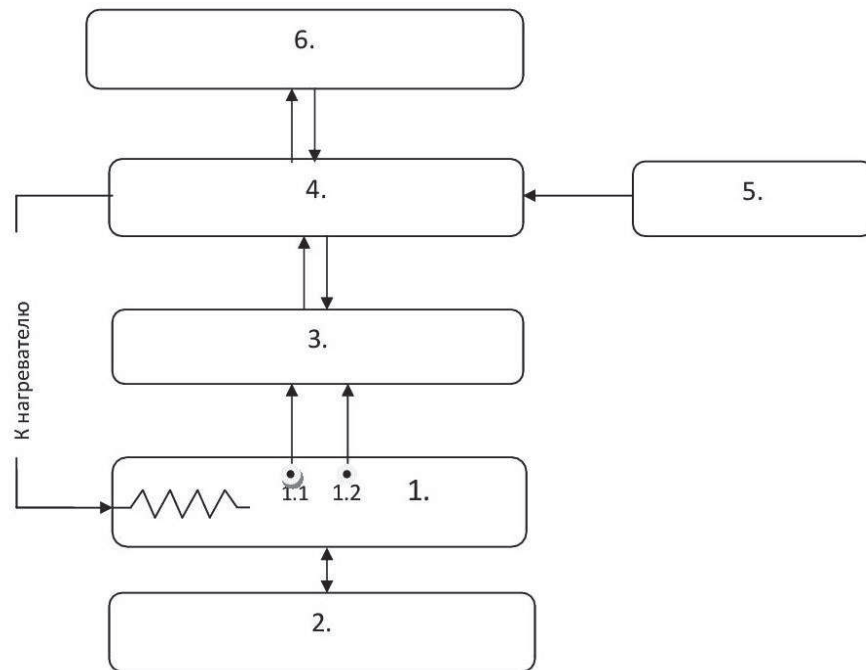


Рис. 1. Блок-схема комплекса для определения тепловой активности горных пород

Перед началом измерений оператор запускает работу программы и вводит необходимые параметры: тип датчика, его градуировочную зависимость, количество периодов нагрева и их длительность. Запуск процесса измерений осуществляется кнопкой «Старт», после чего команды программы передаются в блок коммутации, который осуществляет непосредственное управление процессом нагрева/охлаждения образца и записи измеряемых температур. Данные цифрового термометра через блок коммутации передаются в персональный компьютер, где происходит сохранение результатов и построение графиков температур.

На экране (рис. 2) отображаются исходные параметры (тип датчика, напряжение питания нагревателя и периодичность нагрева, выбранный файл с градуировочной характеристикой), текущий график работы нагревателя и измеренных температур, результаты измерений (усредненные значения амплитуды температурных колебаний на главной гармонике, отношение амплитуд и вычисленное значение тепловой активности).

Программа позволяет сохранять результаты измерений, формируя отдельный файл с полученными данными. Место нахождения сохраняемого файла задается оператором. Так же имеется возможность загружать данные, полученные ранее для воспроизведения процесса измерения и обработки архивных материалов.

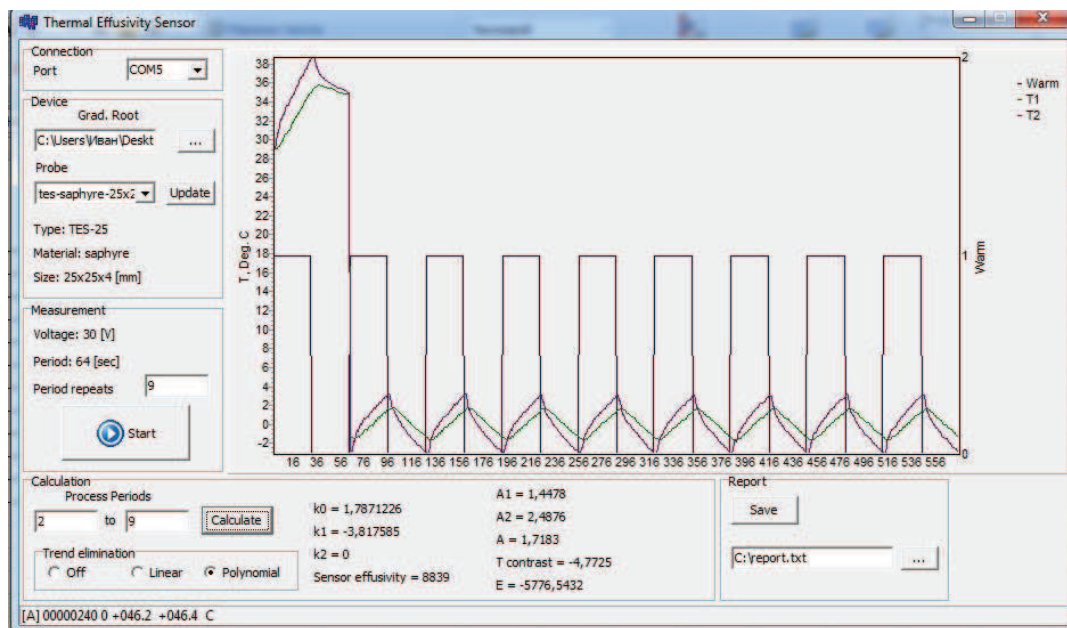


Рис. 2. Общий вид экрана после окончания измерения

Литература

1. Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Коноплин А.Д., Глазачев И.В. Тепловая активность горных пород как петрофизический параметр: измерение и приложения в науках о Земле. // Материалы IX Университетских геологических чтений "Актуальные вопросы инженерной геологии, гидрогеологии и рационального недропользования", Минск, 3 апреля 2015 г. С. 40-42.
2. Демежко Д.Ю. Измерение тепловой активности твердых материалов контактным методом // Приборы и техника эксперимента. 2011. № 6. С. 127–132.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ВДОЛЬ ТРАССЫ НЕФТЕПРОВОДА «ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ - ТИХИЙ ОКЕАН»

*Горелов Пётр Владимирович, аспирант, м.н.с.
Геофизическая служба РАН, РИОЦ г. Владивосток.
e-mail: pet_gor@mail.ru*

научный руководитель: *д.т.н., профессор Шкабарня Николай Григорьевич*

Основным назначением данной статьи является анализ современной сейсмотектонической активности на территории вдоль трассы нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан» (ВСТО). Для решения проблемы проведён сбор геолого-геофизических материалов по краю, их систематизация, анализ тектонических нарушений и зарегистрированных землетрясений на территории вблизи трассы нефтепровода. Приведены сведения об основных тектонических нарушениях и землетрясениях в Ханкайской и Партизанской подзонах вероятного их возникновения, произошедшие за последние 50 лет.

Приморский край, на территории которого проложена трасса нефтепровода ВСТО, имеет сложные метеорологические, геоморфологические, геологические и инженерно-геологические условия.

Известно [7, 8], что особенностью сейсмичности Приморского края являются наличие землетрясений с разными глубинами расположения очагов и связанное с ними разломно-блоковое строение. В соответствии со схемой сейсмотектонического районирования (рис. 1) трасса нефтепровода ВСТО расположена в рифтовой зоне наиболее вероятного возникновения землетрясений (ВОЗ). Здесь происходили и происходят тектонические движения, когда отдельные блоки литосферы перемещаются друг относительно друга по разрывным нарушениям.

Трасса пересекает четыре крупных тектонических нарушений дочетвертичного возраста (Алчанский, Дальнереченский, Кабаргинский, Среднеханкайский) и множество мелких разломов. Все они перекрыты кайнозойскими и четвертичными отложениями и параметры их изучены недостаточно.

Трасса нефтепровода пересекает Алчанский разлом в предгорьях хребта Стрельникова. Разлом перекрыт кайнозойскими отложениями и в этом районе практически не изучен. По отрывочным данным сочленения блоков происходит не по одной чёткой линии, а представляет зону субпараллельного надвига, шириной до 15 км.

Дальнереченский разлом трасса пересекает восточнее г. Дальнереченска. Разлом состоит из серии разрывов северо-восточного простирания, вдоль р. Большая Уссурка. Мощность зоны разломов изменяется от нескольких десятков до сотен метров. Разрывы не обнажены и поэтому слабо изучены.

Кабаргинский разлом трасса пересекает юго-восточнее г. Лесозаводска. Разлом перекрыт четвертичными отложениями и представляет собой взброс, местами переходящий в надвиг.

Среднеханкайский разлом трасса пересекает восточнее посёлка Кировский, причём в этом районе она проложена параллельно разлому. В гравитационном поле разлом трассируется цепочкой локальных минимумов, отождествляемых с гранитными интрузиями. Зона разлома разбита разнонаправленными разрывами на множество блоков, испытавших значительные вертикальные смещения.

Западно-Партизанский разлом имеет субмеридиональное направление и трасса идёт параллельно разлому на протяжении многих километров до пересечения вблизи села Васильевка. Разлом изучен крайне недостаточно и неравномерно. Хорошо выражен в рельефе, сопровождается многочисленными сейсмодеформациями, возможно сейсмоактивен.

Партизанский разлом проходит большей частью по долине р. Партизанская. Трасса пересекает его в районе г. Находка. Разлом представлен серией тесно сближенных сдвигов, и наиболее крупные сдвиги выражены мощностью до десятков метров. Ширина зоны влияния

разлома 4–6 км. Она высокосейсмична, о чём свидетельствуют исторические землетрясения и многочисленные сейсмодеформации.

В последнее время при проведении геологических съемок на территории края установлены участки молодых разрывных дислокаций в виде системы или одиночных рвов шириной в несколько первых или десятков метров.

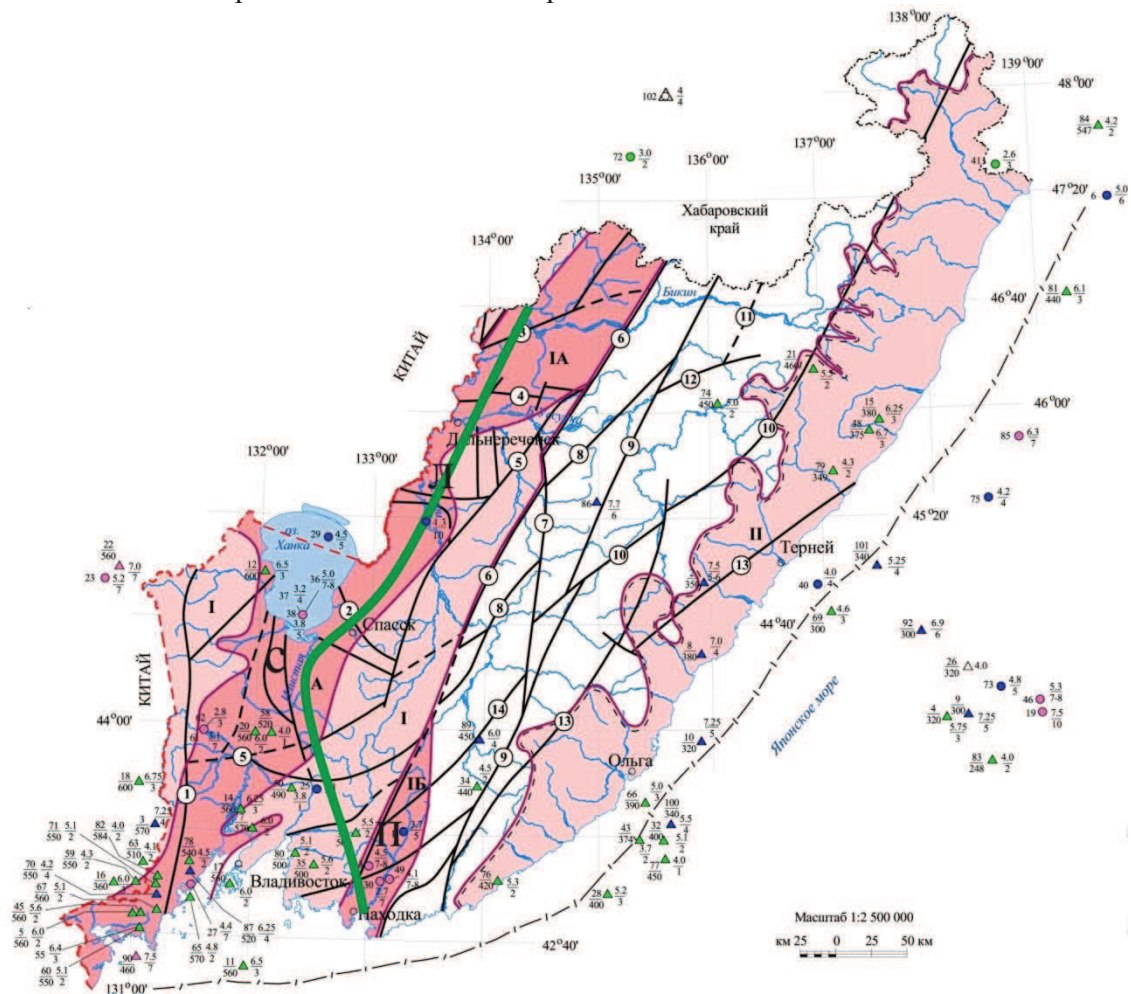


Рис. 1. Схема сеймотектонического районирования Приморского края с линией трассы нефтепровода ВСТО с использованием материалов А.В.Олейников, Н.А.Олейников [7]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|--|--|---|
| <p>I. РАЗЛОМЫ и их номера</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Западно-Приморский 2. Спасский 3. Алчанский 4. Дальнереченский 5. Западный Сихотэ-Алинский 6. Арсеньевский 7. Меридиональный 8. Самаркинский 9. Центральный Сихотэ-Алинский 10. Колумбинский 11. Катэн-Чукенский 12. Тигринский 13. Прибрежный 14. Извиллинский | <p>II. ГРАНИЦЫ</p> <p>Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса</p> <p>Шельфа</p> <p>III. ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ</p> <p>$\frac{12}{600} \triangle \frac{6.5}{3}$ Глубокофокусных</p> <p>$36 \circ \frac{5.0}{8}$ Коровых</p> <p>$102 \triangle \frac{4}{4}$ Тип неизвестен</p> <p>Цифры: слева в числителе номер по каталогу, в знаменателе глубина очага в км (для коровых слева номер по каталогу), справа в числителе - магнитуда, в знаменателе - интенсивность в баллах по шкале MSK-64</p> <p>● ▲ Интенсивность менее 4 баллов</p> <p>● ▲ Интенсивность 4-6 баллов</p> <p>● ▲ Интенсивность более 6 баллов</p> | <p>IV. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ</p> <p>I Зоны наиболее вероятного возникновения землетрясения (зоны ВОЗ):</p> <p>I. Рифтовая, II. Прибрежная</p> <p>IA Подзоны ВОЗ с вероятной интенсивностью более 6 баллов:</p> <p>IA - Ханкайская, IB - Партизанская</p> <p>V. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2007-2014 г</p> <p>Л - Лесозаводское землетрясение</p> <p>С - Спасское землетрясение</p> <p>П - Партизанский сейсмический район</p> <p>VI. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ</p> <p>— - трасса нефтепровода ВСТО</p> |
|--|--|---|

Проблема изучения разломов на трассе нефтепровода чрезвычайно важна, поскольку с ними связаны землетрясения:

Лесозаводское землетрясение силой 6 баллов по шкале MSK-64 произошло 15 августа 1962 года. Глубина гипоцентра составила 20 км. Сила землетрясений ощущалась по качанию

деревьев, падению в домах висячих предметов, остановке часов, осыпанию штукатурки и хлопанию дверей в жилых помещениях [8].

Спасское (Ханкайское) землетрясение зафиксировано 15.08.1967 года вблизи озера Ханка с эпицентром в районе с.Новодевица. Гипоцентр находился на глубине 10 км, и его магнитуда имела величину 5. Сила толчка в эпицентре и на расстоянии 50–80 км составила 7–8 баллов. Общая площадь сейсмического воздействия определена в 200 тыс. км².

Из последних в этой подзоне следует отметить мелкофокусные землетрясения в Кировском районе вблизи села Преображенка (42°34', 133°88'), которое произошло 12 апреля 2014 года. Гипоцентр его находился на глубине 10 км, а магнитуда составила 4,3. Землетрясение зарегистрировано Геофизической службой РАН.

Наиболее активной в сейсмическом отношении является Партизанская подзона. В районе города Партизанска землетрясения интенсивностью от 5 до 7 баллов происходили в 1933, 1962, 1967 и 1971 годах. Глубины залегания очагов землетрясений изменялись в диапазоне 1–8 км. В городе и ближайших населенных пунктах частично были разрушены строения, кирпичные печи, с потолков отвалилась штукатурка, на стенах северо-западного направления остановились маятники часов. На шахте 10/6 был поврежден водопровод [8].

По данным геофизической службы РАН в последнее время (с 2007 по 2015 год) вблизи трассы фиксировались, в основном, глубокофокусные и промежуточные землетрясения с очагами на глубине более 60 км. Партизанское землетрясение произошло 9 марта между селами Сергеевка и Беневское, вблизи реки Рудкова (43°26': 133°61'). Оно характеризуется как глубокофокусное при глубине $h=440$ км со средней магнитудой $M=6,3$. В 2008 году произошло Прибрежное глубокофокусное землетрясение вблизи Уссурийского залива (42°57'; 131°94'), $h=500$ км, $M=5,7$. В 2013 году 23 июля в 90 км от г. Находки (42°07'; 133°16'), $h=480$ км, $M=4,1$ и 2 сентября в 70 км от поселка Преображение (42.34'; 133.68'), $h=450$ км, $M=5,5$. В 2015 году 31 декабря на расстоянии около 40 км от города Находки (42.48°; 133.16°) $h=470$ км, $M=4,3$.

Таким образом, проведенные исследования показали возможность проявления современных разрывных дислокаций и новых землетрясений на территориях вблизи трассы нефтепровода ВСТО. Видно, что география землетрясений на территории края расширяется, о чём свидетельствует землетрясение в кировском районе, произошедшее в 2014 году, Партизанское в 2008 году землетрясение вблизи г. Находки в 2013 году.

Поэтому необходимо провести дополнительно инженерно-геологические изыскания на участках тектонических нарушений с определением геометрических и физических параметров в зоне разломов. В дальнейшем рекомендуем проведение мониторинговых наблюдений на этих участках с использованием современных геофизических технологий.

Литература

1. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 76–84.
2. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВАРИАЦИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ НА ОСНОВЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА ГРУНТА

Горностаева Анастасия Александровна, м.н.с.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: free_ride_@mail.ru

научный руководитель: д.г.-м.н. Демежко Дмитрий Юрьевич

Для исследования теплового баланса земной поверхности и формирующих его процессов важно изучать изменение нестационарного теплового потока через земную поверхность. Этот параметр представляет собой разность больших значений потоков приходящей к земной поверхности прямой радиации и явных и скрытых потоков тепла, уходящих от поверхности вследствие процессов теплопередачи и испарения влаги с поверхности. Нестационарный тепловой поток характеризует долю внешней радиации, пошедшую на изменение теплосодержания верхней части литосферы. Прямые измерения нестационарного теплового потока сопряжены с целым рядом технических трудностей в связи с малостью измеряемой величины. Однако существует связь между вариациями температуры земной поверхности и теплового потока через поверхность. Поэтому можно вычислить значения теплового потока по измеренным рядам значений температуры земной поверхности или приземного воздуха. Впервые такую идею высказали Wang и Bras (1998, 1999), предложив интегральные соотношения, связывающие вариации температуры и теплового потока. Позднее была представлена конечно-разностная аппроксимация данных соотношений (Beltrami et al., 2002; Bennet, 2008).

Совсем недавно нами был разработан более точный и универсальный алгоритм оценки изменений теплового потока по температурным данным (Горностаева, 2014). Тестирование алгоритма восстановления изменений теплового потока по имеющемуся температурному ряду на функции вида $T = \sin(\omega t)$, для которой известно точное аналитическое решение, показало, что наиболее точное восстановление истории теплового потока (<1% относительной погрешности) достигается при $n = 2, 3$ и не менее 10 интервалах дискретизации на период (Горностаева, 2014).

Для экспериментальной проверки алгоритма на геотермическом полигоне ИГФ УрО РАН в г. Екатеринбург был организован температурный мониторинг в приповерхностном слое гранитного щебня (фракция 1–5 мм). Тепловой поток вычислялся двумя способами: 1) на основе измерения температуры почвы на трех различных глубинах с последующим дифференцированием $T(z)$ по глубине и вычислением теплового потока на основе закона

Фурье – $q(0, t) = -\lambda \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right|_{z=0}$ (для краткости назовем определенный таким образом тепловой

поток *измеренным*); 2) на основе данных только верхнего температурного датчика с помощью разработанного алгоритма трансформации (для краткости назовем этот тепловой поток *вычисленным*). Полученные результаты сравнивались между собой.

Для того, чтобы установить температурные датчики точно на заданной глубине, датчики были вмонтированы в пластину из оргстекла на расстоянии 1, 2 и 3 см от верхнего края пластины. Устройство помещалось в грунт таким образом, чтобы верхний край пластины находился на одном уровне с поверхностью.

Температура грунта измерялась на глубинах 1, 2 и 3 см с помощью термисторов ММТ-4 и регистратора АИТ (разработка ИНГГ СО РАН) с периодичностью 10 минут с 14 июля по 21 сентября 2015 г. Для более детальной иллюстрации рассмотрим колебания температуры грунта в первые 16 суток наблюдений (с 14.07.2015 по 29.07.2015). Измеренный тепловой поток вычислялся для глубины 1 см на основе закона Фурье при теплопроводности $\lambda = 1,0 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$. Измеренное распределение температуры с глубиной $T(z)$ аппроксимировалось интерполяционным многочленом Лагранжа второй степени. Температурный градиент в

верхней точке измерений (1 см) для каждого момента времени рассчитывался с помощью численного дифференцирования построенного многочлена $T(z)$ по трем узлам (1, 2, 3 см).

Измеренные значения температуры и, соответственно, теплового потока представлены на рисунке 1. Вариации теплового потока опережают температурные колебания.

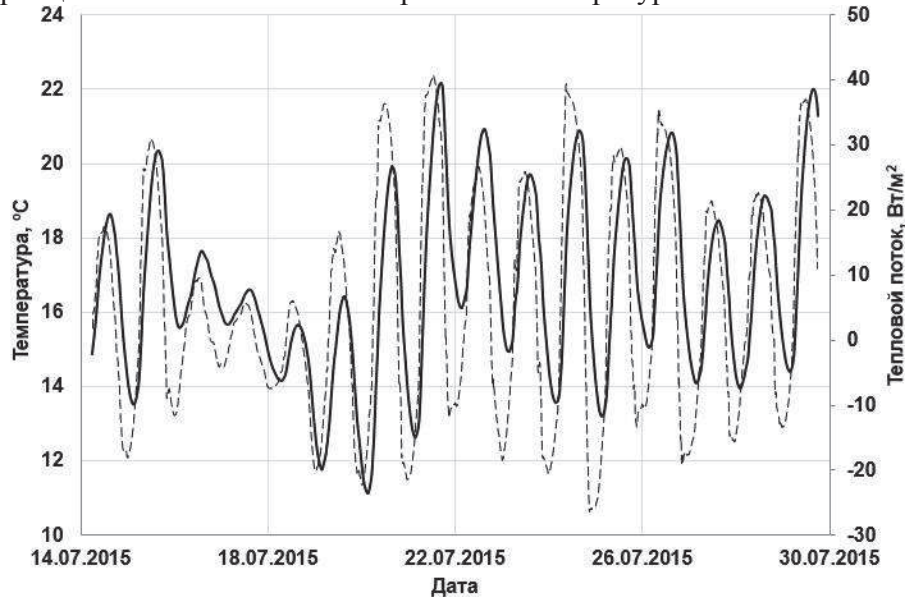


Рис. 1. Вариации температуры грунта (сплошная линия) и рассчитанные на основе закона Фурье значения теплового потока (штриховая линия) на глубине 1 см в период с 14.07.2015 по 29.07.2015, сглаженные в 12-часовом скользящем окне

Тепловой поток, вычисленный с помощью разработанного алгоритма трансформации по формулам (1) – (4) при значении тепловой активности $E = 1000 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$, в целом хорошо согласуется с измеренным тепловым потоком (рис. 2). Отклонение измеренного и вычисленного с помощью алгоритма трансформации значений теплового потока по модулю не превышает 8.5 Вт/м^2 при общей амплитуде колебаний $\sim 70 \text{ Вт/м}^2$. Различия измеренного и вычисленного тепловых потоков, вероятно, является результатом теплофизических неоднородностей почвы, возникающих вследствие ее увлажнения под воздействием осадков.

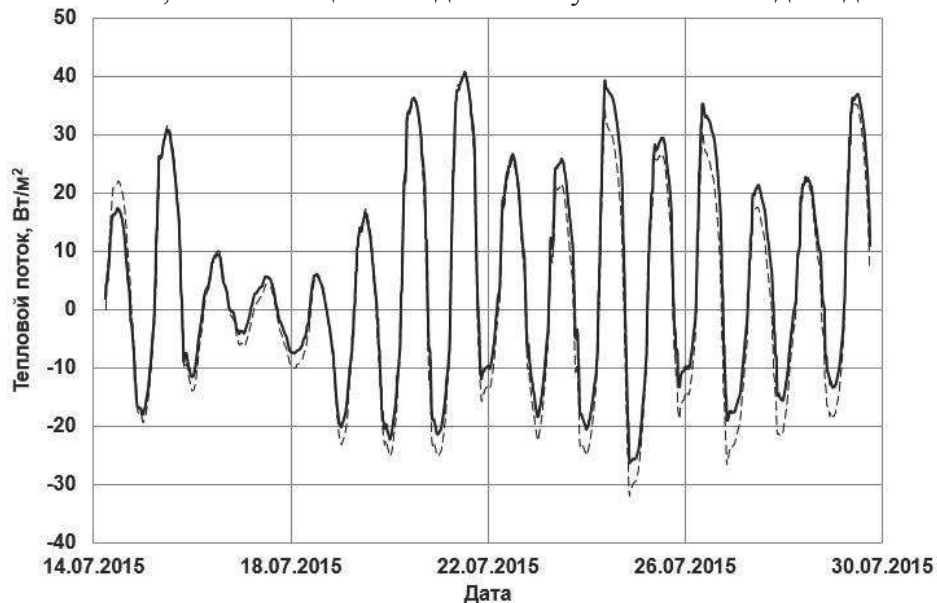


Рис. 2. Сопоставление измеренного (сплошная линия) и вычисленного (штриховая линия) тепловых потоков

Впрочем, корреляция между разностью измеренного и вычисленного тепловых потоков и количеством выпавших осадков не столь очевидна (рис. 3).



Рис. 3. Сопоставление разности измеренного и вычисленного тепловых потоков (черная кривая) и количества выпавших осадков в мм (серая гистограмма)

Проведенные экспериментальные исследования показали высокую надежность восстановления изменений теплового потока через земную поверхность по температурным данным с использованием предложенного алгоритма трансформации. На точность восстановления теплового потока в суточном цикле, безусловно, влияют меняющиеся метеорологические условия, способствующие изменению тепловых свойств почвы в верхнем активном слое, а также появлению некондуктивных факторов теплопереноса за счет вертикального движения влаги в межпоровом пространстве грунта. Однако даже в таких условиях алгоритм дает оценки теплового потока, довольно близкие к реальным его изменениям.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проектов 14-05-31055 мол_а и 16-05-00086 а.

Литература

1. Горностаева А.А. Алгоритм расчета изменений теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности // Уральский геофизический вестник. 2014. №1. С. 37–45.
2. Beltrami H., Smerdon J.E., Pollack H.N., and Huang S. Continental heat gain in the global climate system // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29, No. 8. doi: 10.1029/2001GL014310.
3. Bennet W.B., Wang J., Bras R.L. Estimation of global ground heat flux // Journal of Hydrometeorology. 2008. V. 9. P. 744–759.
4. Wang J., Bras R.L. A new method for estimation of sensible heat flux from air temperature // Water Resources Research. 1998. V. 34 (9). P. 2281–2288.
5. Wang J., Bras R.L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature // Journal of Hydrology. 1999. V. 216. P. 214–226.

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ КОНДУКТИВНОЙ И ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ НАСЫПНЫХ ГРУНТОВЫХ СООРУЖЕНИЙ

*Горшков Виталий Юрьевич, м.н.с. лаб. экологической геофизики ИГФ УрО РАН,
научный руководитель – д.ф.-м.н. Шестаков Алексей Федорович*

Аннотация. Представлены результаты методических работ кондуктивных и индукционных электрометрических исследований, проводившихся на грунтовой плотине. Дано описание методики работ и примеры геоэлектрических разрезов.

Ключевые слова: электромагнитное поле, индукционное зондирование, частотная дисперсия, эффективное сопротивление.

Исследуемая насыпная плотина была возведена в середине XIX века для нового железодельного завода. Общая длина дамбы составляет около 350 метров, ширина более 15 метров. Ядро плотины состоит из утрамбованной глины, основанием служат метаморфические породы верхнего отдела ордовика (аО₃).

Цель геофизических работ была в сравнении возможностей кондуктивной и индукционной электроразведки при обследовании насыпных гидротехнических сооружений (ГТС). Электрометрические исследования ГТС обычно включают: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), измерения естественного электрического поля (ЕП) и разновидности методов сопротивлений, в том числе с использованием многоэлектродных установок (электротомография). При этом в основном применяются кондуктивные способы возбуждения и регистрации электрических полей. При отсутствии возможности заземлиться, например, в городских условиях, возникает необходимость прибегать к бесконтактным методам электроразведки [1].

Полевые наблюдения методами ВЭЗ были выполнены с помощью цифровой электрометрической станции ЭРА-МАХ (НПП «ЭРА», г. Санкт-Петербург). При измерениях использовалась симметричная установка Шлюмберже (AMNB) с разносами питающей линии АВ/2 до 50 м, размер приёмной линии MN составлял 2 м. В силу невозможности обеспечить надёжный контакт, на пикетах 2, 12, 15, 16 были проведены измерения трёхэлектродной установкой. Эффективная глубина исследования принималась равной четверти разноса АВ: $h_{эф} = АВ/4$ [2]. Для построения геоэлектрических разрезов рассчитывалось кажущееся электрическое сопротивление по формуле $\rho_k = k \Delta U / I$, где

k – коэффициент установки ВЭЗ;

ΔU – измеренная на приёмной линии разность потенциалов;

I – сила тока в питающей линии.

Рабочая частота составляла 4,88 Гц, заземление генераторной и приёмной линии осуществлялось с помощью стальных электродов.

Основное тело плотины в пределах пикетов 7–25 в верхней части разреза имеет сравнительно невысокие значения эффективного электросопротивления. В интервале пикетов 13 и 15 находится водосливной тоннель, его верхняя часть сделана целиком из бетона и не даёт хорошего контакта для проведения кондуктивных методов электроразведки. Из-за этого измерения на пикетах 12, 15 и 16 были сделаны трёхэлектродной установкой и не могут давать точных сведений о строении плотины под водосливом. Низкие значения электросопротивлений в основной части тела плотины могут означать, что грунт, из которого она сложена, достаточно рыхлый и обводнённый. На пикетах 15 и 16 зона низких сопротивлений заметно ниже, чем на других пикетах. Так как измерения на этой точке были сделаны трёхэлектродной установкой, то, скорее всего, в данном случае имеет влияние существенной обводнённости тела плотины до 20-го пикета, что может показывать на наличие зоны фильтрации. Подтверждением наличия фильтрации на этом участке является выход ручья со стороны нижнего бьефа плотины, напротив ПК19, на расстоянии примерно 30 м от насыпи. Напротив ПК21–ПК22 внизу находится полуразрушенное здание бывшего железодельного завода, к которому в прошлом по туннелю подводилась вода из пруда. Этим, возможно, объясняются весьма низкие значения сопротивлений в районе пикетов 20–

25. Интересным представляется пикет 30 с его понижением электросопротивлений на существенных глубинах. Возможно, эта часть тела плотины так же сильно обводнена, но фильтрации через неё не происходит. В этой части плотины выхода ручьёв обнаружено не было.

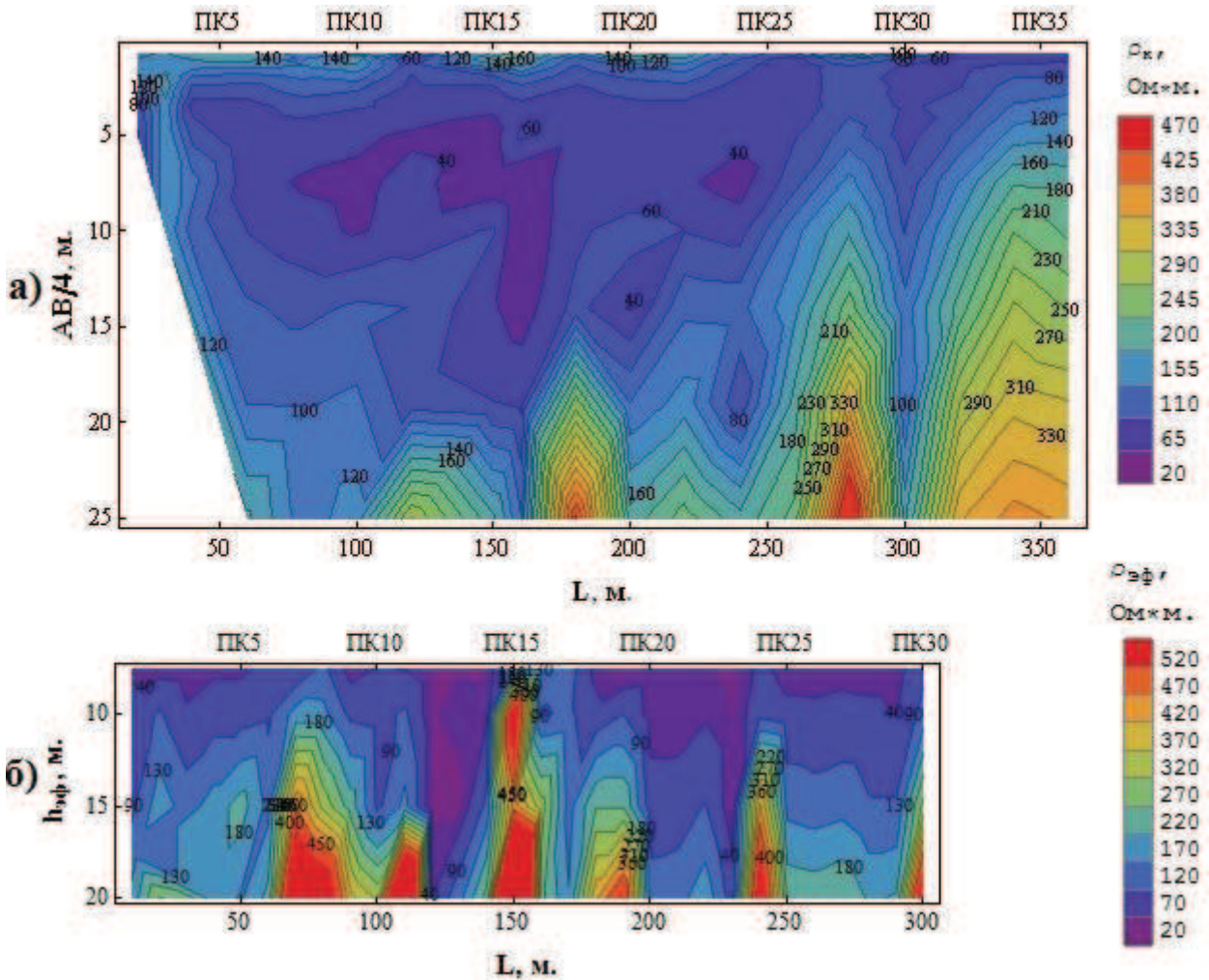


Рис. 1. Результаты исследований на плотине Верхнесыертского пруда: *а* – разрез кажущихся УЭС методом ВЭЗ, *б* – разрез эффективных УЭС методом ДИЗ

Индукционные исследования проводились индукционной аппаратурой МЧЗ-8 (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) [2] на частоте 10,2 кГц. В состав обоих комплекта аппаратуры входит генератор переменного тока с рамочным излучателем электромагнитного поля в виде вертикального магнитного диполя (ВМД) и измерительный блок с чувствительным магнитоприемником индукционного типа, настроенного в резонанс с рабочей частотой генератора. Измерения проведены по технологии дистанционных индуктивных зондирований (ДИЗ), в области малых и средних параметров электромагнитного поля $P = |k| \cdot r < 10$ [3]. Шаг наблюдений равен 10 метрам. Методика измерений заключается в регистрации трёх модулей взаимно перпендикулярных компонент переменного магнитного поля (H_z , H_r , H_ϕ) на разных разносах генератора от приемника, причем приемник располагается неподвижно на точке зондирования, а генератор относится на требуемое расстояние r . Вынос генератора осуществлялся в северном направлении на расстояния 30, 40, 60 и 80 метров. Обработка данных заключалась в расчете эффективного удельного электрического сопротивления (УЭС) $\rho_{эф}$ в зависимости от отношения $|H_z|/|H_r|$ по известным формулам [3, 4].

По данным индукционных зондирований в теле плотины чётко выделяются пониженными значениями УЭС две зоны: ПК12–ПК14 и ПК19–ПК22 (рис. 1, б). Аномалия на ПК12–ПК14 обусловлена шлюзовым отсеком плотины. В реальности водосливной тоннель расположен

между ПК13 и ПК15, ПК14 является центром водослива, т.е. на разрезе $\rho_{эф}$ наблюдается смещение аномалии на 10 м к югу, по отношению к реальному плану плотины. Это объясняется тем, что местоположение точек зондирования выбрано в точках стояния приемника. На деле имеет место сложная зависимость, смещающая точку наблюдения в сторону генератора. Для устранения неопределенности положения точек зондирования нужно использовать встречные системы наблюдений, однако это требует вдвое больших трудозатрат. Как показывает опыт работ, при односторонних разносах можно вносить эмпирическую поправку в положение точек зондирования, обычно составляющую 5–15% от максимального разноса. Зона ПК19–ПК22 может представлять собой сильно обводнённый участок плотины и свидетельствовать о наличии возможной протечки в теле плотины на данном интервале. Подтверждением этому является уже упомянутый ручей. Местоположение дренажа достаточно хорошо фиксируется на разрезе продольной проводимости высокими значениями (см. ПК19 на рис. 1, б).

Таким образом, можно сделать вывод, метод ВЭЗ, в силу необходимости наличия контакта, неприменим на некоторых участках плотины, целиком покрытых асфальтом и бетоном. Метод ВЭЗ даёт общую информацию обо всём исследуемом участке, в то время как индукционные методы электроразведки дают более детальную информацию о внутреннем строении грунтовых гидротехнических сооружений и контрастнее выделяют аномалии электросопротивлений. О других результатах исследования этой и других плотин индукционными методами рассказано в работах [5, 6]. В дальнейшем планируется провести и другие методы электроразведки, в том числе дифференциальные.

За организацию исследований и помощь в написании статьи автор выражает благодарность Давыдову В.А., Байдикову С.В., Федоровой О.И.

Литература

1. Давыдов В.А., Человечков А.И., Байдиков С.В. Инженерные геофизические исследования плотин г. Екатеринбурга // Международный научно-промышленный симпозиум «Уральская горная школа – регионам» // Сборник докладов. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. С. 40–43.
2. Байдиков С.В., Человечков А.И. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований МЧЗ–8 // Екатеринбург: Уральский Геофизический Вестник. 2011. № 1. С. 4–8.
3. Титлинов В.С., Журавлева Р.Б. Технология дистанционных индуктивных зондирований. – Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1995. 58 с.
4. Вешев А.В., Ивочкин В.Г., Игнатьев Г.Ф. Электромагнитное профилирование. Л.: Недра, 1971. 216 с.
5. Журавлева Р.Б., Самodelкина С.А., Бакаев В.П. К выбору интерпретационных параметров при дистанционном зондировании и профилировании с аппаратурой ДЭМП–СЧ // Российский геофизический журнал. 1994. № 2–4. С. 67–70.
6. Горшков В.Ю., Байдиков С.В., Давыдов В.А. Применение методов малоглубинной электроразведки при изучении плотины ельчевского пруда-отстойника // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2015. С. 87–89.
7. Давыдов В.А., Байдиков С.В., Горшков В.Ю. Индукционные зондирования с изучением частотной дисперсии на примере обследования Верхнесысертской плотины // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 410-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского, 27–31 января 2014 г. // Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014. С. 96–98.

АНАЛИЗ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 18 ОКТЯБРЯ 2015 Г. НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Гусева Наталья Сергеевна^{1,2}

¹*ПГНИУ, г. Пермь*

²*ГИ УРО РАН, г. Пермь*

Natali.guseva.2010@mail.ru

89504792829

Научный руководитель – к. ф.-м. н. Дягилев Р.А.

18 октября 2015 года в 21:44:55 (по Гринвичу) на Среднем Урале произошло уникальное событие – тектоническое землетрясение с магнитудой M_L 4,7. Событие такой магнитуды – достаточно редкое явление для данного региона. Можно отметить, что это было самое сильное землетрясение за последние 100 лет. Известные науке события с большей магнитудой на Среднем Урале происходили ранее лишь дважды. Согласно историческим сведениям и самым первым инструментальным наблюдениям первое из них произошло в 1798 году в окрестностях Перми, второе – в 1914 году близ Первоуральска (Билимбай).

Землетрясение было зарегистрировано 10 станциями Уральской сейсмологической сети [1]. Инструментальные данные с сейсмических станций позволили определить параметры очага землетрясения (табл. 1).

Таблица 1

Параметры очага землетрясения 18 октября 2015 г. на Среднем Урале

Дата Время, UTC	Широта, градусы	Долгота, градусы	Глубина, км	M_L	Примечание
2015.10.18 21:44:55	57,12±0.04	59,05±0.11	12	4,7±0.2	По записям станций ARU, SVE, PR0R, PR1R, PR3R, PR4R, PR7R, KAUR, SVUR, BA1R

Для описания эффектов воздействия землетрясения на земной поверхности, в первые дни после события в эпицентральной зоне был проведен сбор макросейсмических данных специалистами ГИ УрО РАН и ГС РАН. Значительная часть анкет была получена в результате личного опроса местных жителей. Опрос очевидцев проводился в магазинах, библиотеках, администрациях и пожарных службах в ближайших к эпицентру населенных пунктах: Бисерть, Старобухарово, Первомайский, Первомайское, Первоуральск, Билимбай, Крылосово, Новоуткинск, Прогресс, Кузино, Староуткинск, Чусовое, Сылва, Илим, Шаля, Сарга, Сабик, Починок, Тарасково. Данные о макросейсмике также собирались через Интернет-сайт «Сейсмологический мониторинг территории Западного Урала», где жители других населенных пунктов могли ответить на те же вопросы заочно. Интерактивной анкетой воспользовались жители Екатеринбурга, Перми, Арти, Верхней Пышмы, Висима, Каменск-Уральского, Красноуфимска, Кунгура, Кына, Кыштыма, Лысьвы, Миасса, Молебки, Нижнего Тагила, Полевского, Чернушки. Кроме того, опросные анкеты были высланы в администрации 50 населенных пунктов, расположенных на периферии зоны сотрясения.

Опрос был направлен на выявление характера нескольких аспектов (индикаторов) проявлений – ощущений людей во время землетрясения; реакции предметов домашнего обихода на сотрясения; повреждений зданий и сооружений; изменений в окружающей среде. В итоге было собрано более 200 анкет из 85 населенных пунктов. Собранные материалы стали основой для оценки интенсивности сотрясений по шкале MSK-64 [2].

Люди ощущали событие достаточно отчетливо не только в ближних населённых пунктах, но и на расстояниях более 100 км от эпицентра. Кровать тряслась, посуда звенела, крупная бытовая техника шаталась. Многие просыпались от тряски и дрожи, выбегали на улицу. Ощущали «толчок, вибрацию, будто снег упал с крыши», «гул, грохот, будто в угол дома въехал грузовик». Стекла тряслись, легкие предметы раскачивались. Прохождение

сейсмических волн сопровождалось шумовыми эффектами. Нарастающий гул и удар. Домашние животные волновались за несколько минут до и во время землетрясения. Повреждения зданий и сооружений не выявлены.

Далее по данным отдельных анкет была установлена интенсивность в каждом пункте наблюдения очевидцев. Кроме того, для населенных пунктов, где было собрано несколько анкет, определялась средняя величина интенсивности и ее стандартное отклонение. По совокупности всех данных была построена карта макросейсмического поля (рис. 1) На карте отмечены эпицентр, пространственно привязанные значения интенсивности колебаний и изосейсты, проведенные на основании полученных значений интенсивности.

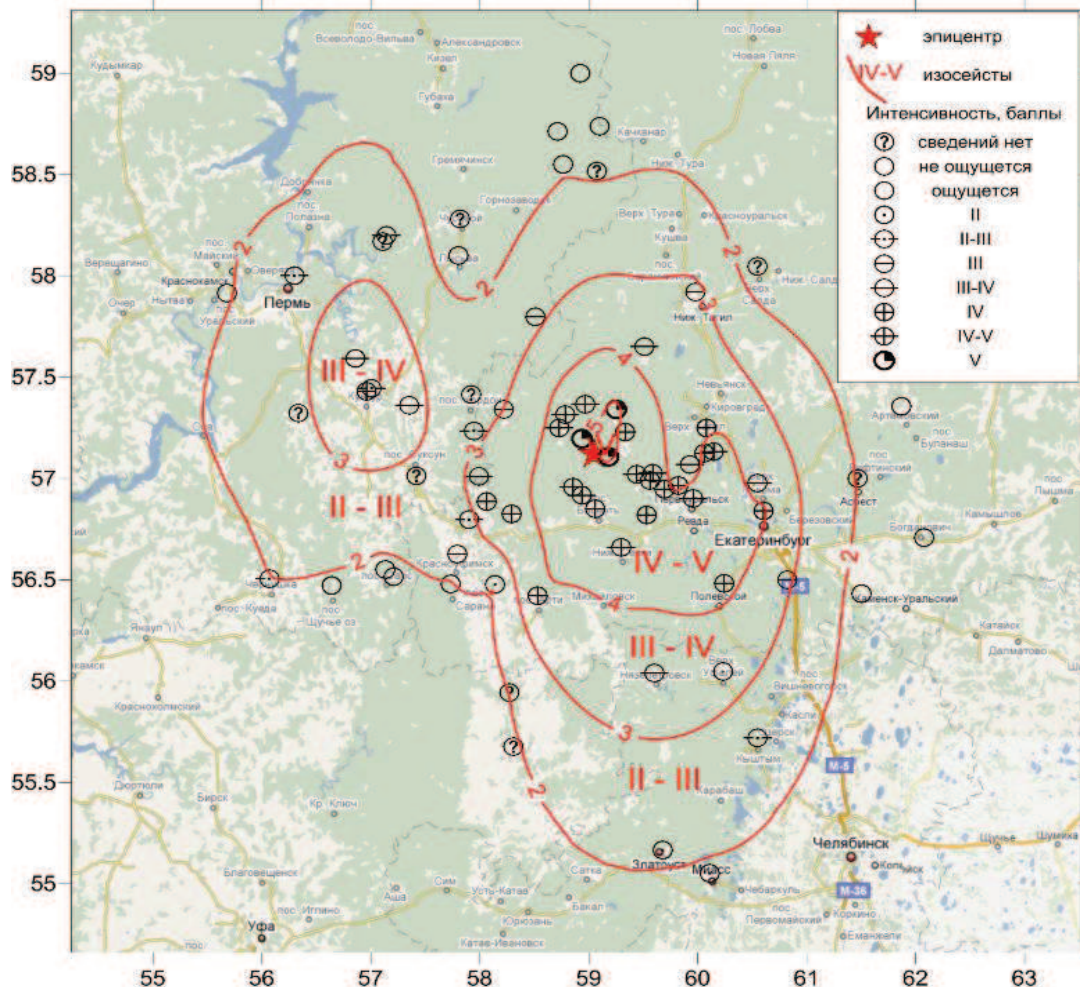


Рис. 1. Карта-схема макросейсмического поля землетрясения 18.10.2015 на Среднем Урале

Полученный материал является уникальным для всей территории Урала, и особенно, для Среднего Урала. Впервые для региона был собран такой большой объем сведений о макросейсмических эффектах на эпицентральных расстояниях от 8 км до 238 км. Это дает возможность уточнить модель распространения сейсмического эффекта от очага и в будущем точнее рассчитывать сейсмический эффект от аналогичных событий на данной территории, что необходимо для корректной оценки сейсмической опасности.

Для небольших по магнитуде землетрясений, очаги которых в масштабе наблюдаемых расстояний можно считать точечными, модель распространения сейсмического эффекта от источника обычно описывается макросейсмическим уравнением Шебалина-Блэйка, характеризующего затухание интенсивности с расстоянием от очага

$$I = M - a \lg(r) + br + c, (1)$$

где I – интенсивность сотрясений в баллах, r – гипоцентрального расстояния в км. Данное уравнение также имеет эмпирические коэффициенты a , b и c которые определены для всех

сейсмически активных районов. Согласно исследованиям Н.В. Шебалина [3] для Урала, Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плиты коэффициенты имеют следующие значения: $a=3,5$, $b=0$, $c=3$.

Располагая большим набором новых макросейсмических данных, можно построить уточненную модель затухания интенсивности с расстоянием. Для этого набор групповых оценок интенсивности аппроксимировался линейно на плоскости, где по оси абсцисс откладывался десятичный логарифм гипоцентрального расстояния, а по оси ординат – величина $I - 1,5M$ (рис. 2). Вертикальными усами на рисунке показаны величины стандартных отклонений интенсивности, горизонтальными усами – стандартные отклонения соответствующих гипоцентральных расстояний. В случае единичных оценок интенсивности стандартное отклонение для интенсивности принималось равным ± 1 баллу, для гипоцентрального расстояния – среднеквадратической ошибке локации очага (± 6 км). В результате аппроксимации макросейсмических данных (за исключением ближайших двух пунктов, где возможно влияние эффекта формы очага) было получено следующее уравнение макросейсмического поля:

$$I = 1,5M - 3,40 \lg(r) + 3,06 \quad (2)$$

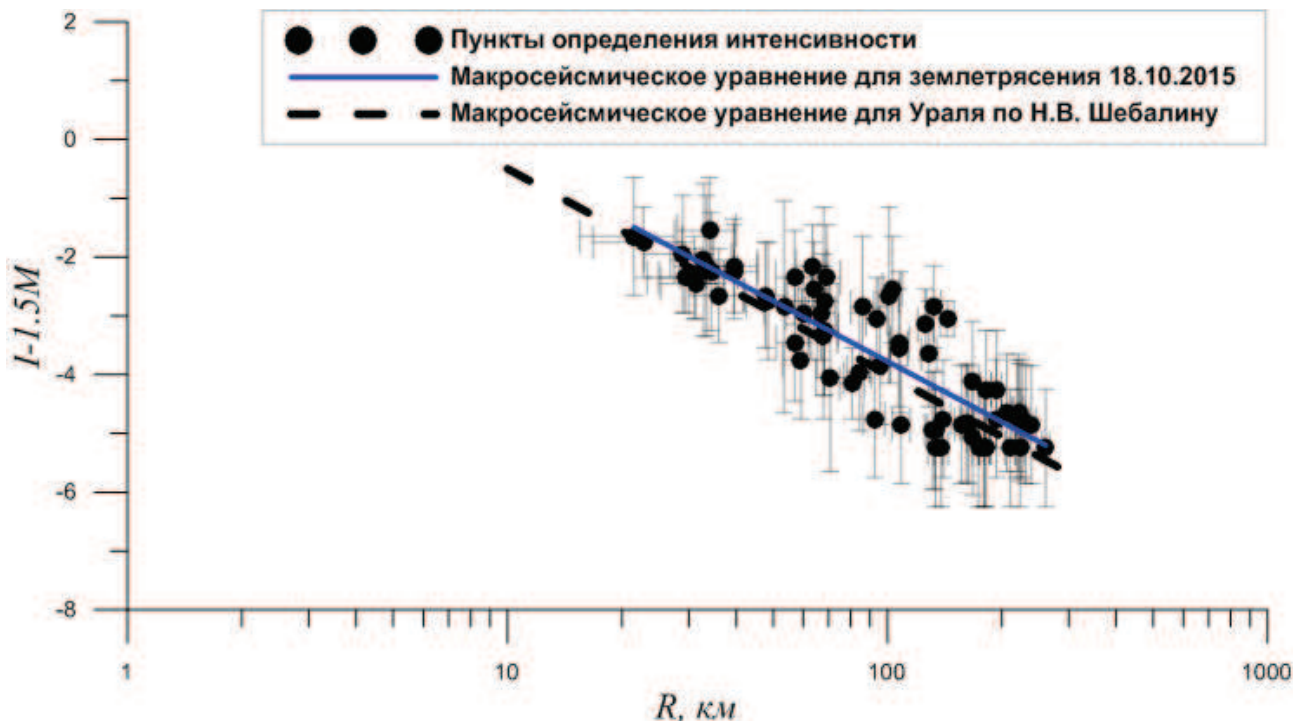


Рис. 2. Зависимость макросейсмического эффекта от расстояния

Как видно из рис. 2, линия, аппроксимирующая затухание волн Среднеуральского землетрясения, очень близка к варианту Шебалина, отличаясь, в диапазоне представленных гипоцентральных расстояний на очень малые и практически неразличимые величины (0,2 балла при $r=200$ км). Однако стоит иметь в виду, что полученный результат характеризует все же средний характер затухания волн в регионе, предполагая отсутствие анизотропии. Фактически же характер затухания при распространении волн в различных направлениях может отличаться, и форма изосейст, наблюдаемая на рис. 1, подтверждает это.

Эффект вытянутости изосейст, наблюдаемый при землетрясении, стоит рассматривать именно как признак анизотропии свойств земной коры в данной области, а не проявление возможной вытянутости очага в направлении север-юг. Влияние вытянутой формы источника в масштабе наблюдаемых расстояний будет незначительным, так как по различным оценкам размер источника варьирует от 1,5 до 6 км, а разница расстояний, на которые распространяется схожий макросейсмический эффект в различных направлениях достигает 80 км. То есть в различных направлениях распространение макросейсмического эффекта будет корректнее

рассчитывать по разным вариантам макросейсмического уравнения. Отобрав значения интенсивности для пунктов наблюдений, соответствующих различным секторам от эпицентра, были получены зависимости, соответствующие следующим случаям:

для направления север-юг:

$$I = 1,5M - 3,52 \lg(r) + 3,19 \quad (3)$$

для направления на запад:

$$I = 1,5M - 3,13 \lg(r) + 2,5 \quad (4)$$

для направления на восток:

$$I = 1,5M + 1,36 \lg(r) - 0,0268 r - 3,39 \quad (5)$$

Распределение интенсивностей в направлении север-юг почти совпадает со средней зависимостью (2). Несколько большие отличия коэффициентов для западного направления, на практике приводят к разнице с оценками по (2), не превышающей 0,3 балла. Наиболее значимые изменения в параметрах модели наблюдаются на восточном направлении от рассматриваемой сейсмоактивной зоны, где неоднородности строения земной коры оказывают экранирующее действие. В уравнении (5) это отражается наличием ненулевого коэффициента b , отвечающего за поглощения энергии волн средой.

В результате можно сделать вывод, что модель Шебалина-Блэйка со стандартными для многих регионов (включая Урал) коэффициентами достаточно точно описывает средний характер распространения макросейсмического эффекта землетрясения 18 октября 2015 г. В то же время в макросейсмическом поле явно прослеживается влияние анизотропии сейсмических свойств в масштабе региона, которую можно учесть уточненными зависимостями.

Литература

1. Сейсмологический мониторинг Западного Урала [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region/index.htm>
2. Сейсмическое районирование СССР / под ред. С.В.Медведева. М.: Наука, 1968. 476 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ СТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В АРКТИКЕ

¹Данилов Алексей Викторович, аспирант

^{1,2}Конечная Яна Викторовна, м.н.с., инженер-исследователь

¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

²Геофизическая служба РАН, г. Архангельск

e-mail: danilov.aleksey.vikt@gmail.com

научный руководитель: д.ф.-м.н. Капустян Наталья Константиновна

научный консультант: к.т.н. Антоновская Галина Николаевна

С 2002 г. на территории Архангельской области на базе ИЭПС УрО РАН при содействии ГС РАН запущена Архангельская сейсмическая сеть (АСС). В настоящее время в состав АСС входит 9 пунктов сейсмических наблюдений, которые укомплектованы как аппаратурой отечественного производства (датчики СМЗ-ОС и СМЗ-КВ и регистраторы SDAS), так и зарубежного. В сейсмических пунктах, расположенных на арктических территориях, установлена аппаратура фирм Guralp Systems Ltd (датчики и регистраторы) и GeoSIG Ltd (регистраторы), отличающаяся от отечественных аналогов удобством работы с ней [1]. В процессе мониторинга выявились различия в качестве регистрации событий разными типами аппаратуры, что привело к вопросу применимости имеющихся на российском рынке типов импортного оборудования для установки в суровых условиях Арктики.

Используемые типы сейсмической аппаратуры и основные ее технические характеристики приведены в таблице 1. Как видно из таблицы 1, самая высокая чувствительность у СМГ-3ЕСРС, что должно позволять ему регистрировать более слабые события, по сравнению с двумя другими датчиками. По диапазону регистрируемых частот широкополосные датчики СМГ-6ТД и СМГ-3ЕСРС регистрируют события с более низкой частотой, *a priori* используемые для качественной регистрации телесеизмических событий. Согласно таблице 1, датчик СМГ-6ТД имеет наибольший уровень шума. Известно, что чем ниже уровень шума электроники, тем лучше регистрируется «полезный» сигнал. Динамический диапазон встроенного регистратора датчика СМГ-6ТД – 132 дБ при 20 отсч/с, тогда как регистратор GSR-24, с которым используются аналоговые датчики, имеет такой же динамический диапазон при 50 отсч/с [2]. Как известно, с повышением частоты отсчетов значение динамического диапазона снижается.

Таблица 1

Технические характеристики датчиков [3]

Наименование показателя	Модель сейсмического датчика		
	СМГ-6ТД (цифровой)	СМГ-3ЕСРС (аналоговый)	СМГ-40Т (аналоговый)
Чувствительность, В/м/с	2 x 1200	2 x 10000	2 x 1600
Диапазон регистрируемых частот, Гц	0,033–100	0,008–50	1–100
Уровень шума электроники, дБ	-147	-172	-172
Динамический диапазон, дБ	132 при 20 отсч/с	>140	>145

Сравним спектры мощности анализируемых датчиков с использованием программы MicroNoise, разработанной в ГИ УрО РАН, г. Пермь [4]. Замеры микросейсмического фона проводились на заглубленном постаменте пункта сейсмических наблюдений «Андозеро», характеризующемся низким уровнем техногенных помех. Длительность измерений составляла от 12 ч до нескольких суток. Согласно рисунку 1, минимальным уровнем микросейсмического фона обладает датчик СМГ-40Т-1. Спектр мощности микросейсмического фона СМГ-6ТД выше СМГ-40Т-1 почти на порядок, СМГ-3ЕСРС – в 2 раза (преимущественно в области частот 1,5–4 Гц), что, скорее всего, связано с высокой чувствительностью этих датчиков и широким диапазоном регистрации.

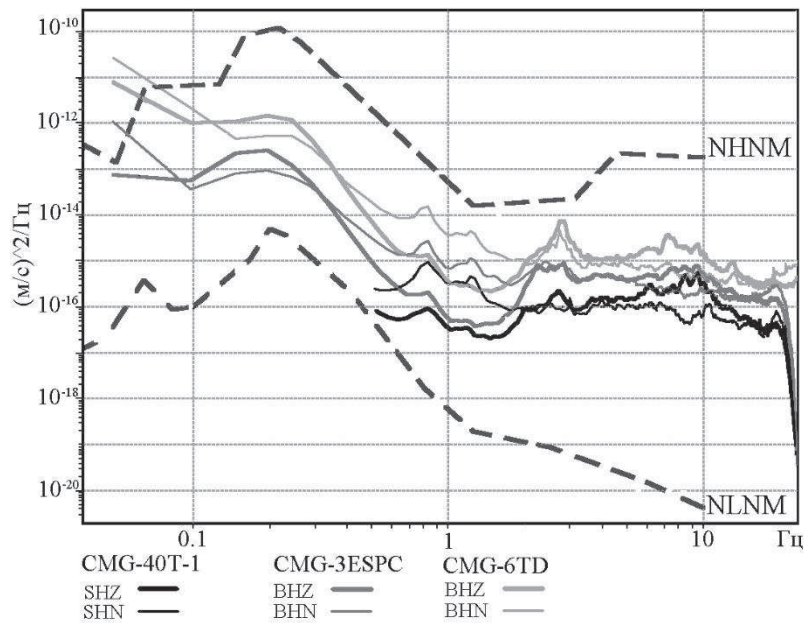


Рис. 1. Спектры мощности микросейсмического фона для трех типов датчиков в сравнение с модельными кривыми Петерсона [5]

Кроме того, немаловажным фактором является устойчивость аппаратуры к перепадам температур и прочим внешним условиям. Структура бункера арктической сейсмической станции не предполагает сильного заглубления постаментов, что связано со сложностью и трудоемкостью работ. Как правило, глубина ямы составляет от 50 до 70 см. В заданных условиях сложно добиться стабилизации чувствительных датчиков. Для сравнения: на постаменте, заглубленном на 2 м, стабилизация компонент CMG-3ESPC проходила более 7 ч, тогда как для стабилизации CMG-40T-1 достаточно не более 1 ч. Все эти факторы определяют преимущество датчиков CMG-40T-1 и CMG-6TD для установки в условиях Крайнего Севера.

Сейсмический пункт «Земля Франца-Иосифа» функционирует с сентября 2011 г. и включает в себя три датчика: два CMG-6TD (ZFI и ZFI3) и датчик CMG-40T-1 (ZFI2). На рис. 2, а представлен спектр мощности микросейсмического фона (за сутки), где хорошо видно, что для обоих датчиков CMG-6TD он превышает уровень CMG-40T-1 на порядок (до 2 Гц) и на 2 порядка (выше 2 Гц), что, помимо технических особенностей аппаратуры, вероятно связано и с малым заглублением постаментов (большим влиянием высокочастотных микросейсм). Данный факт негативно отражается на регистрационных возможностях CMG-6TD. В частности, ZFI3 регистрирует лишь 25% региональных землетрясений от количества регистрируемых ZFI2. Представительный уровень магнитуды для датчика CMG-6TD, установленного на ZFI3, составляет 3,2. Для CMG-40T-1 (ZFI2) $M_{пред}=2,8$. На рис. 2, б приведен пример записи регионального землетрясения с $M=2,8$. Вступления объемных волн на записях ZFI выделяются слабо, амплитуда сигнала практически равна фоновому уровню. При рутинном просмотре волновых форм такое событие, скорее всего, будет пропущено интерпретатором. Причем использование подходящих фильтров (3–6 и 4–8 Гц) не помогает выделить фазы. Обратная ситуация наблюдается на ZFI2 – вступления Р- и S-волн региональных землетрясений (рис. 2, б) выделяются уверенно, данные можно включить в сводную обработку землетрясения.

Таким образом, высокое значение шума электроники и низкое значение динамического диапазона делают CMG-6TD менее пригодным для получения качественных записей слабых региональных сейсмических событий в сравнении с двумя другими датчиками. Тем не менее, записи сильных телесейсмических землетрясений, полученные этими датчиками, были использованы для построения скоростной модели и регионального годографа NOES. Были выделены не только четкие первые вступления, но и вторичные фазы. На датчике CMG-40T-1

для телесеismicических землетрясений можно выделить только первое вступление, в силу того, что датчик является короткопериодным.

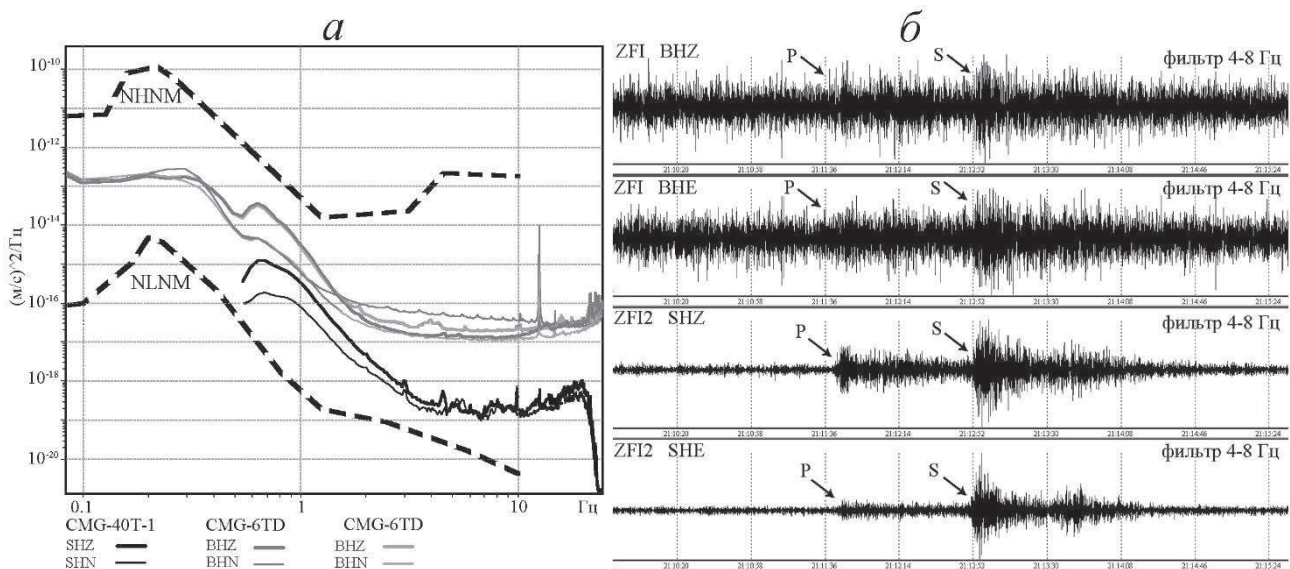


Рис. 2. Спектры мощности микросейсмического фона и пример записи землетрясения на с/с «Земля Франца-Иосифа»

а – спектр мощности микросейсмического фона для датчиков CMG-40T-1 и CMG-6TD, *б* – волновые формы регионального землетрясения, зарегистрированного с/с ZFI и ZFI2 06.05.2015 г. с $ML=2.8$

В сентябре 2015 г. на о. Земля Александры в 3,2 км от пункта сейсмических наблюдений «Земля Франца-Иосифа» был установлен еще один комплект оборудования с датчиком CMG-3T модификации «Polar», предназначенный для работы при температурах до -55°C . В настоящее время идет накопление данных, выводы о качестве регистрации сейсмических событий этим датчиком можно будет сделать позже.

Опыт использования представленных выше датчиков показывает, что в арктических условиях в принципе может использоваться всё вышеупомянутое оборудование. Однако, в первую очередь необходимо исходить из поставленных задач. Датчик CMG-40T-1 с регистратором GSR-24 представляется надежным инструментом для регистрации региональных сейсмических событий, а значит и для проведения регионального сейсмического мониторинга. Датчик CMG-6TD больше подходит для телесеismicического мониторинга, нежели регионального. Кроме того, он является незаменимым инструментом для полевых исследований и проведения рекогносцировочных работ, в силу своего малого веса, удобства настройки встроенного регистратора и оперативности подключения.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта РФФИ 14-05-98801.

Литература

1. Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы. 2013. Т.49, № 3. С. 5–24.
2. ВУЛКАН URL: <http://www.vulcan-seismicsystems.com/> (дата обращения 12.02.2016)
3. Guralp Systems URL: <http://www.guralp.com/> (дата обращения 12.02.2016)
4. Дягилев Р.А. Пакет прикладных программ для узких задач сейсмического мониторинга. Спектральный анализ сейсмических шумов [электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.mi-perm.ru/solution/nr?show_id=29. Пермь: ГИ УрО РАН, 2012.
5. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93–322. 1993. 95 p.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА

Езимова Ю. Е., аспирант
Удоратин В. В., рук. геофиз. обсерватории «Сыктывкар»
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
ezimova89@mail.ru
udoratin@geo.komisc.ru

Изучение Тимано-Печорской провинции, началось с середины 1950-х годов с проведения региональных геофизических работ и глубокого бурения, в результате которых получены данные о глубинном строении территории, составлены тектонические карты региона. [6]. Особое внимание при проведении сейсморазведочных работ уделялось поиску углеводородов. По мимо этого многие геофизические партии выполняли детальные электроразведочные, магниторазведочные и гравиразведочные работы. По полученным данным были выделены тектонические структуры разных порядков и уточнено их строение, оконтурены органогенные постройки, построены карты изохрон по отражающим горизонтам. Одной из таких структур Поряodka является **Печоро-Колвинский авлакоген (ПКА)**.

На территории авлакогена ранее произошли два землетрясения, что, говорит о сейсмической активности разломов. В связи с этим **цель** нашего исследования сводится к детальному выделению разломных зон для уточнения границ тектонических структур, изучению их морфологии, внутреннего строения, геодинамики района и определения тектонической активности в настоящее время посредством измерения объемной активности радона.

Печоро-Колвинский авлакоген располагается в центральной части Печорской синеклизы. Административно его южная и центральная части находятся в республике Коми, а северная - в Ненецком автономном округе.

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие породы фундамента и фанерозойского осадочного чехла. Поверхность фундамента венд-кембрийского возраста вскрыта на Дзеля-Терехевейском и Мутно-Материковом валах. Породы представлены метаморфическими сланцами, гранитами, интрузивными породами сложного состава. Дислоцированные образования фундамента несогласно перекрываются отложениями платформенного чехла [2].

В тектоническом отношении авлакоген состоит из крупных инверсионных Печоро-Кожвинского и Колвинского мегавалов и Денисовского прогиба [5]. В пределах этих генетически связанных структур выделяются многочисленные средние и мелкие тектонические элементы [4].

Печоро-Кожвинский мегавал (50х350) состоит из трех кулисообразных расположенных приразломных валов (с юга на север): Лыжско-Кыртаельского, Мутноматерикового и Лебединского. Валы контролируются разрывными нарушениями, входящими в Припечорскую зону разломов [4].

Денисовский прогиб является крупной пологой отрицательной структурой размерами 350х80 км. На территории прогибы выделяются Шапкинско-Юрьяхинский, Лайский валы, Мишваньская ступень, Пятейская, Верхнелайская, Усть-Печорская, Тибейвисская депрессия. Вдоль западного борта прогиба, контролируемого разломами, обособляется цепочка полуграбенов, входящих в Печоро-Колвинскую палеорифтовую зону.

Колвинский мегавал состоит из ряда кулисообразных сочленяющихся валов и имеет ассиметричное строение (300х40 км). С юга на север выделяются Усинский, Возейский, Харьягинский, Ярейюский валы. Формирование мегавала непосредственно связано с Колвинской зоной разломов [3].

Для изучения разломов ПКА за основу нами была взята структурно-тектоническая карта фундамента Тимано-Североуральского региона 1:2000000 масштаба [1]. На карте выделены Чаркаю-Пылевецкий, Илыч-Чикшинский, Шапкина-Юрьяхинский, Подчерем-Каменский, Печорогородско-Переборский разломы, а также разломные зоны Колвинской системы.

Все разломные зоны были выделены ранее, главным образом, по материалам сейсморазведочных партий, кроме этого вся территория авлакогена покрыта магнитометрической и гравиметрической съемками масштаба 1:1000000.

Задача наших исследований заключается в интерпретации сейсмических данных, полученных на территории ПКА, а также магнитометрических и гравиметрических полей. Для этого было просмотрено 80 сейсморазведочных партий, более 2000 временных разрезов (рис. 1).

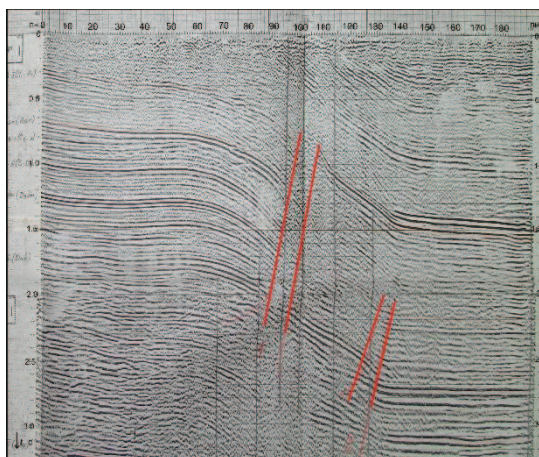


Рис. 1. Фрагмент временного разреза через Подчерем-Каменский разлом центральной части западного борта Печеро-Колвинского авлакогена

В результате составлена схема, которая дополняет существующую и является более детальной. Также проведена корреляция полученной схемы с картами магнитного и гравитационного поля масштаба 1:1000000. Сравнение показало, все практически все крупные разломы соответствуют градиентным зонам гравитационного поля. В магнитном поле разломные зоны могут соответствовать как градиентным зонам, так максимумам и минимумам, что говорит о различном вещественном наполнении зон.

Поскольку разломы представляют собой каналы для выхода флюидов на поверхность за счет высокой трещиноватости и пористости пород, появляется возможность исследовать разломы при помощи радиометрических методов.

В 2015 г. нами в центральной части западного борта была проведена экспрессная эманационная радоновая съемка с поверхности земли. Для каждого измерения очищалась площадка земли размерами 30×30 см и проводилось бурение скважин глубиной 50 см и диаметром 10 см. Время одного замера составляло от 40 до 60 минут. Результаты показали, что разломные зоны характеризуются повышенными значениями объемной активности радона (рис. 2). Это говорит о тектонической активности разломов в настоящее время. Кроме этого радиометрические методы можно использовать совместно с другими геофизическими исследованиями для детального выделения разломов.

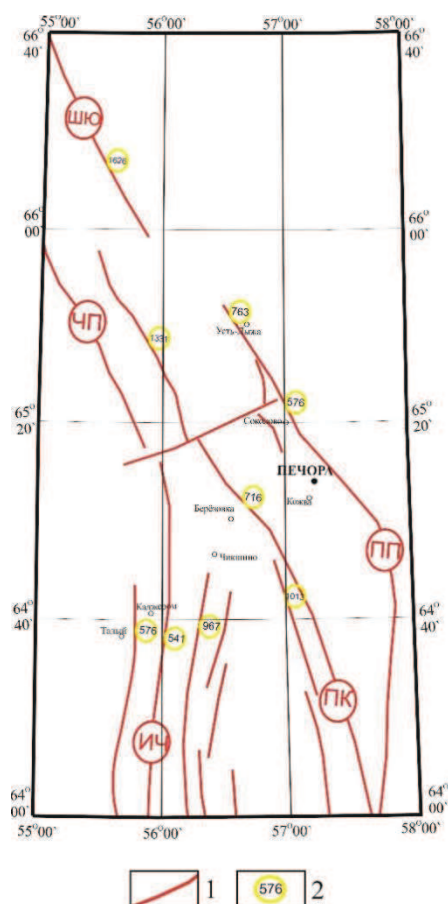


Рис. 2. Схема распределения объемной активности радона в пределах разломных зон ПКА: 1 – разломы; 2 – средние значения объемной активности радона, Бк/м³.

В заключении можно отметить, что для детального выделения разломных зон наиболее надежными являются сейсмические методы, однако изученность территорий ими не всегда достаточна. В таких случаях, данные магниторазведки, гравиразведки, электроразведки и радиометрических методов в различных сочетаниях позволяют достаточно надежно картировать разломные зоны, учитывая, что они более доступны в производстве.

Работа выполнена при частичной поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

Литература

1. *Белякова Л. Т., Богацкий В. И., Богданов Б. П., Довжикова Е. Г., Ласкин В. М.* Фундамент Тимано-Печорского нефтегазозносного бассейна. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. С. 288.
2. *Кудрявцева Н. Т.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работах на Ижма-Печорской площади (сейсмопартия 10994). Ухта, Республика Коми, 2002 г.
3. *Мальшев Н. А.* Строение и развитие Колвинской зоны глубинных разломов в связи с нефтегазозносностью // Нефтегазозносность европейского севера СССР. Сыктывкар, 1980. С 31-36. (Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып.32).
4. *Мальшев Н. А.* Тектоника, эволюция и нефтегазозносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 271 с.
5. *Тимонин Н. И., Дедеев В. А.,* Тектоническая эволюция Печорской эпибайкальской плиты // Геотектоника Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1988. С. 5–9. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).
6. *Чернов Г. А.* Структура и перспективы нефтегазозносности Тимано-Пайхойской провинции. Сыктывкар, 1960. С. 85–94. (Тр. Коми филиала АН СССР, № 10).

**СОВРЕМЕННЫЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЕ СПЕКТРОМЕТРЫ
КАЗАХСТАНСКОГО ПРОИЗВОДСТВА ДЛЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ**¹*Ефименко Ольга Сергеевна, магистрант*²*Диханов Ерлан Нурғалиевич, главный геофизик*²*Ефименко Сергей Анатольевич, главный специалист-геофизик*³*Маусымбаева Алия Думановна, к.т.н*¹*НТУ «Харьковский политехнический университет»*²*ТОО «Корпорация Казахмыс»**e-mail: serg_yef@mail.ru*³*Карагандинский государственный технический университет
научный руководитель: д.т.н., проф., Портнов Василий Сергеевич*

Получение оперативной информации о вещественном и валовом составе руд и пород на стадии геологоразведочных работ существенно повышает эффективность этих работ и способствует их удешевлению (в особенности на удаленных объектах, откуда образцы руд и керны вывозятся на базы вертолетами или по воде). Но это в том случае, когда технические средства опробования и анализа руд и горных пород способны обеспечить определение содержания большого количества элементов, с максимально низкими пределами обнаружения элементов и высокой точностью самиханализов. К таковым безусловно относятся полевые энергодисперсионные рентгенофлуоресцентные (EDXRF) спектрометры.

Мировой рынок полевых EDXRF спектрометров очень велик. Потенциальным покупателям нужно знать один важный момент: полевые EDXRF спектрометры в первую очередь создавались для анализа сплавов черных и цветных металлов. Такие металлы представляют собой гомогенные среды. В погоне за высокой чувствительностью к примесям максимально было уменьшено фокусное пятно таких спектрометров. По-насыщению рынка сплавов спектрометрами, взоры производителей были переориентированы на горный сектор цветной металлургии и все методические наработки были автоматически перенесены туда. Но не было учтено важное обстоятельство: руды месторождений цветных металлов являются гетерогенными, а не гомогенными, средами. Поэтому, в частности, небольшой размер фокусного пятна спектрометра является большим минусом и ведет к снижению представительности опробования и анализа.

Многие известные фирмы-производители полевых EDXRF спектрометров (Innov-X Systems, Inc., Thermo Scientific Niton) имеют свои представительства в Казахстане. К большому сожалению, эти представительства укомплектованы менеджерами по продажам, а не квалифицированными специалистами-методистами. И хотя в проспектах к этим приборам утверждается о наличии опции автоматического выбора режима измерения, опции фундаментальных параметров, при которой не требуются стандарты и эталоны, на практике возникают проблемы, зачастую неразрешимые. В результате, дорогостоящая аппаратура не подтверждает свои заявленные метрологические характеристики на практике.

В ТОО «Корпорация Казахмыс» при выборе EDXRF спектрометров для обслуживания геологоразведочных работ предпочтение отдается казахстанскому производителю ТОО «Аспап Гео». Это небольшая фирма, но уровень математического аппарата, методического и программного обеспечения, заложенного в ее EDXRF спектрометры, чрезвычайно высок. Кроме этого, фирма обеспечивает запуск аппаратуры «под ключ», максимально адаптирует её к горным условиям, минералогическому и вещественному составу руд, а также оперативно сопровождает свою аппаратуру, как в течение гарантийного срока, так и по его истечению.

С 1998 года на шахтах рудничной промышленной площадки на замену полевым спектрометрам РПС4-01 «Гагара» и РПК-103 «Поиск» поступил спектрометр РПП-12 (4 определяемых элемента; радионуклид кадмий-109, затем плутоний-238; пропорциональный детектор СИ-13Р). РПП-12 (рис. 1, А) был максимально адаптирован к специфике ведения подземных горных работ (вертикальные сечения опробования забоев и горных выработок;

высота горных выработок до 8 м) и отличался большой живучестью (датчик, после падения с большой высоты восстанавливался за 48 часов). На шахтах ПО «Жезказганцветмет» одновременно работают 18 бригад рентгенорадиометрического опробования (РРО) забоев. Впоследствии РПП-12 были запущены в работу на рудниках и карьерах ПО «Балхашцветмет» и ПО «Карагандацветмет».

С годами ужесточились требования безопасности при проведении РРО и повысились требования к информативности и точности данных РРО. Развернутый список включал следующие требования, а именно: а) максимально уменьшить время пребывания бригады РРО у забоя; б) увеличить список элементов, определяемых в процессе РРО, хотя бы до всех компонентов (по золоту вопрос отдельный), по которым утверждены запасы; в) повысить точность и представительность данных РРО; г) обеспечить привязку сечений РРО (например, к ближайшей маркшейдерской точке). Эти требования были переданы руководству ТОО «Аспап Гео» и были приняты к реализации.

В соответствии с новыми требованиями, в ТОО «Аспап Гео» были разработаны две современные модификации полевого спектрометра РПП-12 (рис. 1, *В* и 1, *С*).

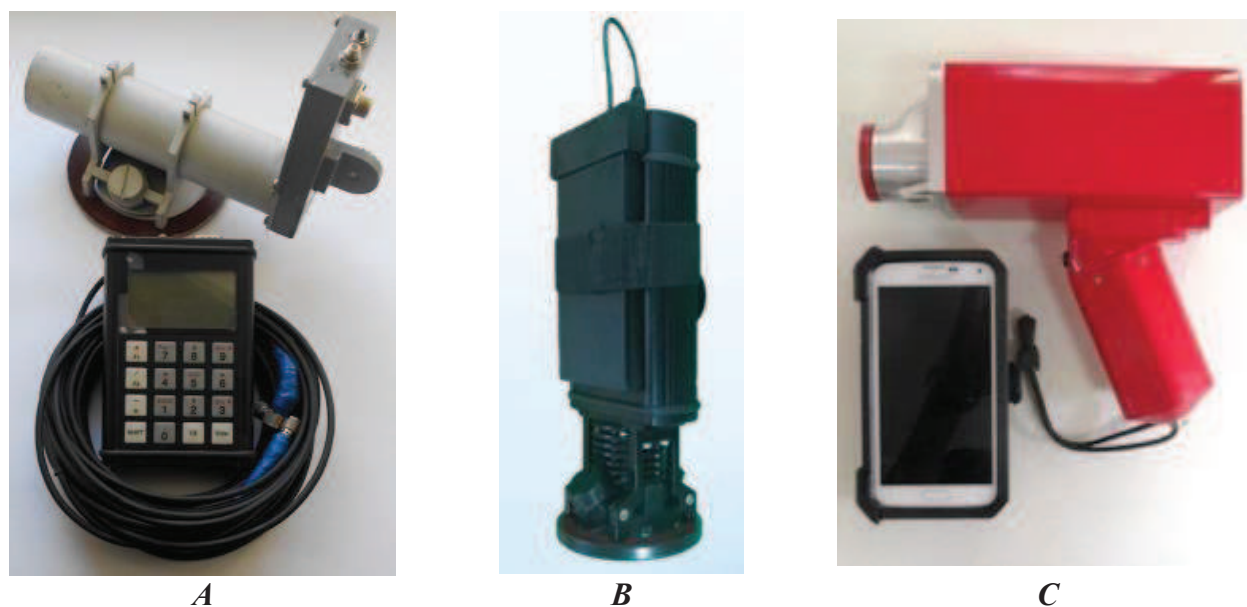


Рис. 1. Линейка полевых спектрометров РПП-12
А – базовый вариант, *В* – SDD/радионуклид, *С* – SDD/PT

Во-первых, были решены вопросы техники безопасности. Отказались от передачи сигнала от датчика к блоку обработки результатов по кабелю (рис. 1, *А*), и перешли на беспроводную (bluetooth) схему передачи сигнала (рис. 1, *В* и 1, *С*). Операторы на датчике и пульте теперь не связаны кабелем и гораздо более свободны в своих передвижениях в случае, если в горной выработке, где производится РРО забоя, возникает опасная ситуация. Более того, оператор на пульте теперь находится не в 2–3 м от забоя, а на некотором расстоянии от него и под защитой опорного, например, целика.

Во-вторых, отказались от пропорционального детектора излучений, и перешли на кремниевый дрейфовый детектор (SDD) с коллиматором. Тем самым, значительно повысили точность РРО.

В-третьих, перешли на узел управления и обработки информации на базе операционной системы Android (смартфоны, планшеты, часы и прочее) и, тем самым, обеспечили высокое быстродействие, гибкость программного обеспечения, возможность голосового управления прибором, а также реализацию дополнительных возможностей: документирование результатов РРО (фотографирование, определение координат сечения РРО с использованием GPS модуля, оперативную передачу данных при наличии сети), защита РПП-12 от несанкционированного использования за счет многоступенчатой системы доступа; запись

результатов РРО, спектров, режимов работы РПП-12 и прочего с возможностью передачи этой информации по USB порту в персональный компьютер, ноутбук или флэш-накопитель; система самодиагностики. Смартфон (ёмкости его аккумулятора достаточно на полную смену) выполнен в специальном защитном исполнении. При работе на крутопадающих рудных телах, когда горная выработка или забой опробуется горизонтальными сечениями, и поисковых маршрутах с таким РПП-12 может работать один специалист.

Спектрометр РПП-12 (вариант SDD/радионуклид) оснащен устройством для крепления штанг. SDD детектор имеет площадь 25 мм^2 с термоохлаждением и энергетическим разрешением 140 эВ . В случае использования радионуклида Pu-238 (возможно использование радионуклидов Fe-55 и Cd-109) РПП-12 определяет не менее 12 элементов (Cu, Zn, Pb, Fe, Ba, K, Ca, Ti, Mn, Ni, As, Sr). В таком варианте он сейчас работает в АО «Жайремский ГОК» ТОО «Kazzinc Holdings». Если использовать радионуклид Cd-109, то список определяемых элементов существенно расширится (вплоть до молибдена по К-серии). В датчик устанавливается либо 1, либо 2 (желательно) радиоактивных источника. Экспозиция измерений в точке 5 сек. Время непрерывной работы 5 часов (допускается горячее подключение дополнительных аккумуляторов). РПП-12 обеспечивает многоэлементное РРО в интервале содержаний от $n \cdot 10^{-3}\%$ до 100%. Программное обеспечение осуществляет точное нахождение истинных интенсивностей аналитических линий элементов. Для учета матричных эффектов используются алгоритмы фундаментальных параметров.

Спектрометр РПП-12 (вариант SDD/PT) оснащен SDD детектором площадью 25 мм^2 с термоохлаждением и энергетическим разрешением 140 эВ и малогабаритным рентгеновским излучателем 50 кВ , 4 Вт . Блок возбуждения и детектирования обеспечивает гибкость в выборе площади сбора аналитической информации порядка (до 4 см^2) и высокую светосилу (входная нагрузка свыше 100 кГц). Число определяемых элементов 30 (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Sn, Sb, Bi, W, Th, U). Именно такой РПП-12 работает в ТОО «Латон-Геосервис» и в АО «Жайремский ГОК» ТОО «Kazzinc Holdings». Экспозиция измерения в одной точке – 5 сек. Мощное программное обеспечение позволяет: а) для учёта матричных эффектов использовать фундаментальные алгоритмы, в том числе и для рассеянного излучения, учитывающие изменение геометрических условий измерения при вариациях вещественного состава и плотности анализируемых образцов; б) точно определять функцию отклика каждого детектора, а также спектральный состав возбуждающего излучения; в) очищать спектр от двойных и тройных наложений; г) восстанавливать спектр вторичного излучения с учётом зависимости относительных интенсивностей характеристических линий от вещественного состава, что обеспечивает точное нахождение истинных интенсивностей аналитических линий элементов. РПП-12 характеризуется высокой прочностью и защищённостью, простотой в эксплуатации и, как следствие, минимальными требованиями к квалификации оператора. Пределы обнаружения для большинства рудных элементов находятся в диапазоне от $n \cdot 10^{-4}\%$ до $n \cdot 10^{-3}\%$. Время непрерывной работы РПП-12 без подзарядки аккумуляторов не менее 10 часов. Вес РПП-12 не более 1,5 кг.

Спектрометр РПП-12 (SDD/радионуклид) по своим возможностям уступает спектрометру РПП-12 (SDD/PT). Его следует рассматривать, как альтернативу базовому спектрометру РПП-12 для подземных рудников ПО «Жезказганцветмет». Спектрометр способен полностью заменить парк находящихся в эксплуатации спектрометров РПП-12 (базовая комплектация). Он также может с успехом применяться и на других месторождениях: так три прибора в 2015 году были поставлены на подземные рудники KAZ Minerals, а также в геологоразведочных организациях.

Спектрометр РПП-12 (SDD/PT) – это мощный, универсальный, многоцелевой, полевой рентгенофлуоресцентный спектрометр. Он с успехом может применяться на шахтах, отрабатывающих крутопадающие рудные залежи, на карьерах и в геологоразведочных организациях. На шахтах Жезказгана его можно использовать только совместно с полком самоходным СП-8А.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Иванков Павел Сергеевич, магистр 1 курса

Воронежский госуниверситет

e-mail: p-ivankov@yandex.ru

научный руководитель: доцент, к.г.-м.н. Муравина Ольга Михайловна

Создание петромагнитной модели региона является одним из этапов комплексного геофизического изучения строения литосферы ВКМ. Анализ магнитных свойств горных пород выполнялся в рамках ГИС-проекта «Петрофизическая база данных ВКМ», для создания которого были использованы результаты измерений физических свойств пород керна по 4400 скважинам региона скважин, пробуренных на территории ВКМ и его обрамления. Сформированная в системе ArcView 3.2. пространственная база петрофизической информации помимо физических свойств, содержит необходимые сведения о геологической принадлежности образцов пород керна скважин к определённым типам пород, заданным в рамках достаточно подробной классификации. База данных содержит сведения о результатах более 90000 петрофизических определений [1, 2].

Данные о магнитных свойствах горных пород представлены результатами измерений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Пространственная база данных организована таким образом, что каждое значение петрофизической характеристики образца керна имеет пространственные координаты.

Сложность геологического строения объекта исследования, существенный объем первичной информации, ее неоднородность потребовали использования специальной методики обработки данных, необходимой для создания объективной картины распределения магнитных свойств различных вещественных комплексов кристаллических пород. Некоторые элементы этой методики были отработаны при создании петроплотностной модели территории [3–5]. Одним из базовых элементов методики является использование различных способов группирования данных в зависимости от их геологической принадлежности как с учетом, так и без учета их пространственного положения. Это привело к необходимости статистического анализа выборок разного уровня.

Выборки первого уровня содержат информацию о магнитной восприимчивости пород одного вещественного комплекса безотносительно их пространственного положения. Эти выборки отличаются большими объемами. В результате статистического анализа этих данных мы получаем осредненные характеристики магнитных параметров и оцениваем наиболее вероятный диапазон их изменения. Выборки второго уровня формируются по данным, которые получены для образцов из скважин, пробуренных в пределах изучаемого комплекса пород. Затем в пределах выделенных групп формируются выборки третьего уровня, отнесенные к локальным геологическим объектам (полигонам в терминах ГИС). Значительная часть выборок третьего уровня может иметь небольшую размерность, что необходимо учитывать при выполнении статистического анализа.

Представление о размерности и информативности выборок можно составить на следующем примере: объем выборки первого уровня для всей территории ВКМ составил 54927 значений, в то время как выборка, включающая в себя данные о магнитной восприимчивости пород Мамонского комплекса, подсечеваемого 52 скважинами, содержит 729 значений. Необходимо заметить, что данные выборки являются крайне статистически неоднородными.

На следующем этапе выполняется статистический анализ полученных данных, с использованием квантильного анализа и робастных подходов [6, 7]. В результате каждый локальный геологический объект получает усредненное значение магнитной характеристики и диапазон ее наиболее вероятного изменения.

Итогом этой работы должна стать детальная петромагнитная карта территории ВКМ на геологической основе масштаба 1: 500 000, организованная как ГИС-проект в системе ARC-VIEW 3.2.

Литература

1. *Афанасьев, Н.С.* Петрофизика земной коры ВКМ / Н.С. Афанасьев // Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: Научная книга, 2012. С. 21–88.
2. *Афанасьев, Н.С.* Физические параметры, химические составы, минеральные парагенезисы горных пород докембрия Воронежского кристаллического массива / Н.С. Афанасьев. Воронеж: Деп. ВИНТИ, 1982. № 2870-82. 248 с.
3. *Муравина О.М.* Петроплотностная модель кристаллического фундамента Воронежского кристаллического массива / О.М. Муравина, В.И. Жаворонкин, В.Н. Глазнев // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: сб. докладов по материалам 41 ой сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. С. 171–173.
4. *Муравина О.М.* Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежского кристаллического массива / О.М. Муравина, В.И. Жаворонкин, В.Н. Глазнев // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: сб. докладов по материалам XV Междунар. науч. конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 170–173.
5. *Муравина О.М.* Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива / О.М. Муравина, В.И. Жаворонкин // Вестник Воронежского ун-та. Серия: Геология. Воронеж, 2015. № 2. С. 94–99.
6. *Koenker R., Xiao Z.* Inference on the Quantile Regression Process / *Econometrica*, 70, 2002. P. 1583–1612.
7. *Тьюки Дж.* Анализ результатов наблюдений М.: «Мир», 1981. 696 с.

КАРОТАЖ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ЦИКЛЕ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ И КОНТРОЛЯ ИСТОЧНИКОВ ОБВОДНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Иванов Данил Борисович, ст. инженер
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
e-mail: acrost@mail.ru*

научный руководитель: д.г.-м.н. Иголкина Галина Валентиновна

Испытания технологии акустического воздействия на продуктивный пласт на примере терригенных ниже каменноугольных продуктивных отложений с целью восстановления проницаемости пласта коллектора показали ее высокую эффективность [1, 2]. Испытания метода проводились на трёх месторождениях Предуралья: Пихтовского, Уньвинского и Ольховского. Результаты гидродинамических исследований, которые были выполнены в процессе выполнения технологии, надежно подтверждают, что после акустической обработки во всех скважинах значительно улучшились важнейшие параметры призабойной и удаленной зон пласта: мощность работающих пропластков, проницаемость, гидропроводность и коэффициент продуктивности. Необходимо отметить, что у самой низкодебитной скважины относительное улучшение ПЗП происходит в большей степени, в частности, коэффициент продуктивности и гидропроводность увеличились на 312 и 400%.

В этих работах сформулированы предпосылки успешности акустического воздействия. Основные условия: выбор скважин с учетом петрофизических свойств пород-коллекторов и параметров пласта в целом; подготовительные геолого-технические мероприятия; дифференциацию акустической обработки (в зависимости от особенностей перфорированной части пласта) по периодичности и продолжительности при соответствующем депрессионном режиме; гидродинамические исследования до и после АВ. При этом главным критерием эффективности метода принят результат изменения гидродинамических параметров призабойной и удаленной зон пласта, а также анализ динамики работы скважины в после акустический период.

Поскольку, выполнение полноценных гидродинамических исследований связано с большими затратами и временем, существует необходимость использовать экспресс метод, который бы не уступал по информативности и вписывался в сам технологический процесс. Для этого нужно установить функциональную связь основных фильтрационно емкостных свойств с упругой энергией насыщенного трещиновато порового пространства и определить ее основные закономерности [3–5].

Полевые исследования по методу каротажа сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) проводились в 589 скважине Сибирского месторождения. Так как скважина имела высокую обводненность на момент исследований, основной задачей была отработка методики каротажа КСАЭ с целью выявления источников обводнения.

Работа проводилась по технологии предварительного спуска связки приборов типа «состав – приток» и ААВ-400 под насос. Общий план исследований состоял из следующих этапов:

- исследования профиля притока, состава притока и гидродинамических характеристик до и после акустического воздействия;
- периодические исследования по методике КСАЭ в процессе эксплуатации скважины.

На момент исследований скважина работала с дебитом жидкости 18,9 м³/сутки при обводненности продукции – 50%, удельный вес воды – 1,14–1,16 г/см³.

В результате проведенных исследований, выделенные по методу КСАЭ водонасыщенные интервалы в пласте Бш₁ и кровле пласта Бш₂ связаны с влиянием закачки пресных вод в окружающие нагнетательные скважины. Сопоставив результаты КСАЭ с результатами стандартного комплекса «состав-приток» было установлено два равнозначных по объему источника обводнения водами разной минерализации: за счет заколонного перетока снизу в

нижний интервал перфорации и за счет прорыва воды закачки по кровельной части пласта Бш₂.

После проведения ремонтно-изоляционных работ (РИР) на нижний интервал перфорации (селективная закачка соответствующих химреагентов) процент воды в продукции упал до 33%, удельный вес воды снизился до 1,1 г/см³. Это косвенно подтверждает выводы и позволяет предположить, что эффективность данного вида РИР в конкретной скважине не достаточна для того, чтобы полностью перекрыть пути поступления воды.

Таким образом, по результатам анализа промысловой ситуации в районе исследуемой скважины, проведенных скважинных работ, выданных заключений и выполненных РИР можно констатировать:

- в конкретных геолого-технических условиях метод КСАЭ позволил идентифицировать нефтенасыщенные и обводнившиеся интервалы разреза;
- с учетом стандартного комплекса методов «состав-приток», метод каротажа САЭ позволяет решать задачи по определению характера насыщенности пластов коллекторов на качественном уровне и установлению источников обводнения;
- есть предпосылки к выявлению по методу КСАЭ неработающих нефтенасыщенных коллекторов, их интенсификации и приобщению к разработке.

Основными положениями проведенных исследований на этой и других скважинах по решению задачи определения источника обводнения являются:

1. Использование нового принципа извлечения информации о свойствах насыщенной пористой среды, основанного на измерении ее физических свойств под воздействием мощного акустического поля.

2. Объединение двух функций в одном приборе – силового акустического воздействия и регистрации сигналов САЭ позволяет получать информацию об изменении сигнала по разрезу скважины без дополнительного спуска – подъема прибора. Это позволило использовать комплекс ААВ-400 для решения задач оценки источников обводнения при проведении исследований по технологии «спуск прибора под насос». Кроме того, это позволяет рассчитывать в дальнейшем на выбор оптимальных режимов акустического воздействия и контроле его результатов в интерактивном режиме.

3. Получены положительные геологические результаты по оценке источников обводнения в сложных геолого-технических условиях проведения исследований, там, где стандартный комплекс методов «состав-приток» оказался недостаточно эффективен.

В заключении, автор выражает благодарность за помощь в написании статьи д.г-м.н. Иголкиной Галине Валентиновне и к.т.н. Дрягину Вениамину Викторовичу.

Литература

1. Мерсон М.В., Митрофанов В.П., Сафин Д.С. Возможности ультразвука в нефтедобыче. // Нефть России. 1999. № 1. С. 66–67.
2. Митрофанов В.П., Дзюбенко А.И., Нечаева Н.Ю., Дрягин В.В. Результаты промысловых испытаний акустического воздействия на призабойную зону пласта // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1998. № 10. С. 29–35.
3. Дрягин В.В. Сейсмоакустическая эмиссия нефтепродуктивного пласта. // Акустический журнал. 2013. том 59. № 6. С. 744–751.
4. Дрягин В.В. Способ определения характера насыщенности коллектора. Патент РФ № 2187636 от 21.02.2001.
5. 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.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

*Казakov Артем Иванович, инженер-исследователь,
ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
legn@inbox.ru*

*научный руководитель: Веселов Олег Васильевич,
кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, ФГБУН Институт
морской геологии и геофизики ДВО РАН*

В области наук о Земле накоплен огромный объем данных, которые нуждаются в количественном анализе. В настоящее время рядовому геологу доступны довольно внушительные вычислительные возможности, позволяющие упорядочить такие данные математическими методами и сделать обобщения. Среди количественных методов в науках о Земле наибольшее распространение получили методы математической статистики. В математических моделях, которые можно использовать для описания геологических процессов, движение проявляется в форме общей тенденции, поэтому уравнения системы должны рассматриваться как уравнения динамики средних. Случайные, хаотические процессы требуют статистического описания, позволяющего получить их усредненные характеристики.

Эффективность статистических методов в обработке массива данных при исследовании геологических и геофизических объектов Курильских островов позволяет получить новые геологические результаты. Это показано на двух примерах:

- 1) анализ материалов отбора проб тефры на склонах влк. Тятя (о. Кунашир);
- 2) обработка геотермической съемки на термальном участке Дачное (о. Итуруп);

14 июля 1973 г. произошло мощное извержение влк. Тятя, продолжавшееся 14 суток. Извержение вулкана Тятя 1973 г. произошло по двум наклонным направлениям в средней части постройки вулкана. В работе [Мархинин и др., 1974] представлена модель распределения мощности изверженного материала от кратера Отважный к юго-востоку на расстоянии до 3 км. Спустя 34 года, в 2007 г. сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН Козловым Д.Н. и Белоусовым А.Б. были собраны фрагменты пород в зоне выпадения тефры на юго-восточном склоне вулкана и в зоне извержения из мааров Влодавца и Радкевич [Козлов и др., 2007]. При отборе образцов были проведены измерения мощности тефры и величины ее фрагментов в 53 пунктах. Для выявления взаимосвязи между мощностью слоя тефры и размером ее фрагментов построены двухмерные модели регрессии по методу наименьших квадратов. При этом выделено 2 линейных тренда: один тренд характеризует северные прорывы, другой – юго-восточные. Для построения моделей разброса тефры применялся трехмерный тренд-анализ, который является обобщением регрессионного подхода для трех координат. Впервые была использована логарифмическая модель для описания распределения мощности слоя тефры влк. Тятя. Коэффициенты множественной корреляции составили около 70%. На основе построенных двух- и трехмерных регрессионных моделей была получена карта разностей в сантиметрах мощности отложений тефры, которая показывает, что продукты извержения кратера Отважный нагромождались и распространялись в юго-восточном направлении, тогда как тефра мааров равномерно распределялась в северном направлении (рис. 1). Это подтверждается и тем фактом, что в первом случае размер обломков был значительно больше, а объем изверженного материала – гораздо больше [Мархинин и др., 1974]. Статистический анализ распределения мощности отложений тефры по состоянию на 2007 г. позволил более точно построить схему зон максимальных отложений изверженного материала. Описанные методы анализа изверженного материала вулкана Тятя приемлемы для исследования продуктов извержений вулканов современных островных систем.

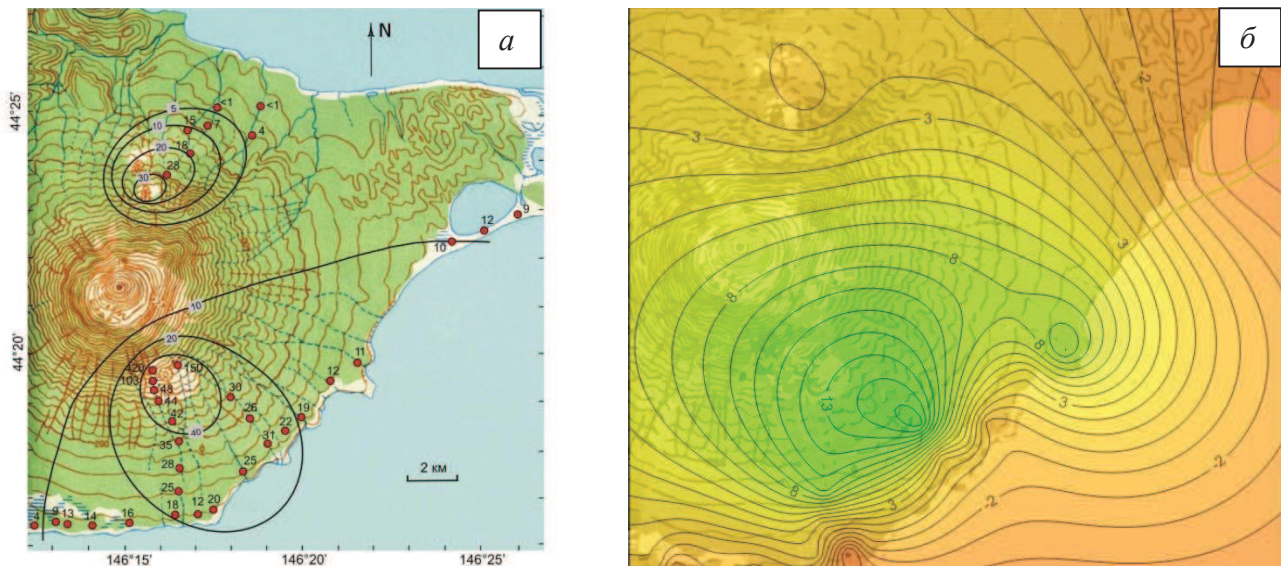


Рис. 1. Карта распределения отложений тефры: *а* – пункты отбора проб, *б* – карта разностей в сантиметрах мощности отложений тефры.

В геофизических исследованиях 70–80-х гг. прошлого века часто применялась малоглубинная термическая съемка при обнаружении глубинных структур, нефтегазовых месторождений, некоторых видов руд, в частности, сульфидных, тектонических нарушений, геотермальных структур [Череменский, 1972; Паровышний и др., 2008; и др.]. Такой успех объясняется тем, что глубинные аномалии температур сохраняются до поверхности Земли, что позволяет выявить их приповерхностной термосъемкой. Такие работы были проведены гидрогеологическим отрядом под руководством Чабана Ю.С. в сентябре 1984 г. на площади термопроявлений «Дачное» в средней части о. Итуруп на перешейке Осеннем, в районе слияния ручья Надежды и реки Высокотравной (рис. 2). С помощью аппаратуры, изготовленной лабораторией геотермии ИМГиГ ДВО АН СССР, произведены измерения на площади 6 кв. км на 20 основных и 45 детализирующих профилях, общее число измерительных пунктов – 1318. На всех детализирующих профилях расстояние между соседними пикетами составляет 25 м, а расстояние между профилями выдержано в диапазоне 25–50 м. Такая детальность позволяет использовать результаты термосъемки для определения положения тел – источников аномального теплового потока. Термометрические измерения проводились электротермометрами в шпурах на методологически оптимальной глубине 1,5 м в наилучшее время года для таких измерений. Результаты этих работ до настоящего момента отражены лишь в научных отчетах.

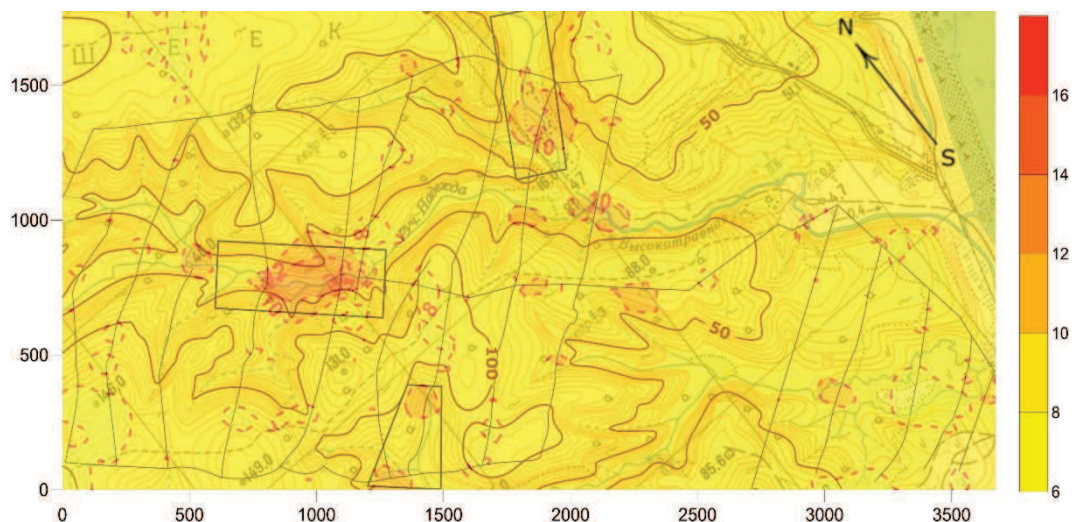


Рис. 2. Карта температурного поля термопроявления Дачное (о. Итуруп) Сплошными линиями обозначены изолинии рельефа, пунктирными – изотермы.

В связи с этим сотрудниками лаборатории геодинамики и морской геологии ИМГиГ ДВО РАН были изучены материалы этого исследования, обработаны его результаты и представлена их геологическая интерпретация. Фоновой в районе работ является температура $8,5^{\circ}\text{C}$. По методу крайгинга построена карта температурного поля в районе работ (рис. 2). Для детализации термосъемки выбраны 3 участка с наиболее ярко выраженными аномалиями.

На рис. 3, а представлена модель температурного поля по данным измерений на 21 профиле участка 1, построенная с помощью обработки результатов измерений методами математической статистики. Здесь зоны повышенных температур до 25°C и выше в форме вытянутых овалов ориентированы в среднем по азимуту 300° . На рис. 3, б показаны результаты такой же работы на участке 2. На участке 2 зона относительно повышенных температур (до 13°C) ориентирована по азимуту 40° . На участке 3 сделаны 77 температурных наблюдений на 11 профилях. Здесь выделены две зоны повышенных температур – примерно до 12°C (рис. 3, в). Одна зона ориентирована по азимуту 40° , другая – по азимуту 310° .

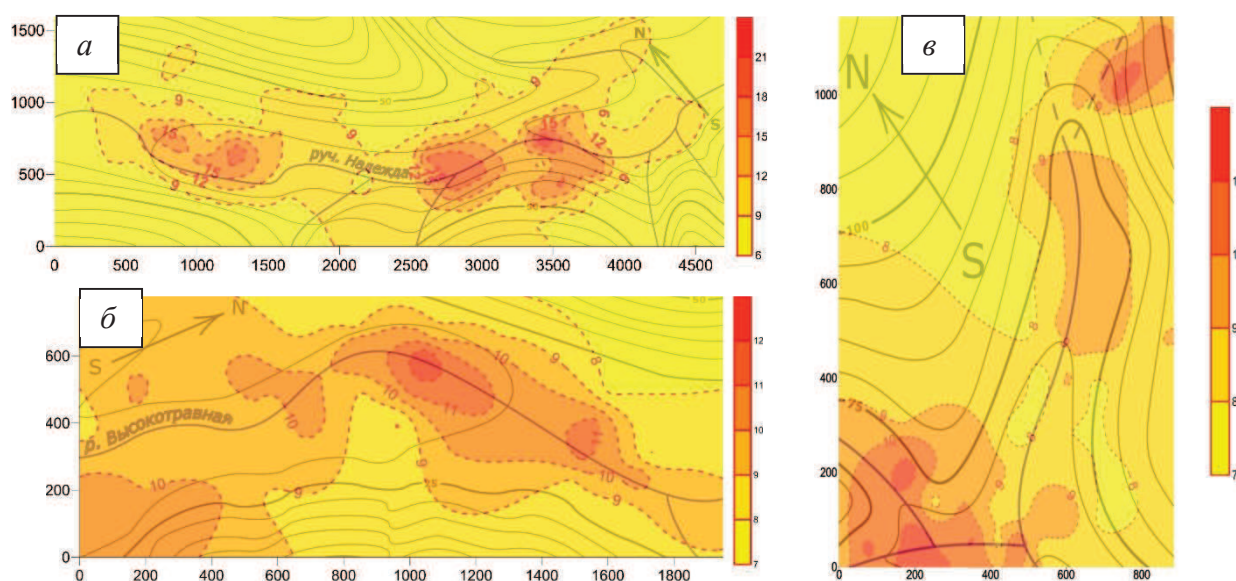


Рис. 3. Распределение температур на участках детализации
Сплошными линиями обозначены изолинии рельефа,
пунктирными – изотермы; а – участок 1, б – участок 2, в – участок 3.

Ориентация аномальных зон температур обозначает участки магистральных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. При этом разломы северо-восточного направления соответствуют простиранию оси Большой Курильской гряды. Разломы северо-западного направления ($300\text{--}310^{\circ}$) являются дизъюнктивами, разделяющими остров на блоки. Повышенные температуры гидротермальной разгрузки северо-западного простирания свидетельствуют об их более интенсивной тектонической активности в современный период. Таким образом, на примере термопроявления Дачное на о. Итуруп показана принципиальная возможность выделения и оконтуривания источников повышенного тепловыделения путем обработки результатов малоглубинной термосъемки статистическими методами.

Литература

1. Мархинин Е.К., Анисеев Ю.А., Гранник В.М. и др. Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в июле 1973 года // Геология и геофизика. 1974. № 10. С. 20–31.
2. Козлов Д.Н., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Распространение тefры извержения вулкана Тятя 1973 г. (о. Кунашир, Курильские острова) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: вторая Сахал. молодеж. Науч. школа, 4–10 июня 2007, Южно-Сахалинск: сб. материалов. Южно-Сахалинск. 2008. С. 264–267.
3. Череманский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 272 с.

4. *Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кириенко В.С.* Временные изменения геофизических полей над газовой залежью // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 4. С. 13–15.

ОСОБЕННОСТИ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЛАСТОВ БТ₆ И БТ₇ ПЯКЯХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

*Караев Ахмет Юсупович, студент
Уральский государственный горный университет,
karaev-art@mail.ru,
научный руководитель В.П. Алексеев*

Большинство залежей многих полезных ископаемых, прежде всего угля, нефти и газа, связаны с терригенными отложениями. В нашей стране в терригенных толщах содержится более 2/3 выявленных месторождений углеводородов [4]. Целенаправленный поиск и разработка нефтегазовых месторождений во многом зависят от выяснения генезиса вмещающих их отложений. Восстановление условий осадконакопления имеет особое значение при поисках залежей нефти и газа, не связанных с антиклиналями. Информация об условиях седиментации песчаных тел, к которым приурочены залежи нефти и газа, имеют большое значение на стадиях разведки, освоения и эксплуатации подобных месторождений. Всестороннее использование имеющейся информации для решения такой задачи в настоящее время весьма актуально. Геофизические методы исследования скважин используют для решения многих геологических задач. К таковым задачам можно отнести: литологическое расчленение разрезов, их геологическое описание и увязку разрезов с целью изучения строения месторождения, выяснения генезиса геологических объектов, характера и фациальной изменчивости [4].

Выявление песчаных тел, установление их фациальной природы и пространственного размещения представляют собой сложный научно-исследовательский процесс, который, как правило, в значительной мере затруднен из-за недостатка информации в связи с ограниченным выходом керна или его отсутствием. При этом приходится применять только данные каротажа [3]. Поэтому работа построена на создании электрометрической модели фации и литолого-фациальному анализу. Согласно ЭМФ, предложенной В.С. Муромцевым [3], методика выделения фации базируется на анализе кривой самопроизвольной поляризации (ПС). ЛФА, в первую очередь, связан с обработкой кернового материала. Уточнить результаты позволит интерпретация данных гамма-каротажа (ГК).

Рассматриваемые пласты БТ₆, БТ₇ расположены в интервале глубин 3160–3240 м скважины 2020 Пякяхинского месторождения, расположенного на территории Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа. Анализ кривой ПС для ЭМФ показал принадлежность вмещающих пород, которые представлены песчаниками алевролитами и глинами с элементами переслаивания, к следующим фациям: вдоль береговых баров (трансгрессивных и регрессивных) и прибрежных валов, барьерных островов, относящихся к группе вдольбереговых баров; забаровых лагун и вдоль береговых промоин, приморских болот, которые, в свою очередь, одновременно являются представителями групп соответствующих фаций; устьевых баров, которые входят в состав группы фаций устьевых баров и пляжей. Вышеописанные фации составляют прибрежно-морской комплекс фаций одноимённой обстановки осадконакопления.

Проведённый литолого-фациальный анализ показал, что пласты БТ₆, БТ₇ сложены терригенными отложениями песчано-алевролитового состава и относятся к следующим фациям: алеврито-песчаных осадков передовой части дельты (БДА), песчаных осадков конусов выноса рек (БДД), гравийно-песчаных «пуддинговых» осадков оснований конусов выноса рек (БДП); глинисто-алевролитовых осадков полуизолированных частей побережья заливов и лагун (БЗП), объединяющихся в переходную группу согласно схеме фациального расчленения внутриконтинентальных раннемезозойских отложений; глинисто-алевролитовых осадков приливно-отливной зоны (БПВ); алевролитово-песчаных осадков активно подвижного

мелководья (БМА), песчаных осадков сильноподвижного мелководья (бары) (БМБ); алевритово-глинистых осадков открытой части бассейна (БУГ). Вышеуказанные фации принадлежат к бассейновой группе [1].

Анализ кривой ГК, как отмечалось в трудах А.В. Ежовой, без кернового материала не может дать полноценной картины об условиях осадконакопления. Поэтому, обращаясь к описанию образцов на исследуемом интервале, можно выделить следующие закономерности: некоторые образцы содержат в себе следы слюд, что само по себе является одним из вспомогательных диагностирующих признаков для определения обстановок осадконакопления. Присутствие или отсутствие слюдяных частиц определяет принадлежность осадков к одному из четырёх типов условий их накопления. Интервал 3220-3240 скважины 2020 можно описать двумя мотивами на графиках гамма-каротажа как это показано на рисунке. Нижний интервал относится третьему типу, определяющемуся как однородный песчаник с резким верхним и нижним контактом. О нижнем контакте судить невозможно, так как нет необходимой информации. Верхний участок перекрывается слоем глин, это заметно отмечается на кривой ГК, что говорит о принадлежности к условиям накопления речных или дельтовых рукавов. Участок выше прослоя глин по форме кривой и отмеченным в описании образцов содержанию слюд можно отнести к дельтовому типу условий осадконакопления. Р. Селли [3] предложил разделить осадки, согласно условиям их накопления, на четыре главные группы на основе присутствия или отсутствия слюд. Исходя из этой модели, можно сделать следующее заключение: образцы, в которых не было отмечено содержание слюд, а именно образцы фаций БДП, БЗП и БМБ действительно представлены хорошо сортированными песчаниками, а условия их накопления относятся к барам и мелководью, то есть можно полагать, что это – пески морского шельфа.

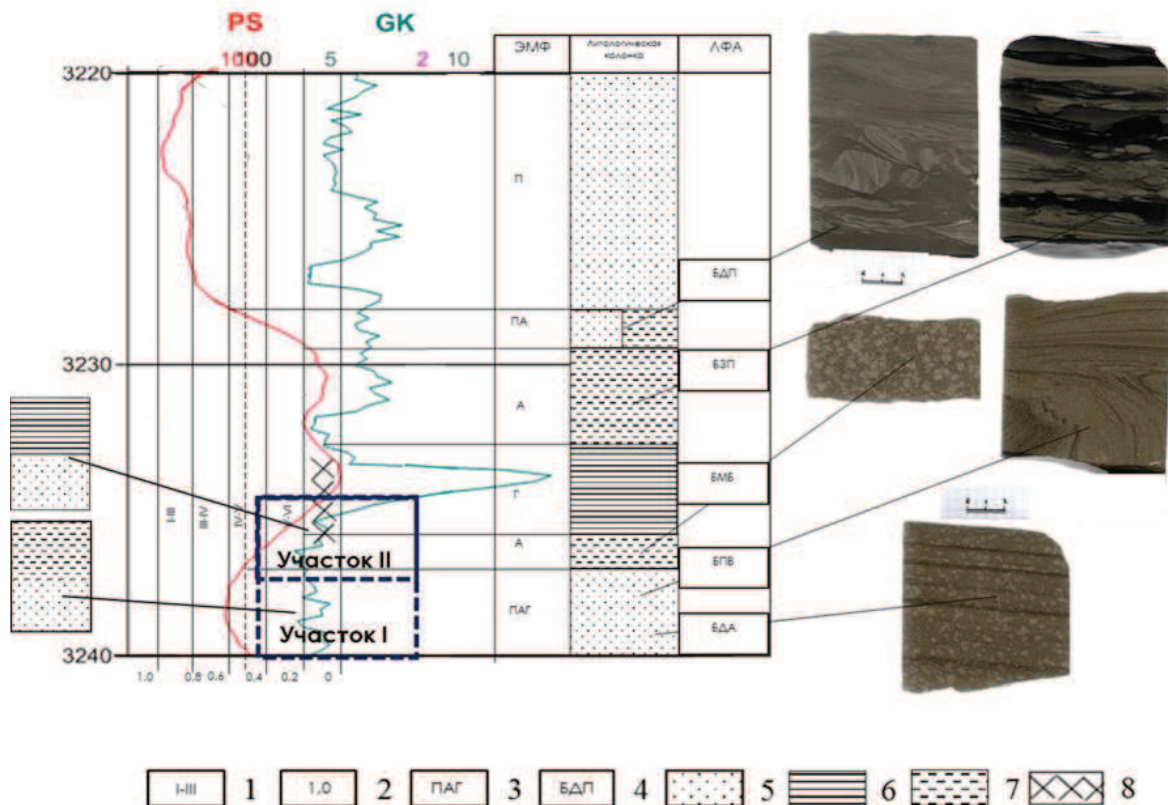


Схема восстановления условий осадконакопления по геолого-геофизическим данным
 1 – классы коллекторов по А.А. Ханину, 2 – значения линий максимальных отклонений ПС,
 3 – породы, характернее для определённой аномалии, 4 – индекс фации по атласу В.П.
 Алексеева, 5 – песчаники, 6 – глины, 7 – аргиллиты, 8 – породы-экраны

Литологический разрез скважины 2020 в исследуемом интервале глубин по данным проведённого ЭМФ-анализа представлен сочленением пород песчано-алевролитового состава с редкими прослоями глин. Сходство отложений некоторых условий осадконакопления объясняется близкими палеогидродинамическими условиями в период их формирования. Однако, для большинства фаций имеются достаточно характерные различия, выраженные в разной последовательности смены динамических режимов во времени, что отражается в электрометрических моделях [3]. Преобладающими являются песчаные осадки, аккумуляция которых происходила вдоль береговой линии в относительно узкой прибрежной зоне. Наибольшее накопление прослеживается вдоль морского берега в районе выхода волн на мелководье и берег. По мере роста песчаных отложений воздействие волн возрастало, а, следовательно, проходило постепенное нарастание гидродинамической активности среды осадконакопления.

В свою очередь, литолого-фациальный анализ, основанный на определении седиментационных признаков при визуальном исследовании кернового материала, показал принадлежность пород к субаквальным фациям, для которых характерны наличие мелкозернистого песчаника, мелко- и среднезернистого алевролита, и глинистых пород. Аналогичные результаты получены при интерпретации диаграммы ПС на том же интервале. Вещество привнесено жидким стоком: осадки постоянно погребаются под новыми наносами, в которых накапливаются в основном элементы с наибольшей миграционной способностью. Водные массы одинаковой плотности легко смешиваются, в результате чего происходит быстрое отложение осадка. Общая тенденция заключается в том, что по мере удаления от берега и увеличения глубины осадки становятся все более тонкими. В результате наращивания (продвижения) дельты образуется последовательность осадков, огрубляющихся вверх по разрезу, которая считается типичной для дельт.

Несмотря на то, что методы выступают как индивидуальные подходы к изучению обстановок осадконакопления, справедливо использовать их во взаимном дополнении и сопоставлении друг с другом. Определение фаций по керну скважин или естественных обнажениях осуществляется с помощью характерных генетических признаков. Большинство таких признаков не фиксируется на электрических моделях фаций. Встречаются электрометрические модели настолько близкие по форме кривой ПС, что различить их можно лишь в результате исследования аномалий, залегающих выше и ниже по разрезу [3]. С другой стороны, отбор керна даже в поисковых и разведочных скважинах производится выборочно и в основном по продуктивным интервалам. Кроме того, даже при таких условиях не всегда возможно обеспечить стопроцентный выход керна. В основе прогнозов в пределах исследуемых площадей лежит определение фациальных принадлежностей отложений, которое позволяет реконструировать физико-географические обстановки прошлого, выявлять закономерности пространственного размещения осадков и их генезис [5].

Литература

1. *Алексеев В.П.* Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014.
2. *Алексеев В.П., Носова Н.С.* Методы исследования осадочных пород: методические указания к практическим занятиям по дисциплине «Формационный анализ» – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013.
3. *Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984.
4. *Пахомов, В.И.* Литология природных резервуаров с использованием фациально-циклического метода и промыслово-геофизических данных. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та.
5. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ПОМОЩЬЮ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОГО ИМИТАТОРА

*Копылов Евгений Юрьевич,
инженер – исследователь лаборатории ЛПАР
Научной станции РАН в г. Бишкеке, Кыргызская Республика
e-mail: kopylov_slavic_university@mail.ru
Научный руководитель: Ильичев Павел Вадимович,
зав. лаб. ЛПАР Научной станции РАН в г. Бишкеке*

В радиоэлектронной технике для контроля работоспособности и оценки технических характеристик измерительных комплексов кроме стандартной радиоизмерительной аппаратуры часто применяются специализированные устройства, имитирующие свойства исследуемого объекта.

В данной работе рассматриваются результаты разработки специализированного имитатора сигналов, предназначенного для проведения контрольно-регулирующих работ на геоэлектроразведочных измерительных комплексах с шумоподобными сигналами. В результате ранее проведенных работ по математическому моделированию электроразведочных систем с применением ШПС был получен положительный результат, свидетельствующий о высокой эффективности применения шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки [1]. На их основе был разработан специальный многоканальный электроразведочный измерительный комплекс с шумоподобными сигналами. Рассматриваемый имитатор сигналов предназначен для оперативного контроля работоспособности и измерения параметров комплекса в процессе его изготовления, настройки и эксплуатации.

На рисунке 1 показана схема подключения имитатора сигналов к ЭРК ШПС.

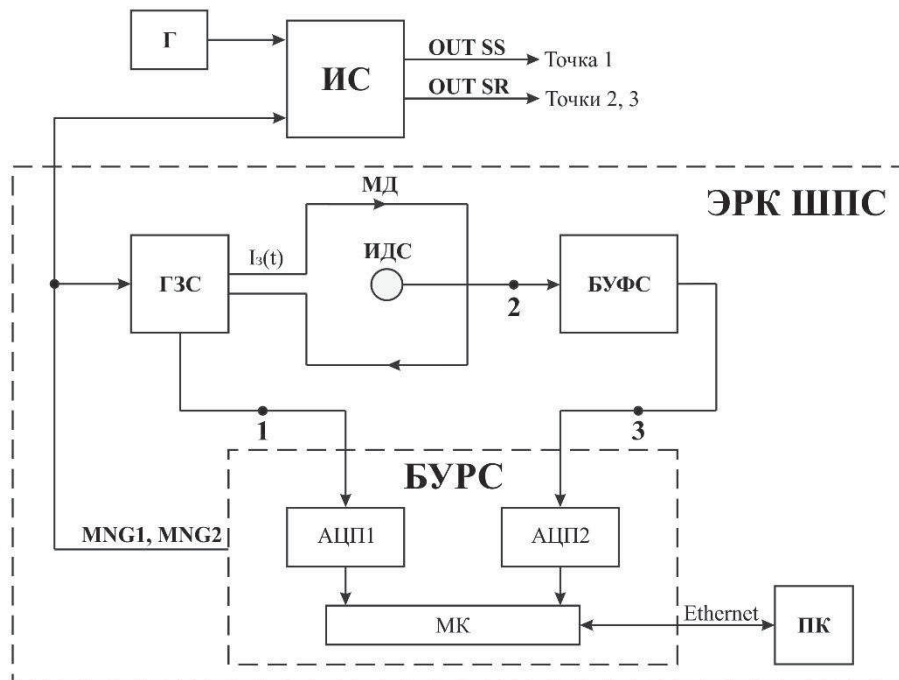


Рис. 1. Функциональная схема подключения имитатора сигналов к ЭРК ШПС:

ИС – имитатор сигналов, Г - внешний генератор сигналов, ИДС – индукционный датчик сигналов, МД – магнитный диполь, ГЗС – генератор зондирующих сигналов, БУФС – блок усиления и фильтрации сигналов, БУРС - блок управления и регистрации сигналов, ПК – персональный компьютер, АЦП1,2 – аналого-цифровые преобразователи, МК – микроконтроллер.

Точками на схеме показаны цепи, в разрыв которых включается имитатор сигналов. Он позволяет генерировать импульсы тока аналогичные импульсам тока в зондирующем магнитном диполе, входные и выходные сигналы индукционных датчиков, а также сигналы различных узлов электроразведочного измерительного комплекса, разработанного в Научной станции РАН для исследования глубинной структуры исследуемых территорий.

С помощью сигналов, подаваемых на вход имитатора от внешнего генератора сигналов Г (рис. 1) моделируются аддитивные тональные, импульсные и другие виды искусственных и естественных помех, наблюдаемые в реальных зарегистрированных сигналах. В качестве таких генераторов могут быть использованы различные источники сигналов, в том числе выпускаемые отечественной и зарубежной промышленностью измерительные генераторы с гарантированными (паспортными) характеристиками выходных сигналов.

На рисунке 2 представлена структурно-функциональная схема имитатора.

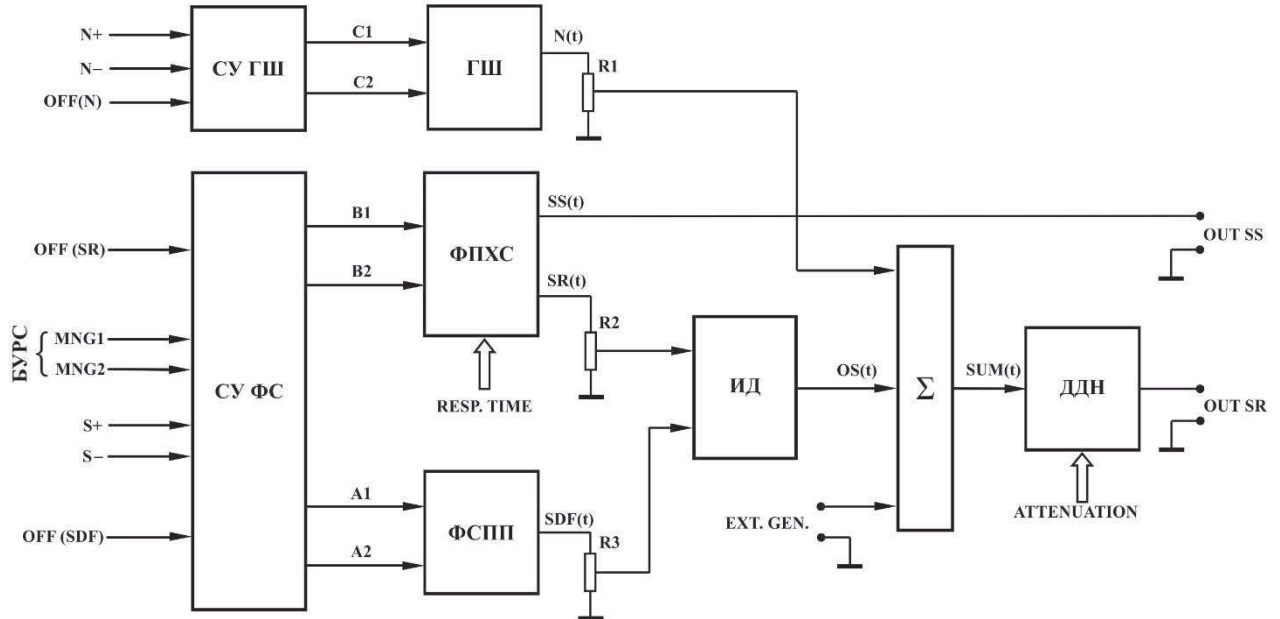


Рис. 2. Имитатор сигналов для ЭРК ШПС, схема структурно-функциональная:

ГШ – генератор шума; СУ ГШ – схема управления ГШ; СУ ФС – схема управления формирователями сигналов; ФПХС – формирователь переходной характеристики среды; ФСПП – формирователь сигнала прямого поля; ИД – имитатор датчика; Σ – сумматор; ДДН – декадный делитель напряжения.

ГШ совместно с СУ ГШ обеспечивают формирование сигнала в виде “белого” (с равномерным спектром) шума в широкой полосе частот с нормальным Гауссовским законом распределения амплитуд, нулевым математическим ожиданием и заданной дисперсией. Такой сигнал в первом приближении моделирует естественные магнитотеллурические помехи, регистрируемые в точке приема индукционным датчиком электроразведочного комплекса, а также собственные шумы измерительного канала.

Формирование модели зондирующего сигнала осуществляется под управлением логических команд ($MNG1$ и $MNG2$), поступающих в СУ ФС от БУРС и совпадающих по времени с сигналами управления, подаваемыми в генераторную установку при натуральных испытаниях измерительного комплекса.

Формирователи ФПХС и ФСПП предназначены для моделирования сигнала становления поля $SR(t)$, т.е. зондирующего сигнала прошедшего через объект исследования (земную кору) и сигнала прямого поля $SDF(t)$, поступающего на вход датчика через воздух, которые суммируются на входе датчика.

Выходной сигнал сумматора $SUM(t)$ поступает на вход декадного делителя напряжения (ДДН), осуществляющего ступенчатую регулировку уровня сигнала на выходе $OUT SR$

имитатора с шагом 20 дБ в диапазоне 0÷60 дБ [2]. Плавная регулировка уровней отдельных составляющих выходных сигналов с помощью потенциометров совместно со ступенчатым переключением уровня суммарного сигнала, осуществляемого в ДДН, обеспечивают необходимый динамический диапазон перестройки выходного уровня моделируемого сигнала.

В таблице 1 приведены технические характеристики имитатора сигналов, полученные в ходе лабораторных испытаний совместно с электроразведочным измерительным комплексом ЭРК ШПС:

Таблица 1

Технические параметры имитатора сигналов для ЭРК ШПС

№ п.п	Параметр	Ед. изм.	Значение	Примечание
1	Максимальный уровень выходного сигнала	В	± 3,0	при R _H = 100 Ом
2	Коэффициент передачи выходного делителя напряжения	-	(1,0; 0,1; 0,01; 0,001) ± 1,0%	
3	Выходное смещение нуля	мВ	± 1,0	
4	Уровень собственных шумов	мкВ	5,0	СКО, в полосе 0,1 ÷ 25000 Гц
5	Границы спектра шумового сигнала	Гц	0,1 ÷ 10000	
6	Постоянная времени модели переходной характеристики среды	мкс	(20; 40; 80; 160) ± 2%	
7	Длительность фронта и среза модели зондирующего сигнала	мкс	1,0	
8	Напряжение источника питания	В	190 ÷ 240	Сеть 220 В 50 Гц

На основании выше изложенного можно сформулировать промежуточные результаты проведенной разработки:

1. Разработан и изготовлен специализированный имитатор сигналов для измерительного комплекса ЭРК ШПС, позволяющий генерировать модельные сигналы в различных точках измерительного комплекса при проведении исследовательских работ, а также проводить проверку работоспособности и контроль технических характеристик электроразведочного комплекса в лабораторных условиях;

2. Проведены испытания имитатора сигналов на соответствие заданным техническим требованиям и первые совместные эксперименты с измерительным комплексом ЭРК ШПС, выявившие важную особенность использования шумоподобных сигналов в электроразведочной аппаратуре проявляющуюся в процессе их корреляционной обработки.

Литература

1. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 2. С. 5–19.
2. Гутников В.С. Фильтрация измерительных сигналов / Л.: Энергоатомиздат. Ленингр. Отд-ие, 1990. 131 с.

ГЕОМОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОДСЧЕТЕ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

*Кулакова Наталья Валерьевна, студентка 1 курса магистратуры
Пермский государственный национально исследовательский университет,
kulakva@gmail.ru*

Научный руководитель: к.г.-м.н, доцент, Митюнина И.Ю.

В настоящее время объемный метод является основным при подсчете запасов углеводородов. Сущность объемного метода заключается в определении массы нефти или объема свободного газа, приведенных к стандартным условиям, залегающих в пустотном пространстве пород – коллекторов. Начальные геологические запасы нефти в залежи (или ее части) подсчитываются по формуле [3]:

$$Q_{но} = F \cdot h_{эфф} \cdot K_n \cdot K_n \cdot b \cdot \rho_n, (1)$$

где $Q_{но}$ – начальные геологические запасы нефти; F – площадь залежи; $h_{эфф}$ – эффективная нефтенасыщенная толщина; K_n – коэффициент открытой пористости; K_n – коэффициент нефтегазонасыщенности; b – пересчетный коэффициент, учитывающий усадку нефти; ρ_n – плотность нефти в поверхностных условиях.

Наибольшую трудность при подсчете запасов вызывает оценка объема продуктивной части пласта $F \cdot h_{эфф}$. В большинстве случаев он определяется путем умножения горизонтальной проекции площади залежи на среднее значение вертикальной эффективной нефтенасыщенной толщины пласта $h_{эфф}$. При этом площадь нефтеносности (F) устанавливается на основе данных пробуренных скважин и их испытания и измеряется на подсчетном плане, представляющем собой структурную карту по кровле продуктивного пласта.

Средняя эффективная нефтенасыщенная толщина пласта обычно вычисляется как средневзвешанная по площади. Для определения $h_{эфф}$ осуществляется построение карты изопахит и подсчет по ней средневзвешенной толщины пласта на единицу площади по соотношению:

$$h_{эфф} = \frac{h_1 f_1 + h_2 f_2 + \dots + h_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, (2)$$

где f_1, f_2, \dots, f_n – площади отдельных участков пласта, ограниченных соседними изопахитами. h_1, h_2, \dots, h_n – средние значения нефтенасыщенных толщин, соответствующие указанным участкам и определяемые как средние величины между двумя соседними изопахитами.

Геоинформационные технологии предоставляют широкие возможности для реализации процедуры подсчета запасов углеводородов объемным методом [4] и позволяют существенно повысить точность расчет за счет устранения субъективного фактора построения карт изопахит и структурных карт продуктивных горизонтов.

Технология подсчета запасов в среде ArcGIS осуществляется с помощью инструментов ArcToolbox и включает несколько этапов [1]:

- расчет грид модели распределения эффективных нефтенасыщенных толщин и построение карты изопахит (инструмент Топо в растр и инструмент Изолиния);
- после построения изолиний (изопахит), необходимо проанализировать полученные данные, так как программа формально проводит интерполяцию, в результате чего могут возникнуть некоторые неточности при построении;
- выделение в пределах контура нефтеносности отдельных участков планиметрии и вычисление их площади (инструменты «Объект в линию», «Объект в полигон» и «Вычислить площадь»);
- вычисление средних нефтенасыщенных толщин в пределах каждого участка планиметрии (инструмент Пространственное соединение);
- подсчет суммарных запасов углеводородов по формуле 1.

Для автоматизации процесса подсчета запасов нефти нами составлена модель обработки (рис. 1), которая позволяет, во-первых, осуществлять вычисления в пакетном режиме, и, во-вторых, проводить подсчет запасов для различных наборов входных параметров [2]. В качестве параметров модели использовались следующие исходные данные:

- границы внутреннего и внешнего контура нефтеносности (ВНК);
- положения контура горного отвода;
- границы замещения коллекторов;
- отметки пластопересечений и значения эффективных нефтенасыщенных толщин по скважинам.

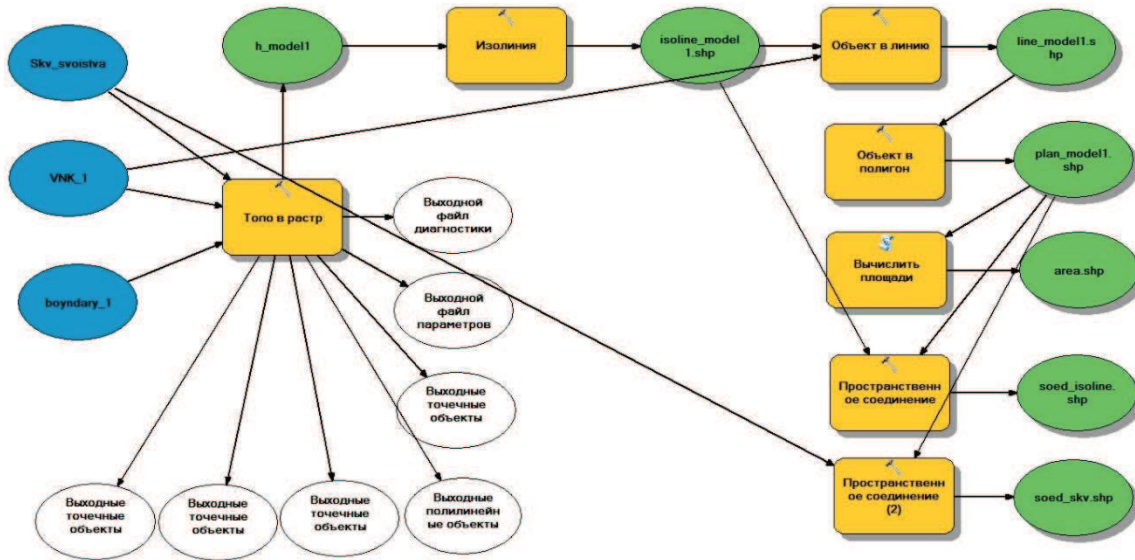


Рис. 1. Модель геобработки

Модель обработки была опробована на примере Озерного месторождения нефти, расположенного на территории Пермского края, на севере Соликамской депрессии (рис. 2).



Рис. 2. Расположение Озерного месторождения нефти

В тектоническом отношении Озерное месторождение расположено в пределах Соликамской депрессии Предуральяского краевого прогиба (рис. 2). В качестве объекта

исследований выбрано Озерное месторождение нефти. В тектоническом отношении Озерная структура представляет собой купол тектоно-седиментационного происхождения и характеризуется несоответствием структурных планов по маркирующим горизонтам терригенного девона, каменноугольных отложений и артинского яруса, вследствие развития последевонского и раннепермского органогенных сооружений. По классификации запасов месторождение относится к мелким и характеризуется многопластовой залежью сложного строения, включающей четыре основных объекта разработки: карбонатные сакмарские (пласт С_м); башкирско-серпуховские (пласты Бш1, Бш2, Бш3 и Срп); окские (пласт Ок) и турнефамено-франские отложения (пласты Т1, Фм1, Фм2, Фм3 и Фр).

С помощью модели геообработки были построены поля планиметрии (рис. 3) проведен подсчет запасов нефти для башкирской залежи. Результаты расчетов хорошо согласуются с оценкой геологических запасов нефти, представленных в ГКЗ.

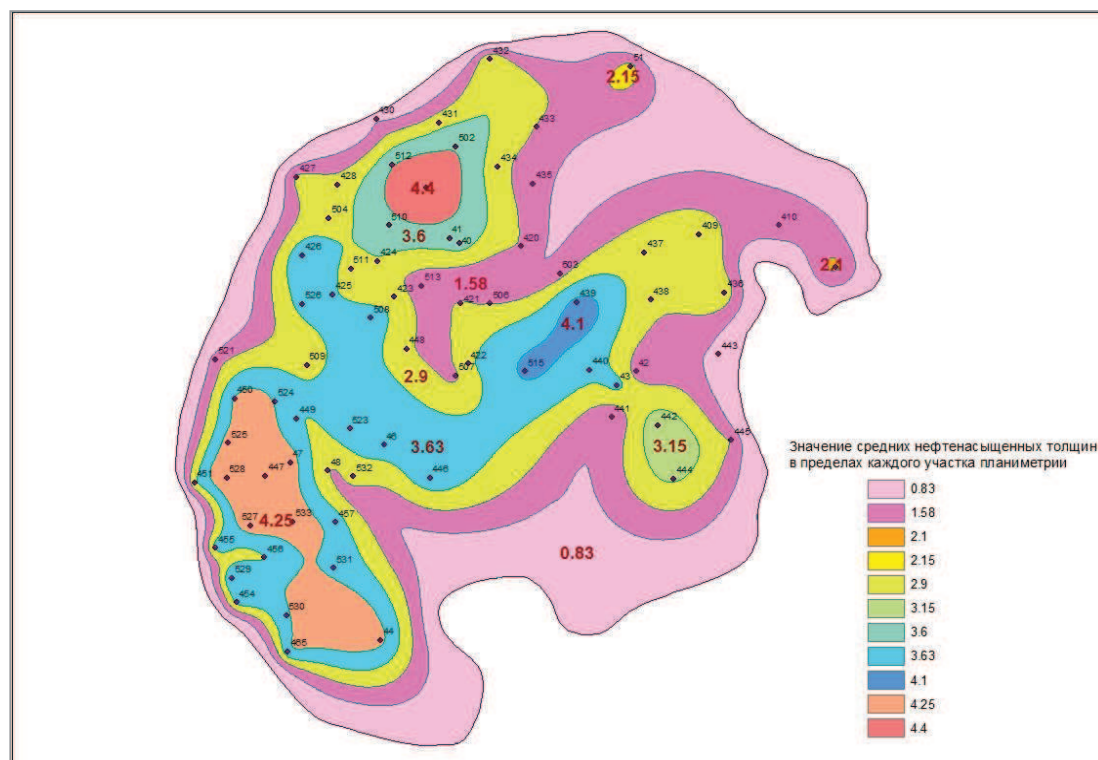


Рис. 3. Поля планиметрии для башкирской залежи нефти (пласт Бш1)

Автор выражает благодарность за помощь в написании статьи научному руководителю - к.г.-м.н, доценту И.Ю. Митюниной.

Литература

1. Кулакова Н.В. Использование геоинформационных технологий для подсчета запасов углеводородов//Международ. науч.-практ. конф. посвящ. юбилейным датам предприятий Пермнефтегеофизика, ЧЕГИС, Пермгеокабель, ФХС-ПН, Геолайн (г. Пермь, 26–27 ноября 2015 г.) / гл. ред. В.И. Костицын; Перм.гос. нац. Исслед. Ун-т. Пермь, 2015. 263 с.
2. Митюнина И.Ю., Дерендяева А.А. 3D моделирование залежей углеводородов с использованием ГИС технологий [Геология и полезные ископаемые Западного Урала](#). 2013. № 13. С. 82–84.
3. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. Под редакцией В.И. Петерсилье, В.И. Пороскуна, Г.Г. Яценко. Москва–Тверь: ВНИГНИ, НПЦ "Тверьгеофизика", 2003. 259 с.
4. Митчелл Э. Руководство ESRI по ГИС анализу. Том 1: Географические закономерности и взаимодействия. Нью-Йорк, ESRI Press, 1999. 190 с.

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ШУМЫ, РЕГИСТРИРУЕМЫЕ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕЙСМОМЕТРОВ И ГРАВИМЕТРОВ

Лисунов Евгений Витальевич

м.н.с. сейсмостанции «Владивосток»

ГС РАН, г. Владивосток

lisunov.evgeniy@gmail.com

Бибнев Алексей Сергеевич

ст. инженер института геофизики

УРО РАН «АРТИ»

Аннотация. Показаны фрагменты записей значений силы тяжести с использованием гравиметра gPhone, перед землетрясениями. Приведены результаты наблюдений.

Ключевые слова: гравиметр, силы тяжести, гравитационное поле, землетрясение

В предыдущих работах описывались эксперименты по регистрации землетрясений, гравиметром gPhone и CG5, сравнивались величины сигнала от различных событий [1, 2], а также приводились некоторые результаты исследования вариаций гравитационного поля перед сильными землетрясениями. Регистрация проводилась на побережье бухты Витязь Японского моря в районе морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (МЭС ТОИ ДВО РАН) «Мыс Шульца». Исследования на МЭС ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца» проводятся совместными усилиями ТОИ ДВО РАН. Также дополнительные исследования вариаций гравитационного поля проводились совместно с институтом геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского Отделения РАН, лаборатории-обсерватории "Арти".

Для измерения сигналов, наблюдаемых при сейсмических событиях, применялся гравиметр gPhone компании Micro-g LaCoste.

В ряде предыдущих статей, приводились результаты записей сигнала на выходе гравиметра, на которых был представлен микросейсмический шум перед сильными землетрясениями.

Для того, чтобы исключить влияние погодных, или иных внешних факторов, вызывающих шум на записи прибора, были рассмотрены записи двух, приблизительно равноудаленных от землетрясения гравиметров. Подходящее землетрясение случилось в Непале, 25 апреля 2015 года. Его характеристики:

широта 28,18

долгота 84,78

магнитуда $M_s=7,9$, глубина 13 км

На рисунках ниже представлены записи с гравиметров, находящихся в АРТИ и на м. Шульца.

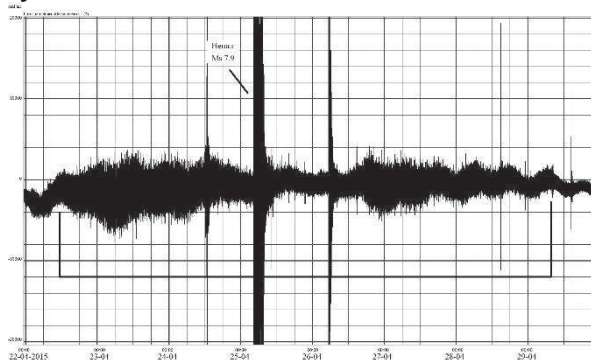


Рис. 3. Запись с гравиметра АРТИ

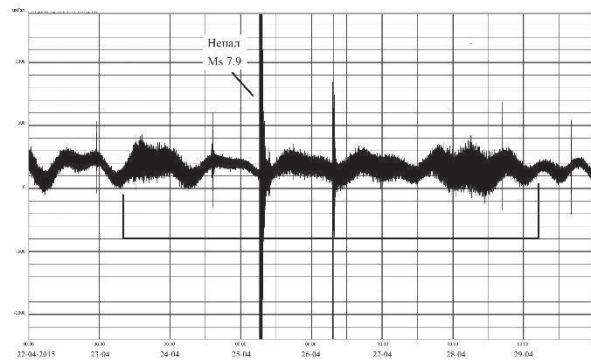


Рис. 4. Запись с гравиметра м. Шульца

На рисунке 3 видно, что микросейсмический шум в АРТИ начал появляться примерно к 12 часам 22 апреля и продолжался до 8 часов 29 апреля. Расстояние до эпицентра 3700 км

На рисунке 4, шум на м. Шульца появился 23 апреля, примерно с 10 часов, но продолжался также до 8 часов 29 апреля. Расстояние до эпицентра 4300 км.

Если сравнивать амплитуду шума, то на записи АРТИ, она достигает 400 мкГал, а на мысе Шульца 200 мкГал. Возможно это связано с разностью расстояний до землетрясения.

Если посмотреть спектрограмму сигнала с гравиметра, то можно увидеть увеличение амплитуды на частотах 0,2–0,5 Гц, а также появление низкочастотного шума (рис. 5).

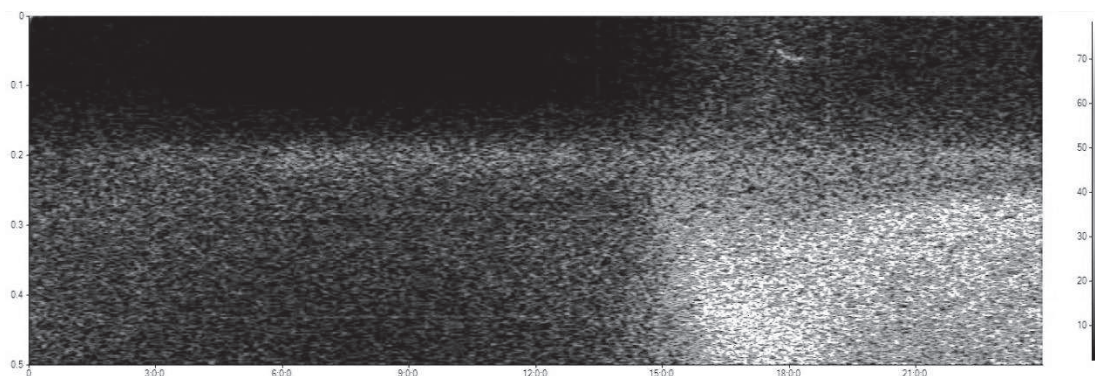


Рис. 5. Спектрограмма сигнала гравиметра

Дополним наблюдение записями с сейсмостанций ARU и MSH, которые расположены в тех же точках, что и гравиметры.

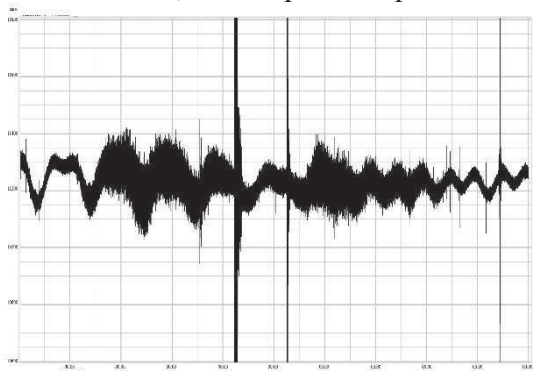


Рис. 6. Запись сейсмостанции ARU

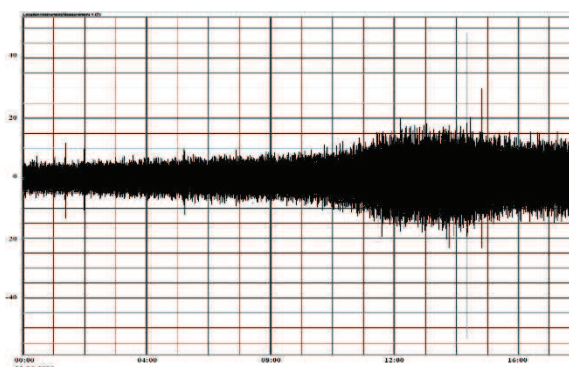


Рис. 7. Запись сейсмостанции MSH

На записях сейсмостанций также видно возникновение микросейсмического шума, который совпадает с записью гравиметра.

Следующее рассмотренное сильное землетрясение произошло 7 декабря 2015 г. в Таджикистане, магнитудой $M_s=7,5$. На рисунке 8 показана запись с гравиметра Арти, расстояние до которого от эпицентра составляет 2200 км.

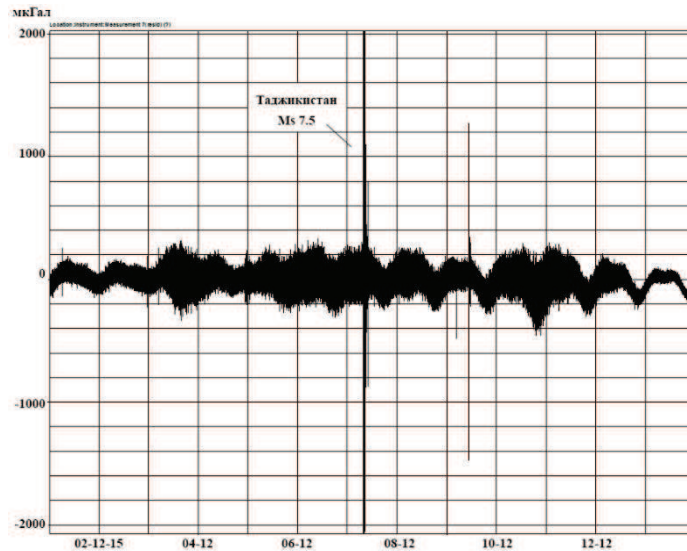


Рис. 8. Запись с гравиметра АРТИ

Здесь появление шума началось примерно за четверо суток до землетрясения. По всей видимости, появление микросейсмического шума может быть вызвано подготовкой к сильному землетрясению.

Подобные наблюдения описываются в ряде работ ученых из Китая [3], где также наблюдалось веретенообразное увеличение амплитуды сигнала за несколько часов до землетрясений в Японии (9 и 11 марта 2011 г.)

Литература

1. *Горожанцев С.В., Наумов С.Б.* Особенности высокоточных гравиметрических измерений в периоды сильных землетрясений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко. Обнинск–Пермь. 2012. С. 111–115.
2. *Короченцев В.И., Горовой С.В., Наумов С.Б., Лисунов Е.В.* Некоторые результаты исследования вариаций гравитационного поля в районе бухты Витязь Японского моря // Сборник материалов 8-го Всероссийского симпозиума "Физика геосфер" Владивосток, 2–6 сентября 2013 г. Владивосток: ДВО РАН ТОИ, 2013.
3. *Liu Ziwei, Wei Jin, Hao Hongtao, Wu Yonlong, Li Hui.* Pre-Seismic gravity disturbance of high frequency before Ms 9.0 earthquake in Japan // Journal of geodesy and geodynamics. China, 2011.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ РЕЗЕРВУАРА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ)

*Лунёва Татьяна Евгеньевна, студент
Национальный исследовательский Томский политехнический университет
e-mail: tanyaao@sibmail.com
научный руководитель: доцент Лобова Галина Анатольевна*

Постановка задачи

В настоящее время существует проблема поиска новых перспективных объектов в развитых нефтепромысловых районах [1]. Поиск новых залежей в старых нефтегазоносных бассейнах имеет большое значение для поддержания уровня добычи нефти и газа, также стоит отметить уже развитую инфраструктуру нефтегазодобывающей отрасли в таких регионах. Для Томской области таким регионом является Нюрольская мегавпадина. В силу уменьшения экономических затрат необходим способ, который даст информацию о новых перспективных объектах без проведения дополнительных геологоразведочных работ. Одним из таких методов является геотермия [2 и др.]. В качестве резервуара в данной статье рассматривается кора выветривания, для которой нефтегенерирующей является тогурская свита. Проведено палеотемпературное моделирование разрезов 35-ти скважин, по геотемпературному критерию построены схемы распространения палеочагов генерации нефти и распределения относительной плотности ресурсов, генерированных тогурских нефтей – рис. 1, Б [3].

Цель настоящих исследований – на основании распределения значений плотности ресурсов, генерированных тогурских нефтей и распределения толщин коры выветривания выявить первоочередные районы для дальнейших поисков нефтегазоносных залежей, приуроченных к пласту *М* (кора выветривания). Эти исследования демонстрируют технологию использования данных геотермии, как наиболее ресурсосберегающего метода, для решения прикладной задачи нефтегазовой геофизики.

Оценка распределения плотности ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей и районирование резервуаров коры выветривания

Для районирования резервуара коры выветривания, то есть для определения более перспективных районов для постановки последующих ГРП, построена схематическая карта распределения плотности первично-аккумуляированных ресурсов (рис. 2, А). Данная карта построена способом перемножения значений плотности ресурсов, генерированных тогурских нефтей (рис. 1, Б) и значений толщин отложений коры выветривания (рис. 1, А), снятых с узлов регулярной сетки. При построении схемы, значения мощностей резервуара пласта *М* и плотности генерированных ресурсов учитываются с одинаковым весовым коэффициентом. Оценка плотности ресурсов выполняется в условных единицах, что представляется корректным для последующего площадного районирования. Исходя из полученных данных, выделены три зоны и проведено районирование исследуемой территории по перспективности (рис. 2, Б).

Прогноз перспектив нефтегазоносности

В пределах *зоны 1* выделены 4-е района, приуроченных к центральной, юго-западной и северной частям территории исследования, где отмечается наибольшая плотность ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей в резервуаре коры выветривания, а именно более 30 усл. ед. Ранжирование территории проведено с учетом площадного распространения. Перспективность данной зоны подтверждается уже имеющимися месторождениями с нефтяными залежами в коре выветривания на Глуховской и Фестивальной структурах.

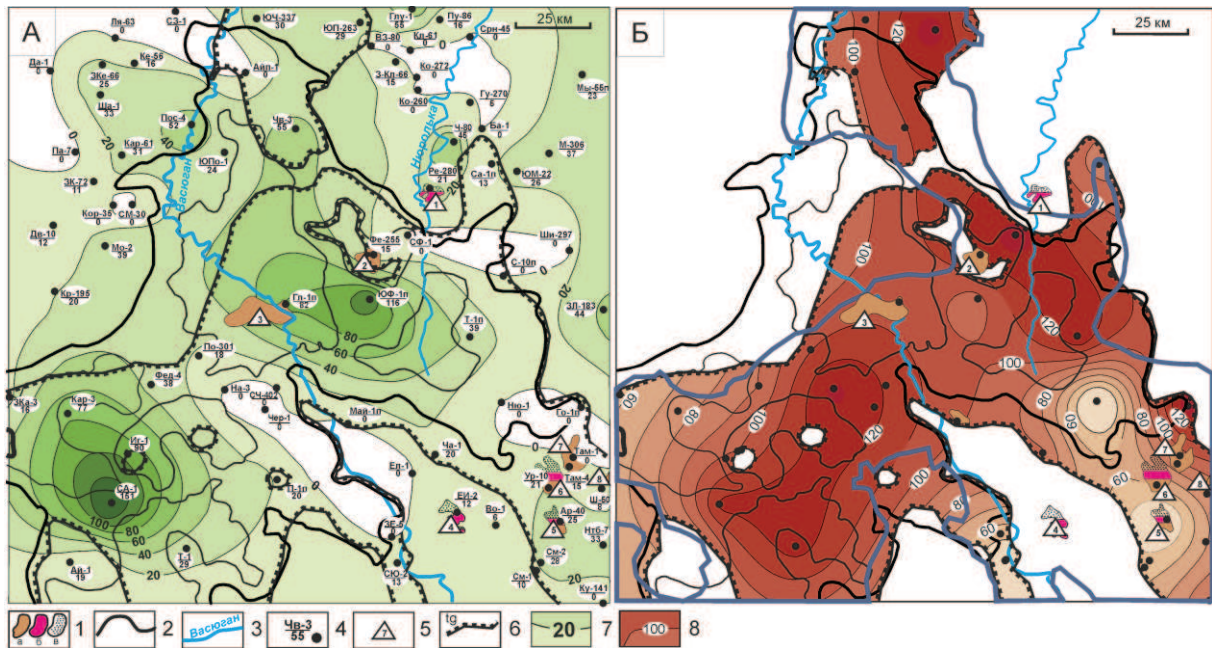


Рис. 1. Схематические карты изопахит коры выветривания (А) и распределения значений плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей (Б) в пределах Нюрольской мегавпадины и структурах её обрамления: 1 – месторождения: а – нефтяное, б – газовое, в – газоконденсатное; 2 – границы тектонических элементов I порядка; 3 – речная сеть; 4 – скважины, использованные для построения карты изопахит: в числителе условный индекс скважины, в знаменателе – мощность пласта, м; 5 – условный номер месторождения; 6 – граница распространения тогурской свиты; 7 – изопахиты коры выветривания; 8 – изолинии значений плотности генерированных тогурских нефтей, усл.ед. Месторождения с залежами в коре выветривания: Речное (1), Фестивальное (2), Глуховское (3), Еллей-Игайское (4), Арчинское (5) Урманское (6), Тамбаевское (7), Южно-Тамбаевское.

ОБЪЁМНАЯ АКТИВНОСТЬ РАДОНА ТРУБОК ВЗРЫВА И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

*Магомедова А.Ш., м. н. с.,
asmagomedova@geo.komisc.ru*

*Удоратин В.В., рук. геофиз. обсерватории «Сыктывкар»
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
udoratin@geo.komisc.ru*

Эманационный метод – один из старейших методов радиометрической разведки месторождений полезных ископаемых, также широко использующийся для решения фундаментальных задач сейсмологии, при решении прикладных задач инженерной и промысловой геофизике [4]. Измерения концентрации радона в подпочвенном воздухе проводятся для различных в геодинамическом отношении регионов.

Тиманская гряда – надпорядковая структура, которая вытянута в северо-западном направлении и составлена серией кулисообразных горстообразных поднятий, разделенных грабенообразными впадинами. Её длина с полуостровом Канин достигает 1100 км при ширине 150 км [5].

Наши исследования проводились на территории Среднего Тимана, в южной части Четласского (ЧП) и северной части Вольско-Вымского (ВВП) поднятий.

В геологическом строении исследуемых территорий принимают участие образования, формирующие три структурных этажа: кристаллический фундамент, верхнепротерозойский промежуточный этаж и фанерозойский платформенный чехол. Верхнепротерозойские и палеозойские породы почти повсеместно перекрыты четвертичными отложениями.

Объектами исследования являлись изометричные и линейно-вытянутые локальные магнитные аномалии в пределах Четласского и Вольско-Вымского поднятий.

За основу районирования магнитного поля была взята карта 1:25000 масштаба, полученная в результате аэромагнитной съемки, где были выбраны магнитные аномалии для дальнейшего детального изучения по таким качественным характеристикам, как градиент, форма, размеры, знак, интенсивность и ориентировка аномалий. [3, 6]. В ходе работы нами применялись магнитометрическая и экспрессная эманационная радоновая съемки.

Для проведения магнитометрических измерений использовался протонный магнитометр типа МИНИМАГ, предназначен для измерения модуля геомагнитного поля (ΔT). Методика исследований предусматривала проведение детальных профильных маршрутов пешими ходами с одновременным измерением вариаций магнитного поля. Пешеходные маршруты выполнялись по прямоугольной сети с различными по детальности участками. Шаг измерений составлял 25, 50 и 100 м [2].

Радоновая съемка проводилась при помощи радиометра РРА-01М-01. Для каждого измерения очищалась площадка земли размерами 30×30 см, и проводилось бурение скважин глубиной 50 см и диаметром 10 см. Время одного замера составляло от 40 до 60 минут. В случае невозможности бурения скважины измерения выполнялись с поверхности земли.

Задача наших исследований заключалась в отработке методики экспрессной эманационной съемки в условиях Среднего Тимана выявления закономерностей пространственных вариаций объемной активности радона (ОАР) и оценки активности отдельных локальных магнитных аномалий.

Таким образом, магнитное поле исследуемых территорий характеризуется наличием изометричных аномалий, которые располагаются как группами, так и по отдельности, интенсивностью 5–50 нТл и диаметром 150–450 м. В северной части Вольско-Вымской гряды по изометричным магнитным аномалиям ранее были выделены и изучены три кимберлитовые трубки: Умбинская, Водораздельная, Средненская.

В пределах выделенных трубок нами была проведена магнитометрическая съемка 1:5000 масштаба с целью локализации объектов на местности. По полученным данным была построена карта аномального магнитного поля.

Диаметр аномалии составляет 450 м. От центра к периферии интенсивность магнитного поля уменьшается от 150 до -70 нТл. В магнитном поле отчетливо видно плавное очертание контура тела на юго-западе, более резкий градиент на севере и северо-востоке. При сопоставлении карты аэрогеофизической съемки магнитного поля масштаба 1:10000 и наземной магнитометрической съемки масштаба 1:5000 отмечается хорошая сходимость контуров изолиний аномалии.

Умбинская трубка взрыва представляет собой вертикальное или крутопадающее (85°) на юго-запад трубообразное тело. Сложена она в основном массивными оливиновыми кимберлитами, которые прорывают сланцевые толщи верхнего протерозоя. Перекрывается породами верхнего девона и четвертичными отложениями общей мощностью 72–82 м. Породы девона представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками, а четвертичные отложения – суглинками, грубозернистым материалом известняков, кремней и сланцев. Встречаются линзы песков и галечников [1].

Водораздельная и Средненская трубки взрыва расположены к востоку от Средненского глубинного разлома. Склонение трубок крутое (85°) на юг или юго-запад. Оба тела сложены кимберлитовой туфобрекчией, прорывают породы лунвожской свиты верхнего протерозоя, которые представлены сланцами с прослоями кварцитов. Перекрыты четвертичными суглинками мощностью 1–5 м [1].

Так как трубки состоят преимущественно из сильно раздробленных и трещиноватых пород, они являются каналом для выхода на поверхность глубинных газов. В связи с этим появляется возможность выполнения эманационной радоновой съемки, поскольку радон наиболее эффективен ввиду достаточно большого времени распада. На территории Умбинской трубки нами была проведена радоновая съемка масштаба 1:20000. Измерения радоновой активности проводились по профилям север-юг, запад-восток. Наблюдению повторялись в течение трех дней. По полученным данным были построены графики изменения объемной активности радона (ОАР) по профилям и составлена схема изолиний распространения поля радона по площади. По профилю запад-восток значения ОАР плавно увеличиваются от 64 Бк/м³ до максимального значения, затем снижаются до 146 Бк/м³. Значения ОАР профиля север-юг резко изменяются от 69 Бк/м³ сначала до 419 Бк/м³, после опускаются до 69 Бк/м³. На графиках и схеме отмечается зона повышения ОАР с максимальным значением 419 Бк/м³. Форма радоновой аномалии имеет линейно-изометричную форму. Смещение центральной части радоновой аномалии относительно магнитной происходит на северо-восток на 100 м и приурочено к наиболее градиентной зоне. Это объясняется наклоном трубочного тела и связывается с различной степенью раздробленности пород.

На участках Водораздельной и Средненской трубок измерения ОАР осуществлялись также по профилям север-юг, запад-восток. Максимальное значение ОАР в центре Водораздельной трубки составляет 1153 Бк/м³, а в центре Средненской – 547 Бк/м³. Небольшое смещение радоновых аномалий по отношению к магнитным аномалиям также отмечается по направлению северо-восток. Повышенные значения радоновой активности Водораздельной и Средненской трубок в сравнении с Умбинской объясняется тем, что они перекрыты только четвертичными отложениями, тогда как Умбинская трубка перекрыта породами верхнего девона и четвертичными суглинками.

Учитывая тот факт, что трубки взрыва отчетливо проявляются в поле радона, мы сочли актуальным исследовать схожие изометричные аномалии. На исследуемой территории нами были выбраны как отдельные, так и групповые локальные магнитные аномалии, исходя из формы, интенсивности, знака, а также местонахождения.

В итоге на участке Вольско-Вымской гряды по таким качественным характеристикам были выбраны 11 магнитных аномалий, на Четласском поднятие 15 магнитных аномалий.

В пределах Вольско-Вымской гряды значения ОАР магнитных аномалий изменяется от 23 до 244 Бк/м³, а аномалии, находящиеся вблизи Синеручейского разлома, соответствуют аномально высоким значениям радоновой концентрации от 1241–1587 Бк/м³.

Повышенные значения ОАР, находящиеся в интервале от 360–640 Бк/м³ зафиксированы в центральной части района работ на Четласском поднятии. Интересным является факт группового расположения аномалий.

По результатам экспрессной эманационной съемки радона Умбинская, Водораздельная и Средненская кимберлитовые трубки характеризуются повышенными значениями ОАР, что может являться дополнительным поисковым критерием. С учетом этого радоновой съемкой были отработаны 26 локальных магнитных аномалий, 5 из которых представляют интерес для дальнейшего изучения.

Работа выполнена при частичной поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

Литература

1. Айбабин Н.А., Дудар Л.П., Саблуков С.М., Довжикова Е.Г., Плякина И.Г. Отчет. Поисково-оценочные работы на алмазы на Умбинском и Мезенском участке: Ухта, 1982.
2. Магомедова А. Ш. Локальные магнитные аномалии Четласского камня и их геологическая природа // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2006. № 8. С. 21–23.
3. Пармузин Н.М. «Отчет на производство поисковых работ на комплекс полезных ископаемых (марганец, редкие металлы, алмазы, золото) на территории Четласского Камня (Средний Тиман) и его обрамления на территории Республики Коми» Инта, 2003.
4. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М: Научный мир, 2009. 176 с., ил.
5. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР // Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.
6. Шаметко В.Г. Отчет «Поисковые работы на коренные источники алмазов северной части Вольско-Вымской гряды» Ухта, 2003.

ШИРОКОАЗИМУТАЛЬНАЯ СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЯ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

*Мальшев Михаил Викторович, геофизик 2 категории
ПАО СНГЕО, г. Самара, РФ
e-mail: Malyshev_MV@bk.ru*

Доцент, к.г.-м.н. Гусев Владимир Васильевич – научный руководитель

Введение

В современных условиях состояния российской экономики и мировых цен на нефть вопрос снижения рисков прогноза геологоразведочных работ (ГРП) стал наиболее актуальным. Достоверность геолого-геофизических построений является основным критерием точности ГРП и, как следствие, точности выдаваемых рекомендаций.

Для успешного прогнозирования высокопродуктивных скважин и максимального коэффициента извлечения нефти в условиях пористо-трещинных коллекторов необходим учет следующих факторов: достоверность геолого-геофизических построений, оценка преобладающей ориентации трещин по площади месторождения и упругих параметров трещиноватой среды.

Возможности сейсморазведки в плане оценки характеристики трещиноватости связаны с анизотропией. Азимутальная анизотропия акустических свойств среды проявляется и может быть измерена в изменении кинематических и динамических характеристик отраженных волн [1, 2].

Для решения вышеописанной проблемы были поставлены следующие задачи: сравнить системы наблюдения на этапе проведения полевых работ; выполнить обработку сейсмических данных; проанализировать полученные результаты.

Основной раздел

Для данного исследования были выбраны два лицензионных участка, которые находятся на стыке Самарской и Оренбургской областей. Оба этих участка находятся в сложных поверхностных (районы работ пересекают линии электропередач, шоссейные, грунтовые, проселочные дороги и другие источники техногенных помех) и геологических условиях.

Участки располагаются на юге Бузулукской впадины и приурочены к Камелик-Чаганской системе валов, с которой связаны высокодебитные месторождения углеводородов в Самарской и Оренбургской областях, открытые в терригенно-карбонатных отложениях девонского возраста.

На исследуемых площадях применялись различные системы наблюдения: узко- и широкоазимутальная центрально-симметричные типа «крест». В результате были получены сейсмические данные с различным распределением азимутов (рис. 1).

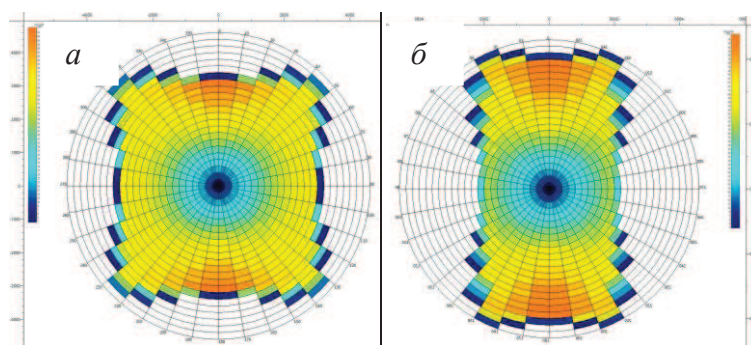


Рис. 1. Роза-диаграмма распределения азимутов для различных систем наблюдений:
a – широкоазимутальная; *б* – узкоазимутальная

По сейсмическим данным, полученным на этих участках с использованием разных систем наблюдения, были выполнены процедуры обработки с последующим анализом результатов. Анализ фрагментов разрезов подтвердил преимущества применения широкоазимутальной системы наблюдения по таким параметрам, как ширина спектра, разрешенность, динамическая выразительность и прослеживаемость опорных горизонтов (рис. 2).

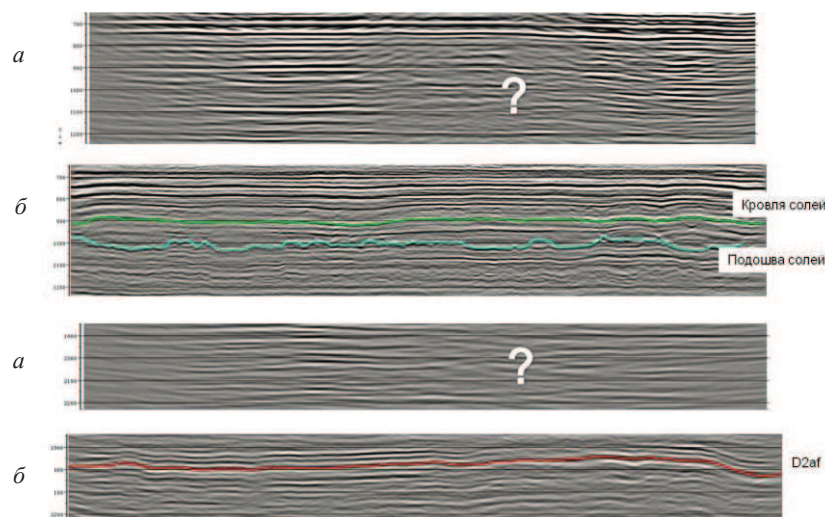


Рис. 2. Фрагменты сейсмических разрезов в диапазоне времен 650–1250 мс и 1850–2250 мс: а – узкоазимутальная; б – широкоазимутальная

Все вышперечисленное положительным образом скажется на результатах структурных построений, качестве динамического анализа, учета анизотропии и, как следствие, на результатах прогнозирования зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД).

Прогнозирование зон АВПД рассчитывалось с использованием уравнения Итона, описывающего пластовое давление:

$$P_p = P_{ob} - (P_{ob} - P_H) \cdot \left(\frac{V}{V_n} \right)^3 \quad (1)$$

В результате такого расчета можно с достаточно высокой точностью определить зоны АВПД, наличие которых может служить критерием при поиске залежей углеводородов и позволит избежать аварий при бурении [3].

Заключение

По результатам проведенного исследования подтвердилась актуальность использования широкоазимутальной системы наблюдения на участках со сложными геологическими условиями и высокими значениями глубин залегания продуктивных пластов. Сейсмические данные, полученные с использованием широкоазимутальной системы наблюдения, достаточно высокого качества, что сказывается на результатах структурных построений. Предлагаемая система наблюдения позволяет повысить азимутальную разрешенность и снизить влияние следов расстановки, что положительно сказывается на результатах оценки трещиноватости и анизотропии, а хорошо изученные параметры анизотропии позволяют выполнить более точно прогноз зон АВПД. Все вышперечисленное позволит значительно снизить риски бурения по результатам ГРП.

Литература

1. Каннинг А., Гарднер Г. Снижение влияния футпринтов 3Д сейсморазведки для 3Д миграции до суммирования // Geophysics. 1998. 4.

2. *Левянт В.Б., Рябошапко С.М., Белоусов А.В.* О полно- и широкоазимутальных системах наблюдений 3D, применяемых для анализа анизотропии сейсмических характеристик трещиноватых коллекторов// *Seismic Technology*. 2009. № 3. С. 3–12.
3. *Славин В.И.* Банк данных и автоматизированная система прогноза и оценки АВПД (на примере провинций России), Тезисы. Докладов Первой международной конференции "Компьютерная графика, банки данных, компьютерное моделирование в нефтяной промышленности", С.-Петербург. 1995. С. 45–47.

ДЕФОРМАЦИОННОЕ ПОВЕДЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

*Мамадалиева Мээриван Акылбековна, младший научный сотрудник,
+996773-69-39-00 merivanakilbekovna@yandex.ru*

Лаборатория моделирования энергонасыщенных сред Научной станции Российской академии наук, Бишкек, Кыргызстан.

*Я.И. Рудаев, д.ф.–м.н., профессор, зав.кафедрой «Механика», rudaev36@mail.ru
Кафедра «Механика», Кыргызско-Российский Славянский университет имени первого
Президента России Б.Н. Ельцина, Бишкек, Кыргызстан.*

Введение.

Исследование деформационного поведения горных пород – *актуальная тема для рассмотрения* задачи анализа напряжённо-деформированного состояния в окрестности горных выработок, бурении скважин и прочее.

Проблема, на решение которой направлено исследование.

Данная исследовательская работа, ориентированная на употребление практической потребности, направлена на решение проблемы оценки напряжённо-деформированного состояния горных пород.

В качестве примера рассмотрим такую проблему. Разрушение горных пород забоя при бурении скважины происходит в условиях действия многочисленных факторов. К этим факторам следует отнести рост с увеличением глубины скважины геостатического давления, присутствие бурового раствора в зоне разрушения горных пород, наличие высокого гидродинамического давления в скважине и наличие пластового (порового) давления в разрушаемой горной породе, увеличение температуры горной породы с глубиной скважины. Сюда же следует отнести и то, что горная порода забоя скважины испытывает различные нагрузки: статические, динамические, циклические со стороны бурового раствора и породоразрушающего инструмента. Эффективным разрушение горной породы на забое скважины будет только тогда, когда естественное развитие разрушения горной породы на забое при действии породоразрушающего инструмента будет искусственно усиливаться деятельностью буровика, сознательно управляющего процессом разрушения. Последнее возможно только в том случае, когда у буровика имеется понимание того, как происходит разрушение горной породы на забое скважины при действии породоразрушающего инструмента.

Для приближения к этой цели необходимо знать основы математического описания напряженно-деформированного состояния горных пород, находящихся под нагрузкой, деформационное поведение горной породы при механическом нагружении, основы реологии. Необходимо отчетливо понимать различие в развитии трещин в горных породах, подверженных сжимающими и растягивающими усилиями, понимать механизмы влияния бурового раствора на развитие разрушения.

Объект исследования – горные породы.

Модель горной породы необходимо создавать в соответствии с изучаемой проблемой, т.е. сохранять в модели только те свойства горной породы, которые имеют непосредственное отношение к исследуемому вопросу. Так как нас интересует механическое разрушение горных пород, то и обращать внимание, определяя понятие «горная порода», мы будем на то, что оказывает определяющее влияние на развитие разрушения.

Предмет исследования – изменение структуры горных пород во времени при одноосном сжатии.

Цель исследовательской работы – проанализировать изменения структур горных пород во времени в процессе деформации.

Задача исследовательской работы.

Работнов ещё в 1987 году впервые ввёл представление о повреждаемости материала в процессе деформации. Это один из видов параметра состояния который учитывает внутреннее

изменение структуры материала. А именно, под повреждаемостью (ω) будем понимать как параметр, монотонно растущий с увеличением плотности микротрещин, имеющий в начале опыта значение 0, а в момент разрушения 1. Указанная характеристика (ω) рассматривается как внутренний параметр состояния, эволюция которого определяется соответствующим кинетическим уравнением $\omega = f(\omega)$, где $\dot{\omega} = d\omega/dt$, причём t – время.

Предлагаем представить повреждаемость (ω) в виде:

$$\omega = N / N_{\max} \quad (1)$$

Здесь N – текущее количество трещин, N_{\max} – максимальное количество трещин, отвечающему моменту разрушения.

Для анализа физической природы повреждаемости обратимся к опытам, проведённым в Институте физики и механики горных пород НАН КР на различных геоматериалах. При испытании на осевое сжатие осуществлялась регистрация акустической эмиссии образцов как результат третинообразования. На рис. 1 дано схематическое представление характера процесса образования микротрещин. Здесь по оси абсцисс отложена нормализованная деформация η , а по оси ординат – повреждаемость.

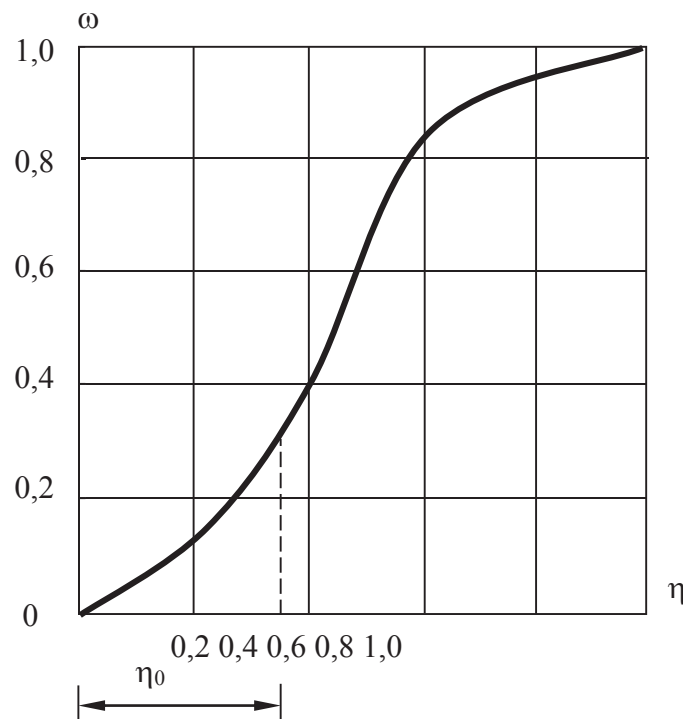


Рис. 3. Схематическое представление параметра повреждаемости от деформации

Таким образом отождествляя параметр повреждаемости ω с N/N_{\max} и анализирую его эволюцию, приходим к выводу, что процесс деформирования может рассматриваться как многостадийный размытый необратимый фазовый переход [2]. На графике $\omega \sim \eta$ наблюдаются характерные для размытого фазового перехода особенности. Понятно, что переходу материала в запредельную область сопутствует смена типа устойчивости, обусловленная сильными структурными флуктуациями. Поэтому появление на графике $\omega \sim \eta$ точки перегиба, соответствующей пределу прочности материала ($\eta = \eta_0$) вполне предсказуемо.

Отметим, что в области упругих деформаций параметр ω возрастает слабо. При переходе в пластическое состояние ω начинает интенсивно расти. Это объясняется природой остаточных деформаций начально неоднородных материалов, к которым относятся горные породы. Здесь, помимо чисто сдвиговых процессов, существенный вклад в деформацию даёт разрыхление, сопровождающееся потерей связности, наличием поверхности отрыва [3].

Кроме того, на участке упрочнения следует ожидать появления локализованных областей, в которых частицы материала измельчаются. Тем самым в образовавшейся структуре зарождаются ростки новой, более сложной структуры, переход к которой совершается при смене типа устойчивости. В новом состоянии, при котором напряжение уменьшается с ростом деформаций, отмечается быстрое возрастание повреждаемости, а при появлении магистральной трещины $\omega \rightarrow 1$.

Метод исследования.

В данной исследовательской работе пользуемся методом экспериментально-теоретического уровня. А именно, эксперимент, проведённый на геоматериалах акустико-эмиссионным методом контроля, анализировались теоретически. При чём, перед проведением экспериментов, был сделан математический приём, путём ввода за повреждаемость материала отношение текущего количества трещин на максимальное количество трещин (см. ур. 1).

Литература

1. Ю.Н. Работнов. О разрушении вследствие ползучести // ПМТФ. 1963. № 2. С. 113–123.
2. В.Э. Юркевич. Физика размытых фазовых переходов. Ростов: РГУ, 1983. 320 с.
3. М.Я. Леонов. Механика деформации и разрушения. Фрунзе: Илим, 1981. 236 с.

ОЦЕНКА СТАЦИОННЫХ ПОПРАВОК (САЙТ-ЭФФЕКТ) СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СЕТИ KNET НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

*Мансуров Артур Наильевич, м.н.с.
ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкек
e-mail: sur@gdirc.ru*

научный руководитель: к.ф-м.н. Сычева Найля Абдулловна

Введение

Важным моментом при подробном исследовании землетрясений является оценка параметров подвижки в очаге. Как правило, эти параметры получают при анализе спектра порожденных ими сейсмических волн. Однако спектр сейсмических волн, принятых сейсмостанциями может сильно отличаться от спектра этих же волн вблизи очага. Для перехода от стационарного спектра к очаговому требуется учесть влияние среды на пути сейсмического луча между землетрясением и станцией, ослабляющее сигнал (поправка на путь) и сайт-эффекта, обусловленного резонансом сигнала в породах, слагающих верхнюю часть земной коры под сейсмостанцией, усиливающего сигнал (станционная поправка). Существуют различные методы определения стационарных поправок: прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и на основе землетрясений, с применением базовой станции и без нее, которые описаны в работах [Nakamura, 1989, Bindi et al 2000, Picozzi et al 2008]. Для сети KNET уже была произведена оценка сайт-эффекта на основе отношения спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной компоненты S-волн землетрясений [Сычева и др., 2012]. Для уточнения и дополнения этого результата в данном исследовании использован подход, основанный на расчете отношения спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной компоненты сейсмического шума.

Методика расчета

В основу метода положены представления о том, что лучи сейсмических волн (в том числе и микросейсмов, составляющих сейсмический шум) приходят на сейсмическую станцию близвертикально из-за большой разницы скоростей в глубоких и поверхностных породах. В этом случае тонкий слой земной коры непосредственно под станцией в большей степени влияет на поперечные волны, которые усиливаются этой структурой, в отличие от практически не изменяемых продольных волн. Тогда отношение спектров двух горизонтальных компонент к спектру вертикальной компоненты будет характеризовать некоторую передаточную функцию, вид которой однозначно зависит от структуры поверхностного слоя горных пород под сейсмическим датчиком. Как известно, сейсмические датчики измеряют смещения земной коры в трех направлениях: север-юг, запад-восток и вертикальном (N, E, Z). Суть метода заключается в нахождении отношения суммарного амплитудного спектра горизонтальной компоненты H к амплитудному спектру вертикальной компоненты V. Амплитудный спектр компоненты H вычисляется как среднеквадратическое значение амплитудных спектров компонент N и E, амплитудный спектр компоненты V соответствует амплитудному спектру компоненты Z.

В процессе обработки к рассматриваемому отрезку сейсмического сигнала (скорректированного поправкой за прибор) применяются сначала операция устранения постоянной составляющей и линейного тренда (посредством вычитания функции вида $a*t + b$), а затем операция тапирования (плавного сглаживания к нулю) 5%-ных по длине участков сейсмограммы косинусоидальным взвешивающим окном [Pilz, Parolai, 2012]. После этого при помощи преобразования Фурье вычисляется спектр полученного временного ряда. Затем к амплитудному спектру каждой компоненты применяется сглаживание Конно и Омачи [Konno, Ohmachi, 1998] для получения АЧХ с равномерным в логарифмическом масштабе шагом по частоте. Далее, вычисляется спектр горизонтальной компоненты как среднеквадратическое амплитудных спектров компонент N и E, а затем – отношение H/V.

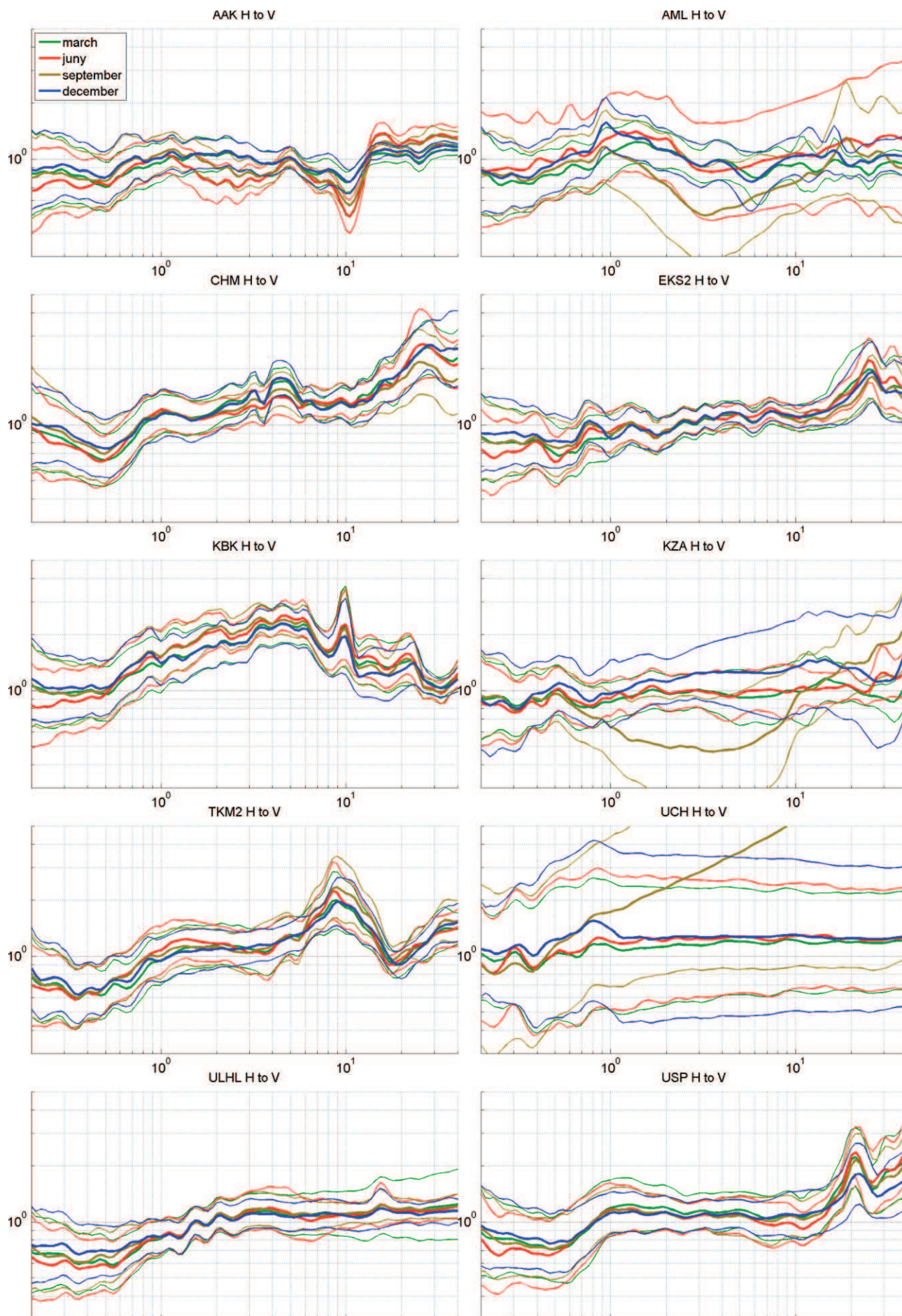


Рис. 1. Осредненные за 2000–2014 года сайт-эффекты станций сети KNET

Результаты расчета сайт-эффектов сети KNET

Для расчета сайт-эффектов в среде MatLab была разработана программа, реализующая вышеуказанную методику. Разработанная программа имеет возможность работать как с текстовыми файлами, так и с данными в miniseed формате. Для расчета сайт-эффектов сейсмических станций сети KNET был подготовлен набор отрезков записей сейсмического шума, в который вошли 60-секундные записи 24-х равномерно распределенных в течение суток минут 20, 21, 22 и 23 марта, июня, сентября и декабря с 2000 по 2014 годы. Все выбранные отрезки были просмотрены визуально и те из них, которые содержали землетрясения или сильный наведенный шум неизвестной природы, были исключены. Затем по каждому отрезку было получено отношение H/V и результаты были осреднены в пределах каждого месяца. 60-секундный интервал и АЧХ сейсмодатчиков позволили провести оценку станционных поправок для частот 0,2–40 Гц. Полученные результаты показаны на рисунке 1.

Как видно из рисунка 1, на большинстве станций наблюдаются либо резкие пики, либо горбообразное поднятие спектрального отношения. Принято считать, что они соответствуют резким или плавным изменениям акустического импеданса на разных глубинах. Для станций AML, KZA и UCH в сентябре наблюдается сильное изменение среднего сайт-эффекта.

Заключение

Согласно подходу Накамуры, идеальная калибровочная характеристика дает отношение спектров равное единице на всех рассматриваемых частотах. Однако в реальных условиях близкие к этим значениям обладают станции, расположенные на скальных породах. При установке станций сети KNET это требование было одним из важных. По результатам данного исследования установлено, что в качестве близких к идеалу можно рассматривать станции UCH и ULHL. Остальные станции сети имеют существенный резонансный эффект на некоторых частотах рассматриваемого диапазона. В дальнейшем планируется сравнение полученных сайт-эффектов с результатами на основе записей S-волн землетрясений.

Благодарности

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Сычевой Ниле Абдулловне, осуществлявшей общее руководство исследованием, а также выполнившей выборку и визуальный анализ сейсмических данных.

Исследование было частично поддержано по гранту РФФИ 15-05-06857.

Литература

1. *Bindi D, Parolai S., Spallarossa D., Cattaneo M.* Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures, *Journal of Earthquake Engin*, Vol.4, No.1, Imp. Coll. Press. 2000. p 97–113.
2. *Picozzi M., Strollo A., Parolai P., Durukal E., Ozel O., Karabulut S., Zschau J., Erdik M.* Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2008.p 2-6.
3. *Nakamura Y.* A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR Railw. Tech. Res. Inst.* 30, 1989. p 25–33.
4. *Сычева Н.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н.* Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети KNET (Северный Тянь-Шань) на основе горизонтально-вертикальных спектральных отношений землетрясений // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Третья тектонофизическая конференция. Материалы докладов конференции. Москва, 8–12 октября 2012 г. Т. 2. С. 191–194.*
5. *Pilz M., Parolai S.* Tapering of windowed time series. In: *Bormann, P. (Ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam: Deutsches GeoForschungs-Zentrum GFZ, 2012, p. 1-4.
6. *Konno K. and Omachi T.* Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull.Seism.Soc.Am.*88, 1998, no.1. 228–241.

**СЕЙСМИЧЕСКИЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО
БАССЕЙНА**

Михайлова Яна Александровна, м.н.с
Институт экологических проблем Севера Уральского отделения РАН,
163000, г. Архангельск, Набережная Северной Двины, 109;
e-mail: mikhailovayana@gmail.com
научный руководитель: к.т.н., в.н.с. Морозов Алексей Николаевич

Западно-Арктический бассейн, простирающийся от рифтового хребта Книповича - на западе до Новосибирских островов - на востоке, включая окраины Евразийского континента и архипелаги, в настоящее время является наиболее изученным арктическим регионом [Хуторской и др., 2015]. В регионе проведен большой объем геолого-геофизических исследований, включающий в себя региональные и площадные сейсмоакустические зондирования, гравимагнитные наблюдения, поисковое и параметрическое бурение, измерения теплового потока, отбор донных проб. Обобщение части этих работ выполнено в статье [Шейн, Шейн, 2011].

Сейсмологическая изученность Западно-Арктического бассейна неравномерна, т.к. проведению сейсмического мониторинга в Арктике препятствует ряд объективных факторов: редкая сеть сейсмических станций и их конфигурация (расположение в пространстве). Основные работы, посвященные обобщению данных о сейсмичности региона, можно указать следующие [Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996]. Весомый вклад в изучение современной сейсмичности Баренц-региона, особенно архипелага Шпицберген, внесли сотрудники Кольского филиала Геофизической службы РАН [Asming et al, 1998; Кременецкая и др, 2000; Баранов и др, 2011].

Развитие Архангельской сети и изменение ее конфигурации, с возобновлением инструментальных сейсмологических наблюдений на побережье Карского моря (п. Амдерма) в 2010 году и на архипелаге Земля Франца-Иосифа (о. Земля Александры) в 2011 году, положительно сказались на регистрационных возможностях сети и повышении ее магнитудной чувствительности (МЛпред снизилось со значений 3,5 до 2,7). Благодаря этому были созданы благоприятные условия для регистрации слабой сейсмичности в Западно-Арктическом бассейне [Данилов и др., 2013; Morozov, Konechnaya 2013].

В настоящий момент возникла необходимость актуализировать сводный каталог землетрясений по Западно-Арктическому бассейну. Подобные исследования не проводились с момента опубликования работ [Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996]. Настоящая статья посвящена краткому описанию работ по созданию нового сводного сейсмического каталога землетрясений по Западно-Арктическому бассейну за весь период инструментальных наблюдений, а именно за период с 1915 по апрель 2015 гг.

При составлении сводного сейсмического каталога землетрясений за инструментальный период наблюдений были использованы следующие источники:

- каталог «Reviewed Bullet*» International Seismological Centre [International Seismological Centre, 2013], который, в свою очередь, содержит данные разных сейсмологических Центров;
- каталог «ISC-GEM» International Seismological Centre [Storchak, 2013];
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г под редакцией Кондорской Н.В., Шебалина Н.В. [Новый каталог..., 1977];
- сейсмический каталог Архангельской сейсмической сети за период с 2003 по 2015 гг.;
- сейсмический каталог экспедиционной станции, установленной на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа в период с 1969 по 1970 гг. (Аветисов, 1971);

Районы выборки был ограничен следующими координатами угловых точек: 1. Северный полюс; 2. $\varphi=70^{\circ}\text{N}$, $\lambda=10^{\circ}\text{W}$; 3. $\varphi=70^{\circ}\text{N}$, $\lambda=70^{\circ}\text{E}$; 4. $\varphi=75^{\circ}\text{N}$, $\lambda=70^{\circ}\text{E}$; 5. $\varphi=75^{\circ}\text{N}$, $\lambda=100^{\circ}\text{E}$; 6. Северный полюс.

При сборе данных о сейсмических событиях, произошедших на архипелаге Новая Земля, не учитывались события из списка ядерных взрывов [Yang], а также с глубиной очага 0 км и в районе ядерного полигона.

Следующий важный этап при создании сводного каталога был перевод магнитуд разных типов, и вычисленные в разных сейсмологических центрах, в унифицированную магнитуду, а именно в моментную магнитуду M_w . Для этого были использованы соотношения между магнитудами разных типов и Центров, выведенные в работах [Аветисов, 1996; Lindholm S. D., Bungum H., 2000; Scordilis, 2006; Морозов, Михайлова, 2014; Giacomo et al, 2015].

Была создана база данных на платформе "1С: Предприятие 8" с поддержкой работы через Web-интерфейс, которая позволяет накапливать данные о параметрах землетрясений из разных источников, проводить перевод магнитуд разных типов в унифицированную магнитуду, а также вычислять параметры сейсмического режима и их вариаций.

Для анализа имеющихся данных реализован отчет «Вывод данных», позволяющий построить таблицу (матрицу) значений магнитуд вида: событие(дата)/вид магнитуды, источник. В качестве параметров в отчете могут быть заданы период выборки данных, полигон вхождения и полигон исключения событий. В качестве полигона можно задавать любые многоугольные области карты мира. На основе сформированных на выходе файлов создаются Shp-файлы с целью последующего представления результатов в программном комплексе «ArcGis 10.0».

Созданный сводный каталог имеет следующие особенности:

- информация о 7399 землетрясениях, произошедших за период с 1911 по апрель 2015 гг. (рис. 1);
- выполнена унификация магнитуды в моментную магнитуду M_w ;
- диапазон значений магнитуд от 0,1 до 6,7;

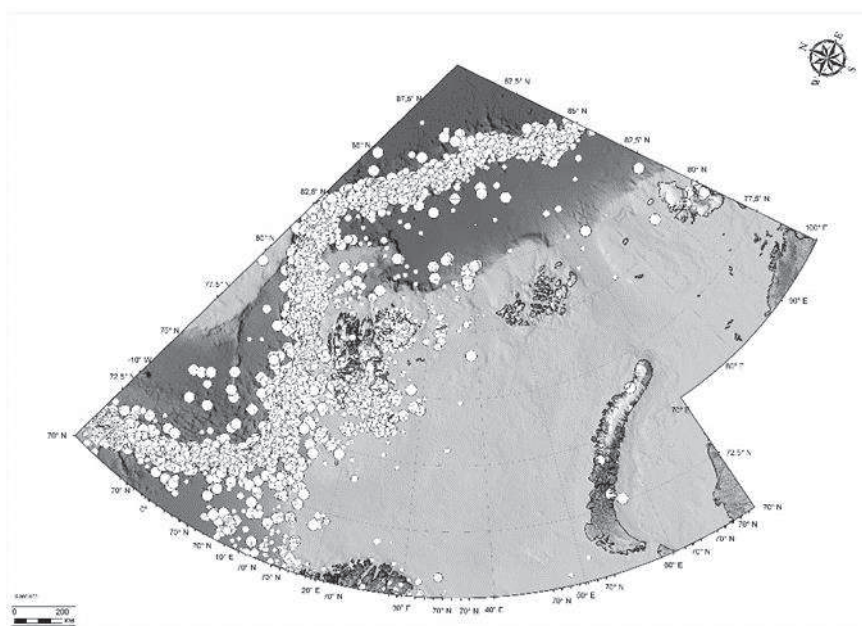


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений из Сводного каталога по Западно-Арктическому бассейну

В дальнейшем, планируется использовать Сводный каталог для исследований вариация параметров сейсмического режима и уточнение исходной сейсмичности для территорий архипелагов Земля-Франца-Иосифа и Новая Земля, а также части прибрежных территорий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект РФФИ № 16-35-00020.

Литература

1. Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Кременецкая Е.О., Кварна Т. Сейсмичность, тепловой поток и тектоника Западно-Арктического бассейна // Мониторинг. Наука и технологии. Науки о Земле. 2015. № 3(24). С. 23–32.
2. Шеин В.С., Шеин В.А. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 2. С. 34–55.
3. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М: РАН, 1994. 128 с.
4. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 186 с.
5. Asming V.E., Kremenetskaya E.O., Ringdal F. Monitoring seismic events in the Barents/Kara Sea region. NORSEAR Seismic Report, N 2 - 97/98, Semiannual Technical Summary 1 Oct. 1997 - 31 Mars 1998, Kjeller, May, 1998, p. 106–120.
6. Кременецкая Е.О., Кузьмин И.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Журков М.А. Создание базы данных о сейсмичности Баренцрегиона. В сб. Теоретические и прикладные модели информатизации региона. Изд. КНЦ РАН, Апатиты, 2000. С. 44-49.
7. Баранов С.В., Виноградов А.Н. Сейсмичность архипелага Шпицберген. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных", Апатиты, 15–19 августа 2011 года. Обнинск, ГС РАН, 2011. С. 41–46
8. Morozov A.N., Konechnaya Ya.V. Monitoring of the Arctic region: contribution of the Arkhangelsk seismic network // Journal of Seismology. Volume 17, Issue 2 (2013), Page 819–827.
9. Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 3. С. 5–24.
10. International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / под редакцией Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. Наука, Москва, 1977. 536 с.
12. Аветисов Г.П. Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: 1971. Вып. 6. С. 128–134.
13. Giacomo Di , Bondár D.I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // Phys. Earth Planet. Int. 2015. V. 239. P. 33–47.
14. Scordilis E.M. Empirical Global Relations Converting MS and mb to Moment Magnitude // Journal of Seismology. 2006. V. 10(2). P. 225–236.
15. Lindholm C. D., Bungum H. Probabilistic seismic hazard: a review of the seismological frame of reference with examples from Norway // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2000. T. 20. №. 1. С. 27–38.
16. Морозов А.Н., Михайлова Я.А. Анализ возможности унификации локальных магнитуд для землетрясений в Западной части Арктики // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, 2014. С. 169–172.
17. Storchak, D.A., Di Giacomo, I. Bondár, E. R. Engdahl, J. Harris, W.H.K. Lee, A. Villaseñor and P. Bormann, 2013. Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). Seism. Res. Lett., 84, 5, 810–815.
18. Yang X., North R., Romney C. Richards P. Worldwide Nuclear Explosions [Электронный ресурс] Режим доступа:
http://www.ldeo.columbia.edu/~richards/my_papers/WW_nuclear_tests_IASPEI_HB.pdf (дата обращения 26.01.2015 г.)

КОЧКОР-АТИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1992 ГОДА

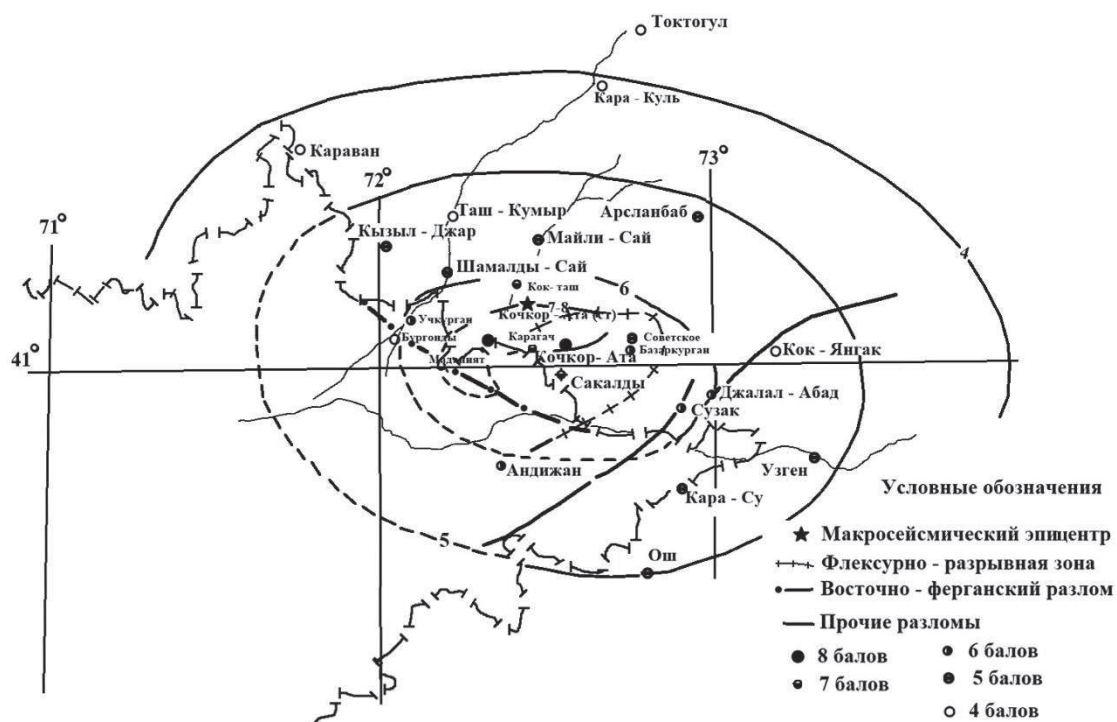
Молдобаев Азатбек Сайдиллабекович, м.н.с.

Azatbek.moldobaev@gmail.com

*Институт Сейсмологии НАН КР
Абдрахматов Канатбек Ермекович,
доктор геол.-мин. наук, профессор*

15 мая 1992 г. в Джалал – Абадской области Республики Кыргызстан произошло сильное землетрясение. По инструментальным данным, координаты эпицентра $\varphi=41^{\circ}05'$ северной широты, $\lambda=72^{\circ}25'$ восточной долготы, глубина очага $H=15$ км, магнитуда $M=6,2$. Энергетический класс $K=15$.

В эпицентральной зоне наиболее сильному (7–8 балльному) эффекту подверглись села Бурганды, Маданият, старый город Кочкор-Ата, Карагач, Наукент, Шайдан. (рис. 1)



**Рис. 1. Карта изосейст Кочкор-Атинского землетрясения 1992 г.
(Составили: И.Н.Лемзин, А.М.Корженков и др.)**

На рис. 1 видно, что по форме изосейсты эллипсообразные, вытянуты в северо-восточном и юго-западном направлениях вдоль зоны Северо-Караункурского разлома. Отношение большой и малой осей первого изосейста – 2,46. Темпы затухания интенсивности большие в северном и юго-западном направлениях. Разрыв очага имеет юго-восточный азимут падения под углом $\approx 36-41^{\circ}$ и наклонение по простиранию в северо-восточном направлении под углом $\approx 39^{\circ}$ [1].

Карасу-Арсланбобская зона (10) окаймляет с запада и юга Нарынский блок, сложенный докембрийскими образованиями герцинид Южного-Тянь-Шаня. Они надвинуты по сместителям Карасуйского и Арсланбобского надвигов, имеющих козырьковую форму, отчего их углы падения довольно круты в долинах текущих рек $45-47$ гр. и весьма пологие приводораздельных частях отрогов (до 10 и менее). Амплитуда вертикального перемещения аллохтонных крыльевых до $1,5-3$ км. Арсланбобская часть зоны значительно расширена за счет имевших место сейсмической активности диагональных разрывов в Баубашатинском узле, в связи с которым сохранилось множество свалов в скальных породах.

Сейсмогенерирующая зона в Карасуйской части находится в пределах Майлисуйской среднегерцинской зоны, в строении которой принимают участие меланкратовое догеосинклинальное основание и вышележащие толщи геосинклинального комплекса. Здесь широко представлены чешуйчато-надвиговые формы дислокаций с участием серпентинитового меланжа. По составу и строению палеозойские образования Майлисуйской зоны являются неблагоприятной средой для накопления значительных упругих тектонических напряжений.

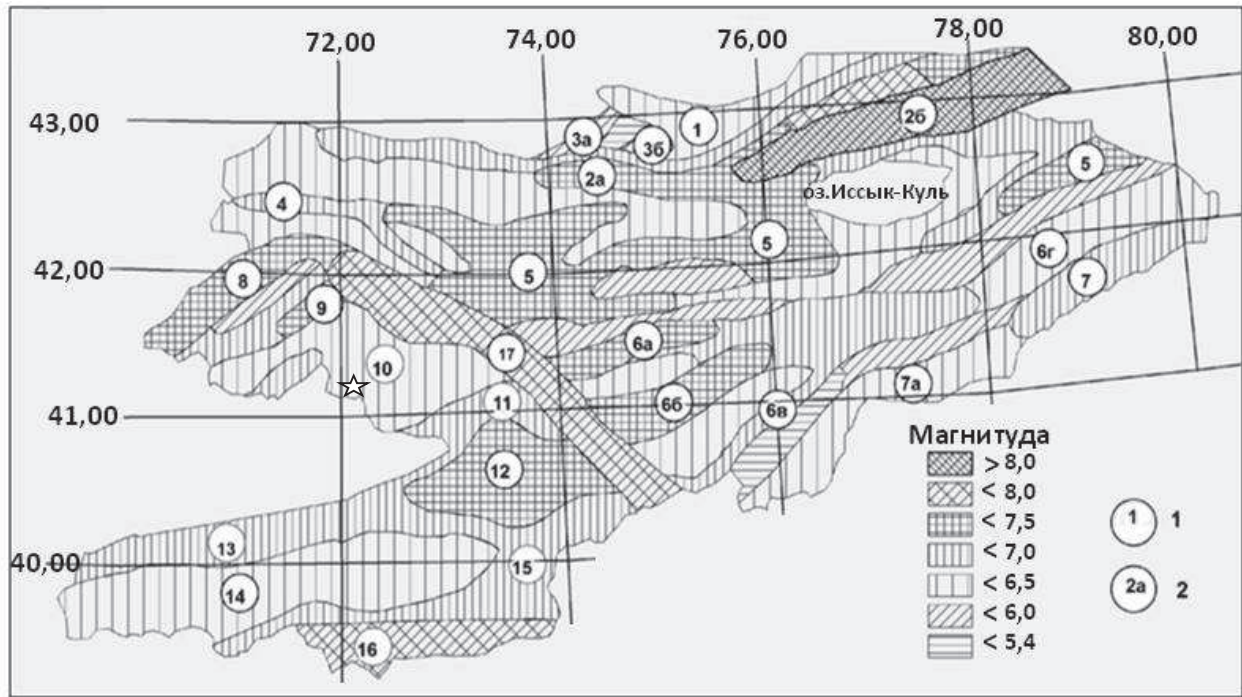


Рис. 2. Карта сейсмогенерирующих зон территории Кыргызской Республики

Зоны: 1 – Северо-Чуйская, 2 – Северо-Тяньшаньская, 3а – Беловодско-Георгиевская, 3б – Кантская, 4 – Южно-Таласская, 5 – Джумгало-Теркейская, 6 – Сонкуль-Нарынская и Нарын-Атбашинская, 7 – Сарыджаз-Аксайская, 8 – Чандалашская, 9 – Атойнокская, 10 – Карасу-Арсланбобская, 11 – Кугарт-Талдысуйская, 12 – Ош-Каракульджинская, 13 – Южно-Ферганская, 14 – Хайдарканская, 15 – Туркестано-Алайская, 16 – Гиссаро-Кокшаальская, 17 – Таласо-Ферганская, 2 – подзоны: 2а – Южно-Чуйская, 2б – Чилико-Кеминская, 6а – Акиййракская, 6б – Байбичетауская, 6в – Атбашинская, 6г – Куйлю-Сарыджазская, 7а – Аксайская.

В Карасу-Арсланбобской зоне хорошо развиты срывы, рвы и трещины. Сейсморов протяженность ~7 км наблюдается в междуречье Шайдансай и Ничкесай в рыхлых образованиях, северо-восточного простирания. Крупный Чонкельский срыв в верховье долины ручья Актерек (левая составляющая реки Карасу), высота воронки отрыва около 250–300 м, длина до 3 км и ширина 2 км. Протяженность языка срыва около 8500 м, ширина колеблется от 2,3 до 2,6 км, на поверхности срыва образовано три озера. Мощность конца языка срыва 15–20 м. Здесь отмечается серии рвов широтного простирания длиной 2000 м.

Так как явных и протяженных активных разломов в этой зоне не имеется, то здесь землетрясений с большой M можно не опасаться, так как, помимо вышесказанного, глубины известных землетрясений укладываются в 5–10 км, M_{max} до 6,5.

Карасу-Арсланбобская зона характеризуется взбросовым типом подвижки в очагах с близгоризонтальной ориентацией осей сжатия, направление действия которых колеблется с запада на юг и с севера на восток. Оси растяжения близвертикальны, преобладающие направление действие выделить невозможно. Наиболее вероятны для зоны очаговые спектры

11 типа предельные очаговые параметры при $M_{max}=6,5$: $F1\sim 0,1$ Гц, $F2\sim 0,6$ Гц, $F0\sim 0,30$, $IgM_0\sim 24,9$ дин.см/с, $IgM(F1)\sim 24,8$ дин.см/с, $IgM(F2)\sim 24,9$ дин.см/с, $L\sim 12$ км, $S\sim 70$ км².

На рис.3 представлена карта первой изосейсты Кочкор-Атинского землетрясения 15.05.1992 г. ($M_S=6,2$; $I_0=8$ баллов).

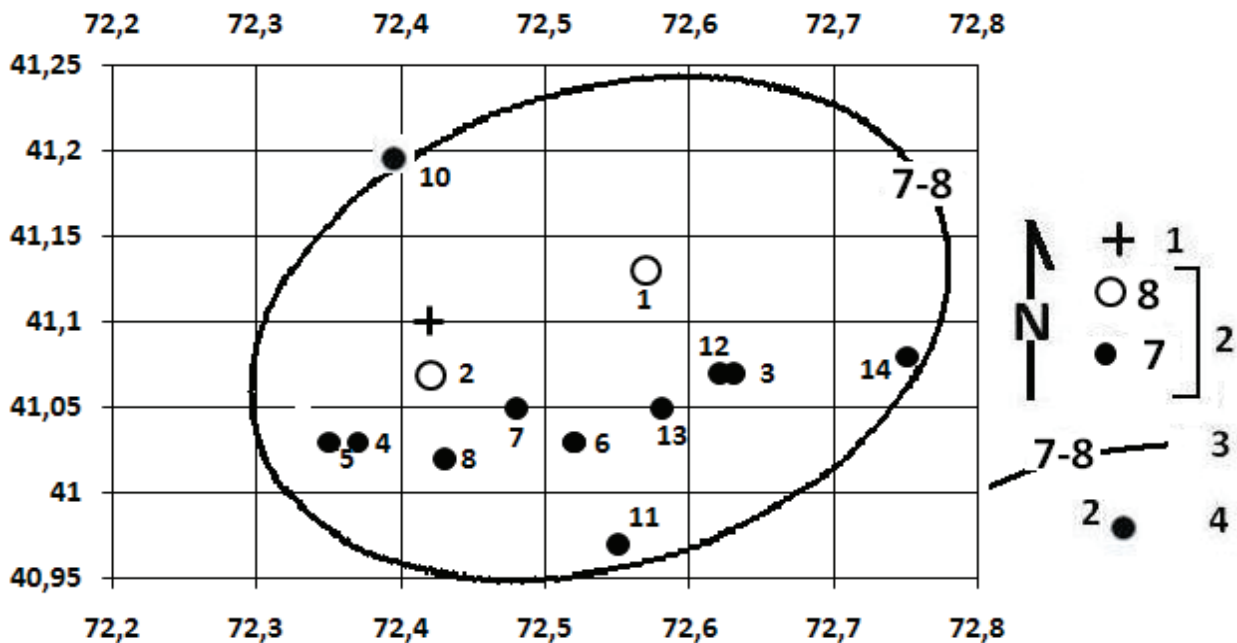


Рис. 3 . Карта первой изосейсты Кочкор-Атинского землетрясения 15.05.1992 г. ($M_S=6,2$; $I_0=8$ баллов):

1 – эпицентр землетрясения по инструментальным данным; 2 – интенсивность сотрясений в баллах в пунктах; 3 – изосейста и её балльность; 4 – номер пункт согласно таблицы макросейсмических данных.

Таблица 1

Макросейсмические данные первой изосейст Кочкор-Атинского землетрясения 1992 г. $M_S=6,2$ (инструментальный эпицентр (*) $\varphi=41,10^\circ$ N, $\lambda=72,42^\circ$ E) [1]

№	Населенный пункт	φ° , N	λ° , E	Баллы (I)	№	Населенный пункт	φ° , N	λ° , E	Баллы (I)
	Эпицентр*	41,10	72,42	8	8	Хиля	41,02	72,43	7
1	Кыпчак-Тала	41,03	72,52	8	9	Карабулак	41,13	72,57	7
2	Бурганды	41,07	72,42	8	10	Кок-Таш	41,20	72,40	7
3	Лнин-Джол (колх.Кызылту)	41,07	72,62	7	11	Сакалды	40,97	72,55	7
4	Маданият	41,03	72,37	7	12	Ленин-Джол	41,07	72,63	7
5	Исбаскент	41,03	72,35	7	13	Наукент	41,05	72,58	7
6	Карагач	41,03	72,52	7	14	Шайдан	41,08	72,75	7
7	Кочкор-Ата	41,05	72,48	7					

Литература

1. Джанузакоев К.Дж., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии). Бишкек: Илим, 2003. 215 с.

ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЕРИМЕНТА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАБОРАТОРНЫМ ЯМР-РЕЛАКСОМЕТРОМ

Муравьев Лев Анатольевич, н.с.

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

e-mail: mlev@igeoph.net

научный руководитель: к.ф.-м.н. Жаков Сергей Васильевич

Объективная оценка запасов углеводородного сырья невозможна без определения извлекаемости флюида, находящегося в породах-коллекторах. Такой анализ осуществляется путем изучения микроскопической структуры горных пород из нефтеносных пластов. Импульсная ядерно-магнитная релаксометрия является одним из перспективных методов исследования петрофизических свойств горных пород-коллекторов [4]. В результате измерения сигнала ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) методом спигового эха получается релаксационная кривая, представляющая собой сумму затухающих по экспоненте сигналов. Каждый из них является результатом релаксационных процессов во флюиде (вода, нефть), которым насыщен исследуемый образец. Наличие связи между размером поры и временем релаксации флюида в ней позволяет по наблюдаемой кривой ЯМР-релаксации установить распределение пор в образце по размерам [5].

Основной аппаратурой для этих экспериментов являются ЯМР-каротажные приборы (ЯМК) для измерений в скважинах и лабораторные приборы ЯМР-релаксометры для исследований образцов керна и бурового шлама [6].

Для наблюдения явления ядерного магнитного резонанса образец помещается в сильное постоянное достаточно однородное магнитное поле, и в нем создается макроскопическая намагниченность [3]. Для регистрации сигнала в измерительной катушке, перпендикулярной внешнему магнитному полю, необходимо отклонить макроскопическую намагниченность на угол 90° . Для этого используется переменное поле с частотой, соответствующей условию резонанса: $\omega = \gamma \cdot B$ (γ – гиромагнитное отношение протона, B – внешнее магнитное поле). Скорость спада амплитуды возникающего сигнала является временем релаксации T_2 .

Для получения большой амплитуды сигнала за рубежом и в России применяют магнитное поле величиной от сотых до десятых тесла. Сигнал прецессии наблюдают методом спигового эха [3, 5], с помощью последовательности радиочастотных импульсов в последовательности Карра-Парселла-Мейбума-Гилла (рис. 1).

Основными параметрами импульсной последовательности являются:

T_E – интервал между 180-градусными импульсами и наблюдаемыми эхо-сигналами;

N_b – количество 180-градусных импульсов в последовательности;

T_w – время задержки (восстановления макроскопической намагниченности в образце, интервал между сериями импульсов);

N – общее число запусков (повторений) серий импульсной последовательности.

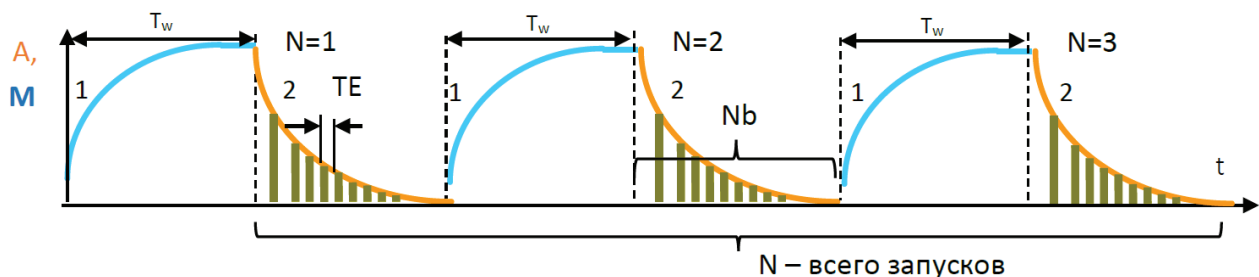


Рис. 1. Схема ЯМР эксперимента с применением последовательности импульсов Карра-Парселла-Мейбума-Гилла

*1 – поляризация образца постоянным магнитным полем,
2 – наблюдение сигнала ЯМР-релаксации.*

На рис. 1 обозначены: А – амплитуда сигнала ЯМР-релаксации, М – амплитуда макроскопической намагниченности образца. Для улучшения соотношения сигнал/шум данная последовательность, повторяется несколько раз. Измеренный сигнал (релаксационная кривая) в оцифрованном виде поступают в компьютер, где преобразовывается в распределение по временам релаксации (рис. 2). Получаемое распределение соответствует распределению пустотного пространства образца по размерам [5].

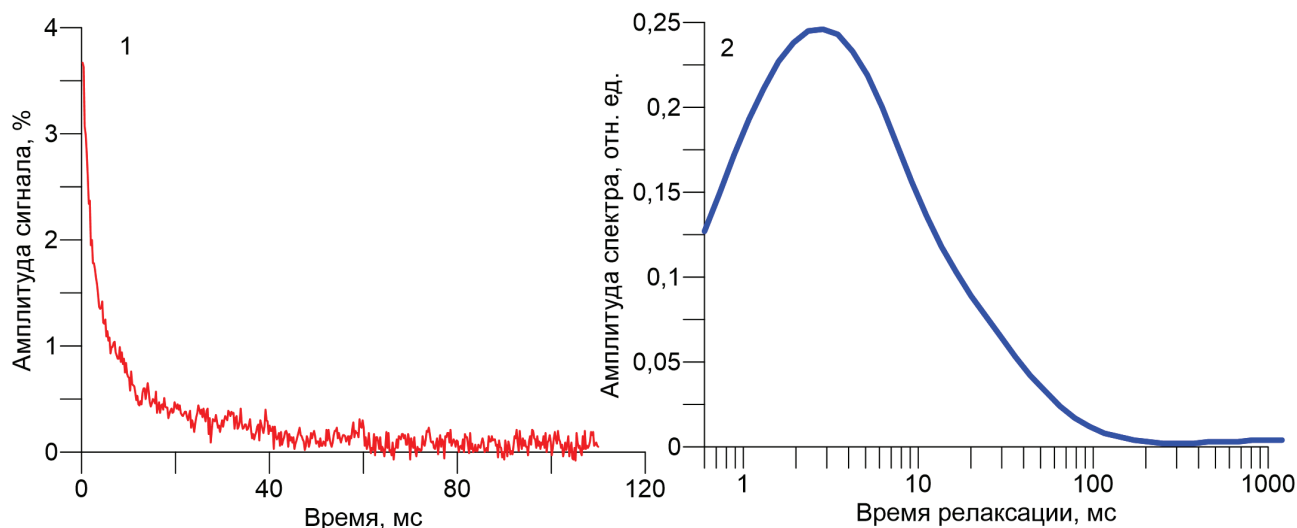


Рис. 2. Результаты ЯМР-эксперимента:

1 – релаксационная кривая, 2 – ее разложение по временам релаксации.

В России изготовлен ЯМР-релаксометр с постоянным поляризующим полем, значение которого сравнимо с полем ЯМК аппаратуры, что позволяет использовать его для предварительной настройки и корректной интерпретации результатов, полученных при каротаже. Разработанная оптимальная магнитная система релаксометра позволила существенно уменьшить размеры прибора в целом и сделать его транспортабельным, то есть применимым для работы на скважине в процессе бурения.

Точность оценок свойств образца в ЯМР-эксперименте существенно зависит от качества исходных данных. Максимальное соотношение наблюдаемого сигнала (релаксационной кривой) к шуму зависит от правильности настройки длительностей 90 и 180-градусных импульсов, которые осуществляют поворот макроскопической намагниченности образца. Амплитуда сигнала зависит также от точности соответствия частоты этих импульсов и частоты, на которой наблюдается явление резонанса при данной величине магнитного поля в системе релаксометра.

Корректное определение пористости образца определяется точностью калибровки прибора на уровень сигнала от эталона, пористость которого принимается за 100%, а правильность оценки проницаемости образца определяется математической процедурой разложения релаксационной кривой на времена релаксации [2].

Перед непосредственным проведением процедуры разложения кривой по временам релаксации можно применить предварительную обработку данных, включающую в себя удаление постоянной составляющей и подавление шума. Наблюдаемый в приборе сигнал представляет собой векторную сумму синфазной и квадратурной компонент, и предварительные обработки можно применить к каждой из них по отдельности.

В программное обеспечение ЯМР-релаксометра [1] добавлены блоки, отвечающие за корректный подбор длительностей радиочастотных 90 и 180 – градусных импульсов. Программа позволяет провести серию ЯМР-экспериментов с заданным пользователем диапазоном изменения подбираемых параметров. Ее интерфейс показан на рис. 3.

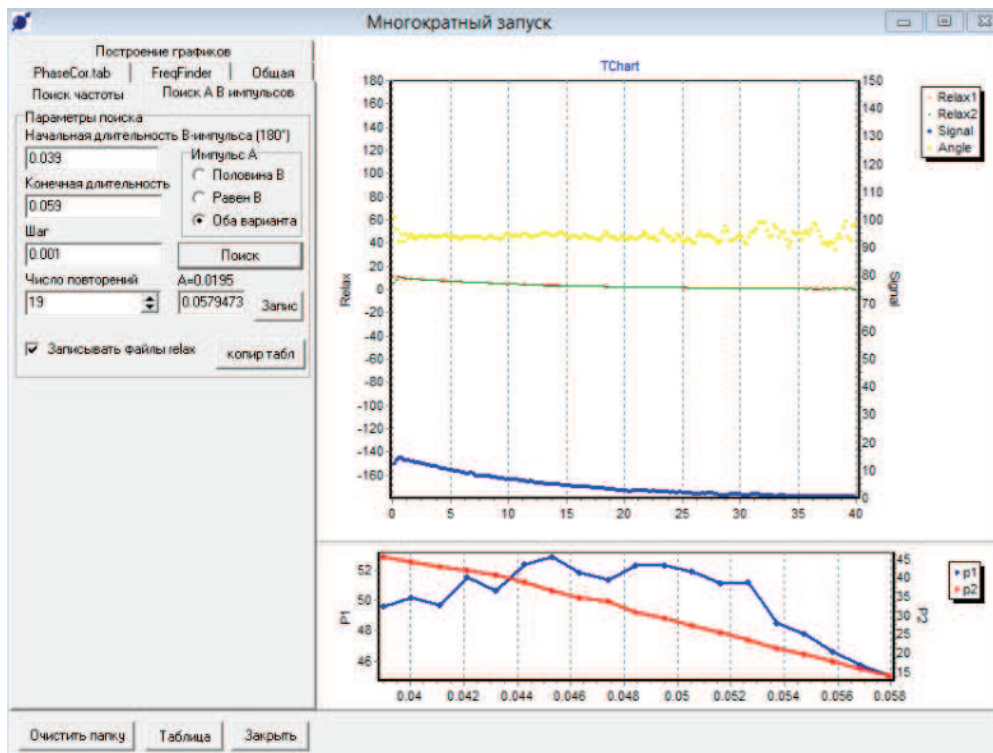


Рис. 3. Интерфейс блока программного обеспечения ЯМР-релаксометра, обеспечивающего подбор оптимальных длительностей радиочастотных импульсов

На основе тестов, проведенных с применением разработанного программного блока на современном портативном ЯМР-релаксометре предложена методика подбора параметров ЯМР-эксперимента, обеспечивающих максимальный уровень наблюдаемого сигнала.

Надежные исходные данные, получаемые при ЯМР-исследовании петрофизических свойств пород-коллекторов позволяют уточнить эмпирические зависимости между распределением по временам релаксации и характеристиками порового пространства изучаемых геологических сред. Это позволяет увеличить достоверность анализа коллекторских свойства образцов, повысить обоснованность оценок запасов месторождений углеводородного сырья и их извлекаемости.

Литература

1. *Доломанский Ю.К., Муравьев Л.А.* Программное обеспечение ЯМР-релаксометра. Уральский геофизический вестник, №1(16). Екатеринбург: УрО РАН, 2010.
2. *Муравьев Л.А., Фадеева Н.В., Бызов Д.Д., Шумская М.И.* Интерпретация данных ядерно-магнитной релаксометрии для изучения петрофизических свойств горных пород. Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам V науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых с междунар. участием): в 2 т. / отв. Ред. Е.Н. Батурин; Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2012. Т. 1. 404 с.
3. *Фаррар Т., Беккер Э.* Импульсная и Фурье спектроскопия ЯМР. М.: Мир, 1973. 165 с.
4. *Brown R.J.S., Chandler R., Jackson J.A., Kleinberg R.L., M.N. Miller M.N., Paltiel Z., Prammer* History of NMR Well Logging. Concepts in Magnetic Resonance (Spatial Thematic Issue). 2001. V. 13. № 6. Pp. 335–416.
5. *Coates G.R., Xiao Lizhi and Prammer M.G.* NMR Logging, Principles & applications. Hulliburton Energy Services Publishing, Houston, 2000, 234 стр.
6. *Gang Yu, Zhizhan Wang, K. Mirotchnik, Lifa Li.* Application of Magnetic Resonance Mud Logging for Rapid Reservoir Evaluation. Poster presentation at AAPG Annual Convention, Houston, Texas, April 9–12, 2006.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В УСЛОВИЯХ СЛОЖНОЙ ТЕКТониКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АТРИБУТОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Муртазин Дамир Гумарович
ПАО «Пермнефтегеофизика», г. Пермь
damirmrt@gmail.com

Аннотация. Динамическая интерпретация материалов 3D сейсморазведки, изучение терригенных коллекторов в условиях сложной тектоники, трассирование разрывных нарушений. Объект исследования: площадь сейсмических работ 3D Республики Коми.

Ключевые слова: сейсморазведка 3D, динамическая интерпретация, сейсмофации, когерентность, сейсмические атрибуты, терригенные отложения.

Актуальность данной работы обусловлено тем, что освоение природных ресурсов нефти в сложных терригенных коллекторах методами 3D сейсморазведки позволит повысить уровень добычи нефти и обеспечить успешность глубокого бурения.

Исходя из выше сказанного, целью данной работы является изучение особенностей строения терригенных коллекторов с использованием атрибутов сейсмической записи, решение которой осуществляется по данным 3D сейсморазведки одной из площадей Республики Коми.

В тектоническом плане район работ находится в пределах Лыжско-Кыртаельского вала Печоро-Колвинского авлакогена Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Многие зарубежные авторы и разработчики программного обеспечения делят сейсмические атрибуты на 2 группы: физические атрибуты и геометрические [5, 6]. Физические атрибуты характеризуются как атрибуты, которые непосредственно связаны с распространением волн, литологией и другими параметрами. Данные атрибуты используются для прогнозирования фильтрационно емкостных свойств коллекторов и используются на этапе динамической интерпретации. Геометрические атрибуты такие как: кривизна по углу падения и когерентность, используются для выделения искажения и вертикального смещения осей синфазности. Тем самым данная группа атрибутов как нельзя лучше подходит для трассирования нарушений и используется на этапе структурной интерпретации [6].

На следующем этапе была проведена динамическая интерпретация в интервале продуктивных отложений. На основе суммотрасс основного рабочего сейсмического куба рассчитаны кубы различных сейсмических атрибутов, зависящих от акустических свойств разреза:

- мгновенных параметров – амплитуд, частот, фаз (Гильберт-преобразование), кубы первой и второй производной сейсмического поля;
- кубы средних значений – амплитуд, частот, фаз;
- кубы атрибутов (RSA) в программном комплексе KINGDOM: Thin Bed Indicator (индикатор тонких слоёв, показывает близкорасположенные отражения), Shale Indicator (индикатор глин, комплексный атрибут, который включает в себя несколько атрибутов нацеленных на определение глинистых участков) и другие;

При построении карт атрибутов сейсмической записи использовались медианные значения в соответствующих временных окнах. Сейсмофациальные схемы основных продуктивных отложений рассчитаны при комплексировании карт различных динамических атрибутов с использованием метода нейронных сетей Кохонена в программном комплексе Stratimagic (Paradigm Geophysical).

На данной площади продуктивность связана с эйфельскими, старооскольскими, яранскими, джьерскими и тиманскими терригенными отложениями. Изучение продуктивных отложений и закономерностей их развития осуществлялось через анализ волновой картины

сейсморазведки во временных окнах соответствующих толщине каждого в отдельности продуктивного интервала отложений. При изучении продуктивных отложений и закономерностей их развития были использованы как атрибуты сейсмической записи, так и сейсмофациальные схемы.

Рассмотреть результаты изучения всех терригенных отложений с использованием динамических параметров сейсмической записи не представляется возможным в рамках данной статьи. Поэтому более подробно остановимся лишь на яранских отложениях по причине того, что в них установлена наиболее устойчивая связь между прогнозной картой и эффективными нефтенасыщенными толщами.

Для прогнозирования коллекторов в интервале яранских перспективных отложений на основе комплексной интерпретации трёх карт (классификация типов сейсмической записи, средние значения кумулятивных амплитуд, средние значения псевдоакустических импедансов) получена сейсмофациальная схема (рис. 1). Критерии изменения формы сейсмической записи, выявленные при одномерном сейсмомоделировании, показали, что наиболее перспективны на обнаружение коллекторов являются области повышенных значений амплитуд и зоны, соответствующие кластерам 8–12. Эти результаты дополняет карта распределения средних значений псевдоакустических импедансов. При анализе карты можно отметить ее схожесть в общих чертах с результатами кластерного анализа и изменением амплитуд. Высокие значения параметра импеданса соответствуют зонам распространения пород с улучшенными коллекторскими свойствами, что подтверждается скважинными данными. Использование набора атрибутов позволило получить более детальную сейсмофациальную схему развития коллекторов с коэффициентом корреляции с данными скважин 0,75 (рис. 1). Стоит отметить, что достоверность представленного прогноза снижается из-за сложного, блокового строения территории, отсутствия уверенной корреляции синтетических трасс и реального волнового поля.

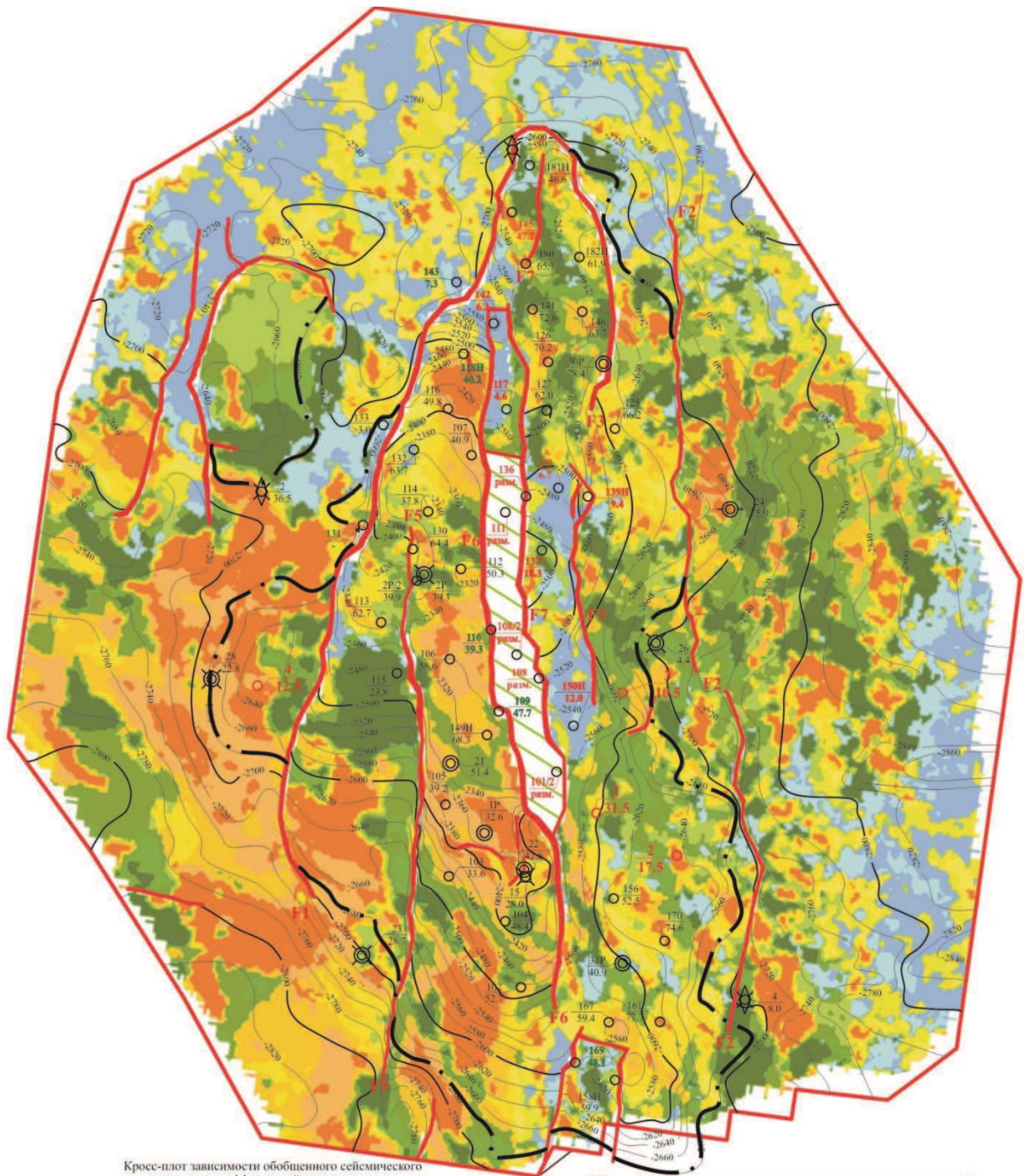
Кроме того, был проведен литолого-фациальный анализ по двенадцати скважинам, в которых есть кривая ПС, с использованием электрометрических моделей фаций и данных керна, что позволило наиболее полно и точно определить приуроченность тех или иных отложений к определенным литолого-фациальным обстановкам осадконакопления. Продуктивные отложения были разделены на лито-фациальные зоны согласно схожести кривых ПС (рис. 2) и электрометрических моделей [3]. Используя данную методику, представляется возможным наиболее качественно, при отсутствии части исходной информации, провести литолого-фациальный анализ, основываясь лишь на небольшом количестве керна и электрометрической модели фаций.

На сейсмофациальной схеме (рис. 1) выделены две зоны, обусловленные различными обстановками осадконакопления:

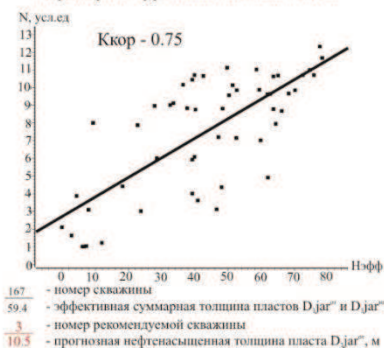
- I – песчано-алевролитовых отложений междельтовых каналов, кос и баров, с эффективной толщиной менее 20 м;
- II – песчаных отложений подводных дельтовых каналов (бороздин), кос, устьевых и вдольбереговых баров, с эффективной толщиной более 20 м.

Перспективной является II зона, в ней вероятно наличие эффективной толщины пласта 20–78 м.

В результате проведенного анализа сейсмических атрибутов, материалов ГИС и исследований керна, удалось более детально изучить терригенные отложения данной площади и определить наиболее перспективные участки для обнаружения залежей нефти.



Кросс-плет зависимости обобщенного сейсмического параметра от эффективной толщины пласта



Сейсмофациальные зоны развития терригенных отложений в условиях накопления фаций дельтового комплекса (морской край, подводная равнина):

- I зона - песчано-алевролитовых отложений междельтовых каналов, кос, баров (Нэфф < 20м)
- II зона - песчаных отложений подводных дельтовых каналов (бороздин), кос, устьевых и вдольбереговых баров (Нэфф > 20м)

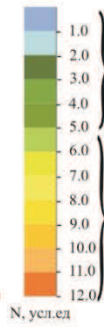


Рис. 1. Сейсмофациальная схема яранских отложений

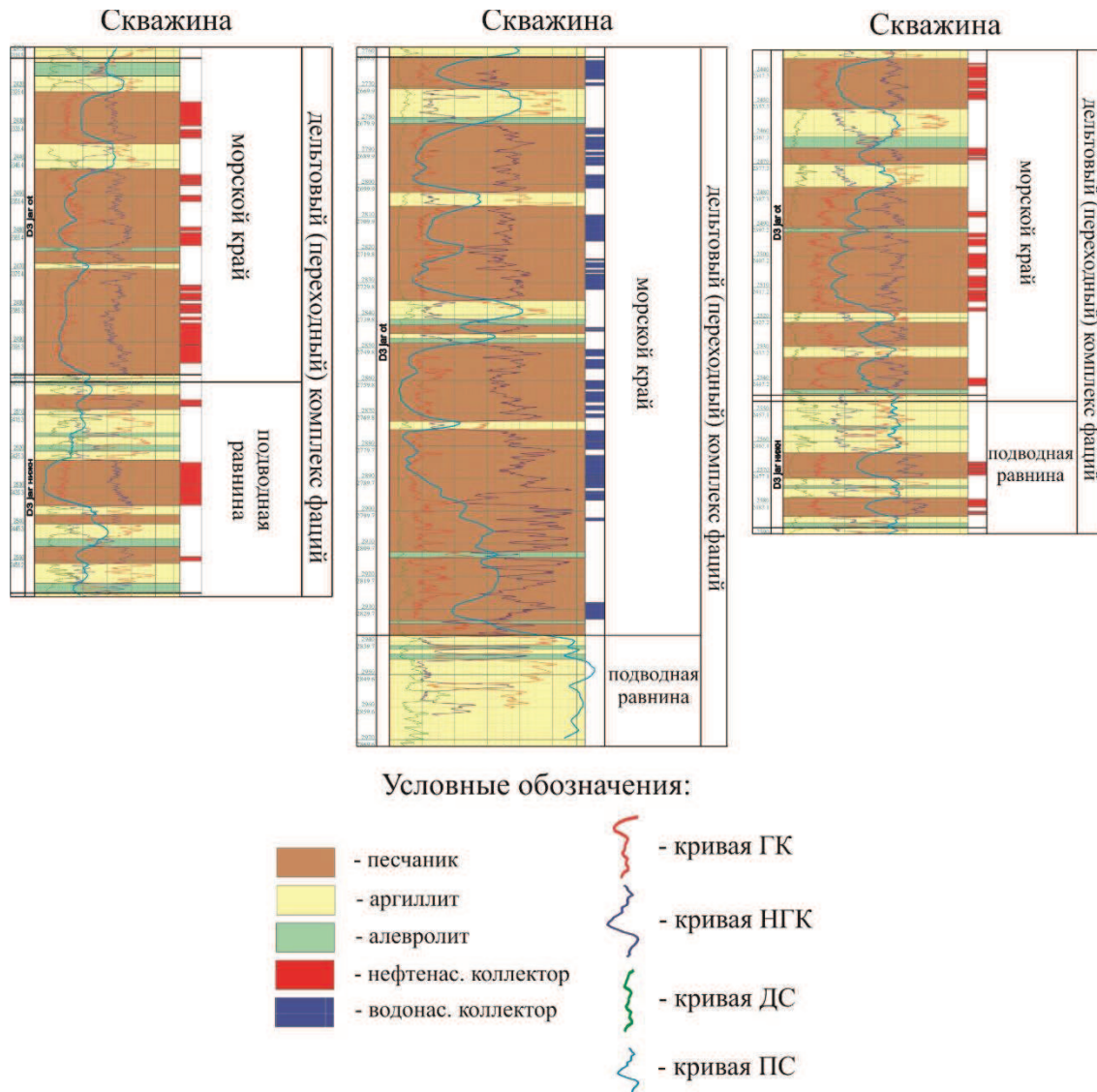


Рис. 2. Фациальная модель яранских отложений на примере скважин

Литература

1. Ампилов Ю.П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа М., ООО «Издательство «Спектр», 2008. 384 с.
2. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Издательство АИС, 2006. 744 с., 204 ил.
3. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
4. Никонов Н.И. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт. ОАО «ТП НИЦ», 2000, ОАО «ПНГ», № 3314.
5. SMT Kingdom 8.6. User Guide : Rock Solid Attributes for Seismic Interpretation : Rock Solid Attributes Defined.
6. D.Subrahmanyam, P.H.Rao. Seismic Attributes- A Review. // 7th Biennial International Conference and Exposition on Petroleum Geophysics: Proceedings/; Hyderabad, 208. p.398.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА РАДОНА В КУСОЧНО-ПОСТОЯННЫХ АНИЗОТРОПНЫХ СЛОИСТЫХ СРЕДАХ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Нафикова Альбина Ринатовна,

ст. преп. кафедры математического моделирования,

Стерлитамакский филиал БашГУ, г. Стерлитамак,

albinabikbaeva@gmail.com

Научный руководитель: Кризский Владимир Николаевич,

д.ф.-м.н., проф. кафедры математического моделирования,

Стерлитамакский филиал БашГУ, г. Стерлитамак

Математическое моделирование процессов распределения радона в грунте и его стока в приземный слой атмосферы связано с решением параболических краевых задач математической физики. Разработка математических моделей, алгоритмов решения и программ расчета процессов распространения радона – актуальная задача, имеющая практическое значение.

Ранее в работе [1] построена математическая модель трехмерной задачи диффузии-адвекции радона, учитывающая анизотропию диффузионных свойств геологической среды и геометрию локальных включений, и описан способ ее решения на основе методов интегральных преобразований, интегральных представлений и граничных интегральных уравнений. В соответствии с предложенным алгоритмом решения поставленной задачи разработан программный комплекс расчета поля объемной активности радона (ОАР) средствами компьютерной системы Maple. Составляющими данного комплекса являются программные модули, реализующие: 1) численное обращение преобразования Лапласа; 2) вычисление функции нормального поля радона; 3) вычисление функции Грина; 4) вычисление функции аномального поля радона.

В настоящей работе приводится сравнительное сопоставление результатов компьютерного моделирования с известными моделями для случая однородных кусочно-постоянных сред. Представлены результаты вычислительных экспериментов по исследованию процессов переноса радона в кусочно-постоянных анизотропных слоистых средах с включениями и взаимному влиянию параметров модели.

В соответствии с работой [2], проведен вычислительный эксперимент с диффузионно-адвективной моделью переноса радона для пятислойной горизонтально-слоистой среды с плоскопараллельными границами со следующими значениями ее параметров:

$$n = 5; \lambda = 2.1 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}; z_0 = 0 \text{ м}, z_1 = 1 \text{ м}, z_2 = 3 \text{ м}, z_3 = 6 \text{ м}; d_{0,0} = 1 \cdot 10^5 \text{ м}^2 / \text{с}; v_{0,0} = 0 \text{ м} / \text{с};$$

$$d_{i,0} = 3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 / \text{с}; v_{i,0} = 4 \cdot 10^{-6} \text{ м} / \text{с}; K_{i,em} = 0.2; \rho_{i,s} = 2700 \text{ кг} / \text{м}^3; \eta_i = 0.45 \text{ (} i = \overline{1,4}\text{);}$$

$$A_{1,Ra} = 90 \text{ Бк} / \text{кг}, A_{2,Ra} = 4 \text{ Бк} / \text{кг}, A_{3,Ra} = 30 \text{ Бк} / \text{кг}, A_{4,Ra} = 1000 \text{ Бк} / \text{кг}.$$

Сравнительный анализ результатов на вертикальном профиле $(2, 2, z)$, $z \in [0, 10]$, соответствующих моменту времени $t = 10^6 \text{ с}$, приведен в табл. 1, где: z – глубина, м; A_{gr} – значения ОАР [2], $\text{кБк} / \text{м}^3$; A_{num} – значения ОАР, найденные по разработанным алгоритмам, $\text{кБк} / \text{м}^3$; Δ – абсолютная погрешность, %; δ – относительная погрешность, %.

Таблица 1

Сравнительный анализ результатов для $t = 10^6$ с

$z, м$	$A_{gr}, кБк/м^3$	$A_{num}, кБк/м^3$	$\Delta, \%$	$\delta, \%$
0	0,0000	0,0001	0,01	-
1	2,3629	2,2798	8,31	3,52
2	0,4401	0,4465	0,64	1,45
3	0,9790	0,9736	0,54	0,55
4	2,8929	2,8628	3,01	1,04
5	27,6425	27,3560	28,65	1,04
6	149,4550	149,3438	11,12	0,07
7	271,0907	271,3304	23,97	0,09
8	295,2742	295,7716	49,74	0,17
9	297,1825	296,9868	19,57	0,07
10	297,2752	297,0000	27,52	0,09

Данные табл. 1 показывают, что максимальная относительная погрешность не превосходит 4%.

На рис. 1 показана динамика распределения ОАР в различные моменты времени $t: 10^5$ с; $2 \cdot 10^5$ с; $3 \cdot 10^5$ с; 10^6 с.

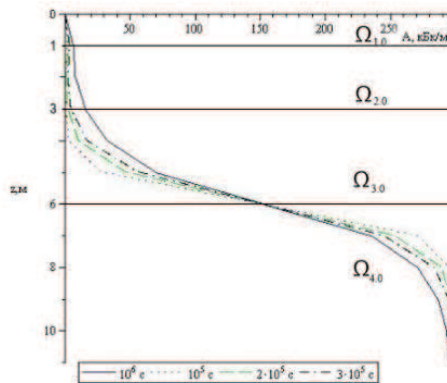


Рис. 1. Кривые распределения ОАР в различные моменты времени t

Проведены численные расчеты функции распределения ОАР в кусочно-однородной плоскопараллельной горизонтально-слоистой среде с шарообразным включением $\Omega_{4,1}$ радиуса $R = 0,5 м$ с центром в точке $(1, 1, 7)$ (рис. 2).

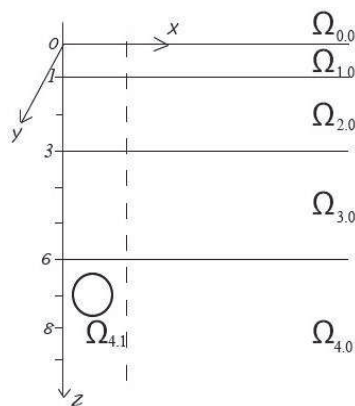


Рис. 2. Геометрия среды

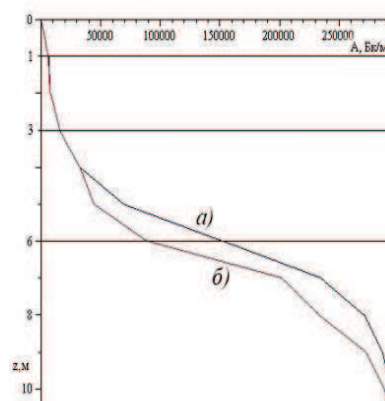


Рис. 3. График функции ОАР

Значения параметров среды соответствуют представленным выше. Физические свойства

включения заданы симметричным тензором диффузии $D_{4,1} = \begin{pmatrix} 3 \cdot 10^{-5} & 0 & 0 \\ 0 & 3 \cdot 10^{-5} & 0 \\ 0 & 0 & 3 \cdot 10^{-5} \end{pmatrix}$ и

скоростью адвекции $v_{4,1} = 4 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$.

Результаты численного моделирования по вертикальному профилю $(2,2,z)$, $z \in [0,1]$, приведены на рис. 3. На рис. 3, а изображен график функции нормального поля радона (без учета включений) при $t = 10^6 \text{ с}$. Влияние включения на ОАР отражено на рис. 3, б.

Для среды, геометрия которой представлена на рис. 3, показана зависимость ОАР от радиуса R шарообразного включения $\Omega_{4,1}$: $R = 0.5 \text{ м}$ и $R = 1.5 \text{ м}$ с центром в точке $(1,1,8)$ (рис. 4).

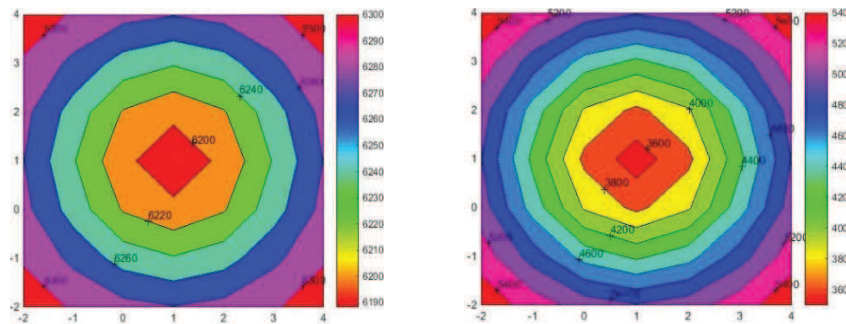


Рис. 4. Зависимость ОАР от радиуса включения

На рис. 5, а показан график поверхности искомой функции ОАР в изолиниях, в прямоугольнике $x, y \in [-2,4]$, в плоскости $z = 1 \text{ м}$. В случае анизотропного шарообразного включения $\Omega_{4,1}$, диффузионные свойства которого описываются тензором

$D_{4,1} = \begin{pmatrix} 3 \cdot 10^{-5} & 10^{-5} & 0 \\ 10^{-5} & 5 \cdot 10^{-5} & 0 \\ 0 & 0 & 3 \cdot 10^{-5} \end{pmatrix}$, график поверхности искомой функции ОАР в изолиниях

имеет вид (рис. 5, б).

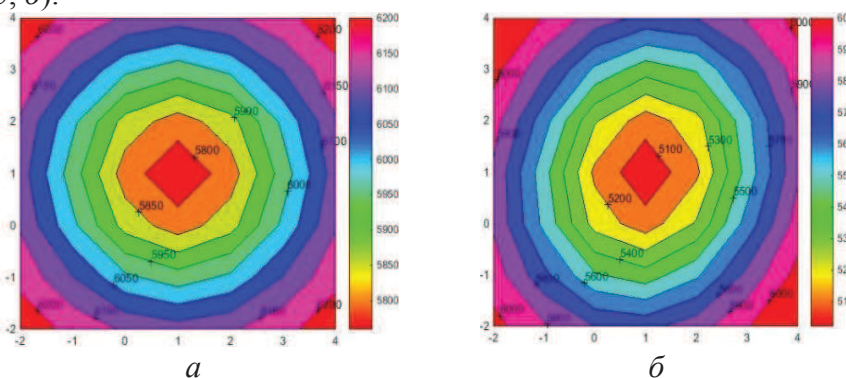


Рис. 5. График поверхности в изолиниях функции ОАР
а – однородное включение; б – анизотропное включение

Учет анизотропии при моделировании процессов переноса радона приводит к существенному изменению поля объемной активности радона и является значимым фактором, необходимым при описании математической модели поля в реальных геологических средах.

Таким образом, проведены сравнения с известными моделями для случая однородных кусочно-постоянных сред и вычислительные эксперименты по исследованию процессов

диффузии-адвекции радона в кусочно-постоянных анизотропных слоистых средах с включениями и взаимному влиянию параметров математической модели.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.ф.-м.н., проф. Кризскому В.Н.

Литература

1. *Кризский В.Н., Нафикова А.Р.* Математическое моделирование процессов диффузии-адвекции радона в кусочно-постоянных анизотропных слоистых средах с включениями // Вестник ЮУрГУ. Математическое моделирование и программирование. 2014. № 2. С.38–45.
2. *Яковлева В.С.* Численное решение уравнения диффузии-адвекции радона в многослойных геологических средах // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2011. № 1(2). С. 45–55.

ЭФФЕКТИВНЫЙ ПОИСК СИГНАЛОВ НА ЗАПИСЯХ ПАССИВНОГО СЕЙСМОМОНИТОРИНГА "МСА "МИХНЕВО"

*Непеина Ксения Сергеевна, м.н.с.
ФГБУН Институт динамики геосфер РАН
e-mail: nepeina.k@mail.ru*

научный руководитель: д.ф.-м.н. Санина Ирина Альфатовна

По данным Геофизической службы РАН с 2000 г. на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) зарегистрировано более 10 тектонических землетрясений [1]. Для решения задач сейсмобезопасности с целью предупреждения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2004 г. на территории ВЕП была установлена малоапертурная сейсмическая группа (МСГ) «Михнево» (54,96° с.ш., 37,77° в.д.). В работе описаны основные этапы процедуры обработки данных одиночной группы, позволяющие определить тип источника, возбуждающего колебания геологической среды, оценить его физические параметры и определить его координаты. Мониторинг сейсмичности ВЕП позволит выделить такие опасные техногенные и природные события, как платформенные землетрясения, обвалы и др.

Выделение сигналов на записи МСГ напрямую зависит от типа аппаратуры. В МСГ «Михнево» используются приборы СМ-3КВ, позволяющие регистрировать сигналы в широком частотном диапазоне (0,5–40 Гц) [2]. Запись ведется в непрерывном режиме. Многообразие сигналов (от природных, техногенных и природно-техногенных событий) порождает проблему их поиска и идентификации. Проблема заключается в том, что частотные диапазоны техногенных и слабых природных событий перекрываются, и только лоцирование позволяет утонить тип источника.

Преимущество использования малоапертурных групп заключается в возможности повышения отношения сигнал/шум при регистрации сейсмических сигналов за счет группирования датчиков. В случаях, когда импульсные колебания, лежащие в диапазоне энергий (10^{-8} – 10^{-2} Дж) требуют отдельного изучения, преимущество групповой обработки очевидно. Относительные задержки времени регистрации волн на разнесенных в пространстве каналах позволяют применить методы построения луча и частотно-волнового анализа для одиночных импульсов [3]. Но сильная изменчивость регистрируемых волновых форм из-за поляризации волн и неоднородности геологической среды затрудняют анализ.

Первоначальная задача выделения сигнала на непрерывной записи решается с помощью программного пакета «detect_CSS» (автор И.О. Китов, ФГБУН Институт динамики геосфер), позволяющего проводить цифровую обработку сейсмограмм формата CSS. Сейсмическая запись содержит сигналы как от телесеизмических (на расстояниях более 1000 км от группы), так от региональных (на расстояниях 30–1000 км от группы) и от локальных (на расстояниях 0,3–30 км от группы) событий. Существенное упрощение для исследования различных по масштабу событий – это разделение потоков обработки в зависимости от степени необходимой детальности.

Основной способ выделения полезных сигналов – полосовая фильтрация данных в нескольких частотных диапазонах. Ширина спектра искомого сигнала определяет специфичность волновой формы, что является решающим фактором для обеспечения высокой надежности идентификации источника. Для региональных событий целесообразно использовать фильтры: 2,5–7,5 Гц и 5–15 Гц.

Дополнительным способом избавления от помех чаще всего в задачах пассивной сейсмологии является введение порога обнаружения. Определение момента достижения порогового значения осуществляется с помощью алгоритма «*STA/LTA*». Произведя расчет отношения «энергетических сумм» в коротком (*STA*) и длинном (*LTA*) окнах, определяем значение, аналогичное отношению сигнал/шум – $SNR_i = STA_i / LTA_i$ (где *i* – номер отсчета на временной шкале).

Длина *STA*-окна обусловлена частотными характеристиками искоемых сигналов. Длина *LTA*-окна должна превышать длину *STA*-окна, по крайней мере, на два порядка. Усреднение амплитуд в окне длиной около минуты позволяет оценить мгновенное значение уровня шумового воздействия. Для локальных событий общая длина волновой формы не превышает 6 с (рис. 1, *a*), для региональных – 60–80 с (рис. 1, *б*).

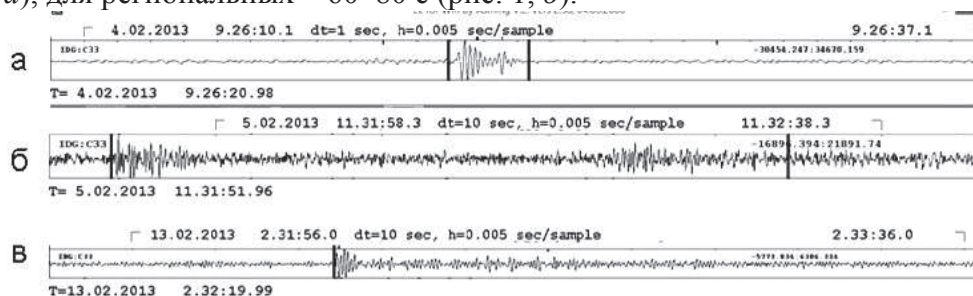


Рис. 1. Выделение сигналов

a – сигнал локального масштаба, *б* – сигнал регионального масштаба, *в* – телесеismicкая фаза; вертикальными линиями обозначена общая длительность сигнала

Значит, поиск «скользящим окном» должен осуществляться на записи, минимальная длина которой соответствует хотя бы одному периоду искомого сигнала, по записи длиной, равной длительности всего искомого сигнала. Теоретическая основа расчетов базировалась на работе [4].

Пороговое значение *SNR* определяется эмпирически, при этом $SNR \geq 2$. Увеличение амплитуд на каналах меньше, чем в два раза, может свидетельствовать о присутствии случайной помехи (рис. 2).

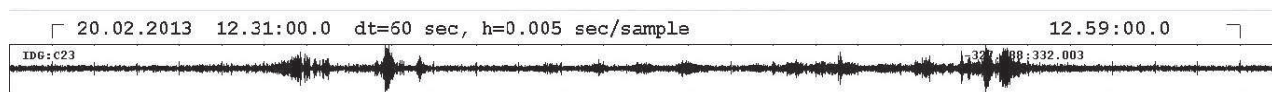


Рис. 2. Запись сигналов техногенного характера (проезд автомобиля)

Инструментами оптимизации процесса выделения сигнала являются визуальное, динамическое и статистическое изучение характеристик истинных и ложных срабатываний. Одной из причин пропуска может быть отсутствие или низкая амплитуда сигнала на вертикальных каналах при четких сигналах на горизонтальных каналах МСГ «Михнево». Второй распространенной причиной фактически является использование при автоматической обработке сильно зашумленных каналов. Для оптимизации процесса и настройки чувствительности при детектировании событий в качестве опорных сигналов использованы записи ранее регистрируемых известных заведомо истинных (отлцированных стандартным методом) природных (землетрясений) и техногенных событий (карьерных взрывов).

В результате экспериментальных исследований установлены длины *STA*- и *LTA*-окон (таблица).

Таблица

Длины окон для выделения целевых сигналов различного масштаба (МСГ «Михнево»)

	Локальные	Региональные	Телесеismicкие
<i>STA</i> (с)	0,2	0,6	0,5
<i>LTA</i> (с)	15	60	70

Для минимизации появления «ложных тревог» опытным путем получены следующие пороговые значения *SNR* для выделения сигнала. Локальные события $SNR = 5$, региональные и телесеismicкие $SNR = 3,5$. Однако в зависимости от общего шумового уровня в определенный период времени (например, в ночные часы) порог может подвергаться изменениям.

Для дальнейшей отбраковки найденных вступлений необходимо ввести ограничение рассматриваемого окна, в пределах которого происходит ассоциация различных фаз на равноудаленных от центра группы каналах. За счет введения оценки времен относительных задержек регистрации волн на каналах в зависимости от расположения точки регистрации в пространстве есть возможность сделать окно не статическим, а динамичным. В зависимости от частоты и скорости распространения волны суммирование по группе каналов на определенном угле поворота дает существенный выигрыш при расчете отношения сигнал/шум (рис. 3). Поскольку направление прихода волны и ее скорость заранее неизвестны, необходимо покрыть весь диапазон возможных значений. Для всех направлений от 0° до 360° используется набор скоростей, который определяется теоретическим диапазоном скоростей распространения упругих волн в осадочных породах. Использование различных наборов азимутов подхода луча и его скорости создает пространство гипотез, где критерием отбора является наибольшее отношение сигнал/шум. Для практического осуществления задания наборов плоскости антенны ставится в соответствие плоскость разбиения азимутов и скоростей. Этот метод широко распространен в геофизике и получил название «метод построения луча» (от англ. *beamforming*).

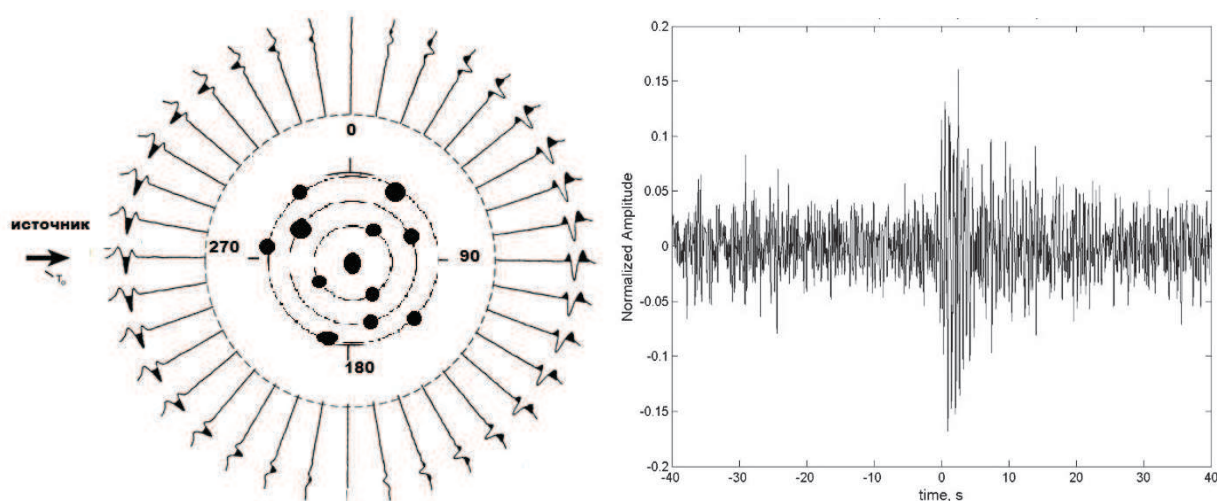


Рис. 3. Волновые импульсы для случая, когда источник волн расположен на одном из азимутов, а поиск осуществляется в пределах апертуры при повороте на 10° (слева), и суммированная лучевая трасса с максимальным $SNR=5,5$ (справа)

Использование метода выделения сигнала позволит в дальнейшем исследовать динамику геологической среды. Работа выполняется при поддержке грантов РФФИ 16-17-00095 и РФФИ 14-05-00743А.

Литература

1. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России. Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. М.: ГЕОС, 2013. 384 с.
2. Куликов В.И., Санина И.А., Гончаров А.И., Черных О.А., Нестеркина М.А., Волосов С.Г., Константиновская Н.Л. Особенности распространения сейсмических волн от карьерных взрывов на Русской платформе // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. Сб. докл. М.: ГЕОС, 2008. с. 89–97.
3. Кулеш М.А. Разработка методов частотно-временного анализа поляризационных и дисперсионных свойств волновых процессов. Автореф. дисс. ... д.ф.-м.н. Пермь: УрО РАН, 2008. 32 с.
4. Gibbons S.J., Kvaerna T., Ringdal F. Monitoring of seismic events from a specific source region using a single regional array: a case study // J. Seismol., 2005. Vol. 9. p. 277–294. DOI: 10.1007/s11589-007-0553-6.

МЕТОД ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (ГОРОД ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ)

Павлова Вероника Юрьевна

*м.н.с. лаборатории региональной геологии и геофизики,
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН;
старший преподаватель кафедры географии, геологии и геофизики,
Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга.
e-mail: sacura17041988@mail.ru*

*научный руководитель: к.г.-м.н., Делемень Иван Федорович в.н.с. лаборатории
теплопереноса ФГБУН Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, доцент и
почетный профессор Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга.*

Создание проекта и строительство без изучения и полного анализа геологических условий строительной площадки может привести к неравномерным осадкам зданий и сооружений, повреждениям и разрушениям инженерных сетей, к необратимым деформациям и их полному выходу из строя. Оценка всех особенностей геологии территории как основания инженерного сооружения производится в ходе инженерно-геологических изысканий, от полноты и качества которых зависит достоверность оценки и прогноза взаимного влияния здания и его основания, позволяет выполнить наиболее экономичное проектирование и последующее строительство, обеспечить равномерную осадку здания без деформаций конструкций в течение всего эксплуатационного периода. На основании полученных данных определяются наилучшие, наиболее оптимальные со всех точек зрения тип и глубина заложения фундамента с учетом всех вероятных факторов, влияющих на процесс строительства и эксплуатации инженерных конструкций. В связи с этим в инженерно-геологические изыскания стали широко внедряться современные методы исследования, среди которых метод георадиолокации.

При инженерно-геологических изысканиях используются возможности георадара по сканированию грунта для строительства. Решаются следующие задачи: изучение геологических разрезов с определением мощностей слоев и типов пород; определение положения уровня грунтовых вод; выявление зон повышенной обводненности; выявления участков развития опасных геологических процессов (картирование оползневых структур); выявление месторасположения инженерных сетей, кабелей, трубопроводов и строительного мусора.

Возможности использования метода георадиолокации¹ для решения инженерно-геологических задач изучены нами на примере города Петропавловск-Камчатский².

КГБУ "Камчатский краевой объединенный музей", улица Ленинская, 20

Работы выполнены по заданию ООО НИЦ «Геоконсалтинг».

Задача: Уточнение инженерно-геологических условий для реконструкции здания, расположенного у подножия потенциально оползнеопасного склона.

На радарограммах, полученных при георадарном профилировании на трёх профилях общей протяженностью 122 м хорошо проявляется слоистая толща рыхлых отложений до глубин 2–3 м.

По полученным данным, на двух профилях 1 и 2, пройденных вдоль северо-восточной и северо-западной стен здания, рыхлые отложения не нарушены, слои залегают горизонтально. Предположительно эти отложения представлены насыпными грунтами, которые были отсыпаны здесь при планировке территории. Ниже по склону (к западу от здания музея) в рельефе хорошо проявлена не глубокая (2–3 м) и не широкая (около 20 м) ложбина, она же

¹ Георадарные исследования были выполнены с использованием георадара «ОКО-250» (экранированный разборный антенный блок АБ-250, построен по схеме с оптической развязкой, центральная частота 250 МГц, разрешающая способность 0,25 м, габариты в собранном виде 1100*430*130 мм, масса (в собранном виде) 10 кг, потребляемая мощность 7,0 Вт, перемещение на монолыже).

² В качестве примера, в данных тезисах представлено описание некоторых объектов исследования.

видна над уступом, врезанном в склон при планировке территории. Само же здание располагается на выровненной территории, сформированной за счет планировки и отсыпки этой ложбины. Севернее и южнее участка располагаются другие ложбины, подобные описанной на территории музея. Северную ложбину пересекает георадарный профиль 3, и на нем видно, что мощность отложений, выполняющих её, невелика (5–6 м). Ложбины имеют, скорее всего, не аллювиальное, а пролювиальное происхождение, т.е. осадконакопление происходило при весеннем снеготаянии и осенних ливнях [1].

С помощью георадарного профилирования на исследованной площадке оползневые тела в строении грунтового основания площадки не отмечены. Для обеспечения устойчивости склонов следует избегать подрезки склонов ниже площадки расположения здания музея (на участке трассы улица Ленина), а также нарушения условий дренажа грунтовых вод выше по склону (на участке улиц Партизанская и Чирикова).

На карте сейсмического микрорайонирования исследуемая площадка находится в подзоне 9 Б. В эту подзону вошли участки, сложенные супесчаными и щебенистыми грунтами, плотными и средней плотности, при уровне грунтовых вод ниже 3 м от поверхности. В этой же подзоне делювиальные, аллювиально-морские и элювиально-делювиальные отложения средней плотности, представленные крупнообломочными отложениями (при уровне грунтовых вод ниже 2 м).

При соблюдении рекомендаций о соблюдении условий дренажа вышележащих склонов и сохранении нижележащих склонов (не подрезать их) общая устойчивость данного склона и устойчивость основания здания музея обеспечена.

Территория предприятия, расположенного в микрорайоне Киртички³

Задача: выявление кабелей связи, отсутствующих на инженерной схеме.

Одна из проблем при строительных работах на территории – это низкое качество документации сетей, простои и штрафы в результате возможного обрыва при земляных работах. Часто данные о местоположении подземных объектов весьма приблизительные или настолько засекреченные, что недоступны даже для компетентных организаций. Поскольку повреждение одного кабеля связи стоит около 50000 рублей, определение их точного расположения становится важной задачей.

Метод георадиолокации позволяет выявлять кабели связи, которые часто выделяются на радарограммах в виде аномальных участков – вертикальных зон так называемой “звучащей” записи, интенсивность которой практически не меняется с увеличением времени.

Мыс Чавыча, площадка очистных сооружений

Работы выполнены по заданию ООО НИЦ «Геоконсалтинг».

Задача: реконструкция в связи с увеличением расходов сточных вод и возросшими требованиями к качеству очищенной воды.

В 1998 г. было обращено внимание на наличие признаков оползневой опасности склонов на участке размещения очистных сооружений [2]. Поэтому при проведении инженерно-геологических изысканий в 2011-2012 годах под реконструкцию очистных сооружений, было принято решение изучить оползневую опасность территории с использованием комплекса геолого-геофизических методов. Было установлено наличие современных оползневых деформаций склона, и опасность их развития в будущем [3]. Уже в начале работ по реконструкции очистных сооружений с реализацией противооползневых мероприятий, 24 февраля 2013 года при проходке одной из траншей при обвале грунта, сгававшего борт траншеи, погиб рабочий.

С ноября 2011 г. по апрель 2012 года на мысе Чавыча ООО НИЦ «Геоконсалтинг» были выполнены сейсморазведочные работы по методу преломленных волн в комплексе с методом георадиолокации.

В результате проведения работ удалось обнаружить тела древних оползней и склон палеоручья.

³ В связи с требованиями заказчика, название предприятия не разглашается.

Выводы

- Показано, что в условиях г. Петропавловска-Камчатского метод георадиолокации позволяет проводить инженерно-геологические изыскания, не нарушая целостность поверхности; обеспечивает мобильность и высокую скорость проведения работ; требует минимального количества обслуживающего персонала; характеризуется обнаружением и картографированием неоднородностей в режиме «реального времени», а также возможностью точного определения глубины залегания картируемых границ.

- Метод георадиолокации эффективен в условиях тесной городской застройки с интенсивным движением транспорта и мощными электромагнитными помехами. Сканирование георадаром позволяет оценить различные аспекты пригодности грунтового основания для застройки. Важно отметить значимость георадара для выявления оползневых зон и месторасположения инженерных сетей. Георадиолокация позволяет также оценивать содержание влаги и эрозию грунтов.

- Выполненные георадарные исследования на строительных объектах г. Петропавловска-Камчатского позволили уточнить строение грунтового основания, распределение литологических типов грунтов в разрезе, мощности техногенных грунтов, выявить положение линейных коммуникаций и уточнить строение оползневых склонов. Благодаря полученным данным, появляется возможность принять правильные решения при проектировании объектов строительства, в результате чего инженерные изыскания становятся менее затратными.

Работы выполнены по заказам ООО НИЦ «Геоконсалтинг», ОАО «КамчатТИСИЗ» и ООО «Квантум». Публикация результатов согласована с указанными организациями, а дополнительная обработка первичных данных выполнена в рамках Программы стратегического развития ФГБУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.

Благодарности: научному руководителю к.г.-м.н. И.Ф. Делемену, директору ООО «Камчатск-ЭнергоСпецРемонт» В.И. Чеховичу, генеральному директору ОАО «КамчатТИСИЗ» С.А. Гуськовой, генеральному директору ОАО «Квантум» Н.Ю. Абиеву и генеральному директору ООО НИЦ «Геоконсалтинг» И.В. Шатило за сотрудничество и полезные консультации.

Литература

1. Делемень И.Ф., Павлова В.Ю., Константинова Т.Г. Уточнение инженерно-геологических условий краеведческого музея в г. Петропавловске-Камчатском на ул. Ленинская, 20. Отчет. Петропавловск-Камчатский. 2012. 25 с. Архив ООО НИЦ «Геоконсалтинг».
2. Делемень И.Ф. Заключение об оползневой опасности склонов на участке размещения очистных сооружений на мысе «Чавыча» / Институт вулканологии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 1998. 20 с.
3. Делемень И.Ф., Константинова Т.Г., Акбашев Р.Р., Бубнов А.Б., Берсенёва Н.Ю., Лунгул О.М., Павлова В.Ю., Рылов Е.С. Уточнение сейсмических условий и оползневой опасности на объекте «Реконструкция канализационных очистных сооружений "Чавыча"». Петропавловск-Камчатский. 2012. 117 с. Архив ООО НИЦ «Геоконсалтинг».

ОСОБЕННОСТИ ДАННЫХ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ КАМЧАТКИ

Павлова Вероника Юрьевна

*м.н.с. лаборатории региональной геологии и геофизики,
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН;
старший преподаватель кафедры географии, геологии и геофизики,
Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга.
электронная почта: sacura17041988@mail.ru*

*Научный руководитель: к.г.-м.н., Делемень Иван Федорович в.н.с. лаборатории
теплопереноса ФГБУН Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, доцент и
почетный профессор Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга.*

В условиях Камчатки геологический разрез даже в приповерхностной части земной коры вследствие формирования отложений и дислокаций сейсмиков, аккумуляции продуктов деятельности вулканов и частой перестройки рельефа, могут отличаться значительной фациальной изменчивостью состава слоев, их мощности и глубин залегания, появлением в разрезах рвущих и секущих тел и разрывов. Это осложняет интерпретацию радарограмм и требует выработки новых подходов к их обработке.

Особенности обработки данных (работа в модуле обработки файлов программы GeoScan32)

Анализ радарограмм начинается с выделения осей синфазности отраженных волн, которые не связаны с наличием реальных границ в разрезе, а являются волнами-помехами (воздушные, кратные и неполнократные отражения). И соответственно, удаление помех.

Для удаления влияния низкочастотной помехи с целью выделения отражений от точечных объектов можно использовать полосовой и режекторный фильтр. Главная задача при данной процедуре – не удалить часть полезного сигнала. В этом поможет проверка – коррекция профиля усиления.

Для удаления помех переотражения с целью выделения отдельных объектов в грунте можно использовать горизонтальную полосовую фильтрация. При этой процедуре можно удалить воздушное отражение, но перед этим сделать проверку. С помощью опции «Уклон» можно автоматически установить скорость электромагнитной волны. Если модуль скорости ниже 30 см/нс – объект в грунте. Если модуль скорости выше 30 см/нс – воздушное отражение.

Если объекты на радарограмме просматриваются плохо, можно использовать медианный фильтр. Использование автоматической регулировки усиления (АРУ) позволяет четко увидеть волновую картину для последующей интерпретации.

Для выделения областей радарограммы с высокими и низкими энергиями отраженного сигнала поможет преобразование Гильберта, в программе опция «Выделение огибающей».

В изучение спектра волновой картины, выделения амплитудного и фазового (преобразование Фурье) используем опцию «Поле спектров».

Опция обработки «Сглаживание» применяем для удаления хаотических шумов из радарограммы путем локальной фильтрации в окне размером три отсчета по глубине на три трассы. После применения такого фильтра шум сглаживается, но вместе с тем размываются контуры изображения. Восстановить контуры изображения поможет применение опции «Выделение контура».

Если стоит задача, собрать гиперболические отражения от точечных объектов в локальные области с интенсивным сигналом, используем опцию «Синтез апертуры».

Для удаления регулярных помех по горизонтали и визуализации полезных отражений применяем опцию «Вычитание среднего», а для улучшения визуального отображения отраженных сигналов на радарограмме в программе GeoScan32 предусмотрены две опции: изменение профиля усиления и подбор контрастности и яркости изображения.

Проведение всех этих процедур обработки радарограмм и их комбинация зависят от поставленной задачи. Отталкиваясь от нее, проводишь соответствующую обработку, чтобы не удалить полезную информацию. В итоге, после проведения таких процедур обработки, радарограмма “готова” к последующей интерпретации.

Особенности интерпретации данных

Цель интерпретации георадиолокационных данных – получение максимально полной информации о геологическом строении объекта исследования. С этой целью привлекается имеющаяся геологическая информация (карты, разрезы по скважинам, шурфы) об объекте.

При наличии такой информации производим режим послойной обработки с выделением границ, соответствующих геологическим. Для каждого выделенного слоя производим подсчет значений скорости распространения электромагнитной волны в точках профиля, соответствующих положению скважин. Расчет производится по формуле:

$$V = \frac{2H}{t}, \text{ где } H \text{ – толщина слоя (см), } t \text{ – время прихода отраженной волны (нс).}$$

Затем для каждого слоя рассчитывается значение диэлектрической проницаемости слоя по формуле:

$$\varepsilon = \left(\frac{30}{V}\right)^2, \text{ где } V \text{ – скорость электромагнитной волны в слое.}$$

Особенностью метода георадиолокации является выделение слоев со значительной фациальной изменчивостью, возможностью выделить в разрезах рвущие и секущие тела и разрывы, увидеть морфологическое строение участка работ.

Результаты и их обсуждение

Георадиолокационное исследование проведено с помощью георадара «ОКО-250» (экранированный разборный антенный блок АБ-250, построен по схеме с оптической развязкой, центральная частота 250 МГц, разрешающая способность 0,25 м, габариты в собранном виде 1100*430*130 мм, масса (в собранном виде) 10 кг, потребляемая мощность 7,0 Вт, перемещение на монольжге).

Были выбраны разные районы исследований, с целью получить георадиолокационные данные, чтобы увидеть возможности работы прибора и оценить его работу в «непростых» геологических условиях. В данной работе представлены следующие объекты исследований: зона разгрузки термальных вод на участке Карымшинской гидротермальной системы; активный кратер вулкана Горелый; Гореловская кальдера; подножие вулкана Мутновский.

⁴Карымшинская гидротермальная система располагается к западу от вулканов Восточно-Камчатского вулканического пояса в пределах долины рек Паратунка и Карымшина и является составной частью Верхне-Паратунской геотермальной системы, приуроченной к зоне гигантской кальдеры древнего потухшего супервулкана, располагающегося между гор Ягодное, Толстый мыс, Горячая, Бабий камень. Структурная позиция этой системы определяется пересечением сброса-сдвига, протягивающегося вдоль оси этой долины с поперечным к нему разломом. По данным георадиолокации непосредственно на поверхности залегают рыхлые отложения коллювиального, флювиогляциального и аллювиального происхождения, и лишь в южной части площадки георадарных исследований вдоль кромки террасы выходят на поверхность скальные породы и их элювий. Для радарограмм характерно субгоризонтальное и хаотическое расположение осей синфазности и наличие отраженных электромагнитных волн до глубины 4 м, затем наблюдается их затухание с глубиной. Это обуславливает залегание несортированных валунно-галечниковых отложений, затем - массивных туфов. Местами выделяются зоны трещиноватости представленные на радарограммах проходящей волной.

Вулкан Горелый – один из действующих вулканов Камчатки, ближайший к г. Петропавловск-Камчатский. Он находится в относительно доступной местности в 70 км от города и в 25 км от берега Тихого океана. Например, в результате проведения работ в

⁴ В качестве примера, в данных тезисах представлено описание некоторых объектов исследования.

Гореловской кальдере получен георадиолокационный разрез длиной 950 м до глубины 6 м. По данным предшествующих работ и описанию шурфов разрез представлен чередованием вулканических песков черного, темно-серого, желтого цвета с примесью гравия пемзы. На радарограмме отложения лавовых потоков андезитобазальтов, базальтов и их элювия выделяются в виде хаотического расположения осей синфазности, затуханием электромагнитных волн, выделением линз. Отложения аккумулятивных равнин, где встречаются вулканические пески, на радарограмме представлены в виде горизонтального расположения осей синфазности, последовательно залегающих друг на друга. Характерно некоторое наклонное залегание осей синфазности, их падение к северо-восточному направлению. На глубине 6 м практически всё днище кальдеры сложено водонасыщенными отложениями. Начиная с глубины 5 м и выше степень увлажнённости отложений меняется, от сильно увлажненных осадков до сухих. В вертикальном сечении форма зон увлажнения куполовидная, с суживающимися в направлении земной поверхности вершинами. На участках расположения сухих грунтов видно, что они представляют собой чашеобразные мульды. Визуальное изучение разрезов в шурфах позволяет сделать вывод, что мульдообразные понижения сложены песками. На этих участках в периоды снеготаяния формируются озера, в которых происходит вмывание тонких пелитовых и глинистых фракций (продуктов разрушения пемз и пепла) в песок. Увеличение их содержания в песке приводит к формированию локального водоупора, служащего дном озера. При вибрации (например, при движении транспорта), связь между частицами песка нарушается, и почти мгновенно происходит его разжижение. Кальдерный уступ проявлен двояко. Прилегающая со стороны днища кальдеры часть разреза осушена, причем граница между сухими и увлажненными породами четкая и практически вертикальная. Так как нарушений слоистости на этой границе не наблюдается, то, скорее всего мы видим здесь зону разуплотнения осадков за счет гравитационного оседания толщи осадков в сторону кальдеры. Непосредственно над уступом и на плато около него хорошо видно наличие локальных несогласий в залегании слоев. Примечательно, что как над уступом, так и на плато, мульдообразные депрессии в разрезе исчезают. Водонасыщение характерно лишь для отложений, расположенных в верховьях ручьев, дренирующих плато.

Вывод

Описанные выше алгоритмы интерпретации радарограмм и полученные результаты позволяют уверенно выделять элементы строения слоистой структуры, а также угловые несогласия в приповерхностной части земной коры. Сложнее обстоит дело с выделением дизъюнктивных и пликативных нарушений. Лишь в редких случаях (наличия контрастных по диэлектрическим свойствам толщ) позволяют увидеть разрыв, а также в тех случаях, когда отмечается значительная амплитуда вертикальных смещений вдоль сместителя разрывного нарушения. Во всех иных случаях разрывы удаётся выделить только лишь на основе анализа структурно-вещественных парагенезисов разрывных зон, а также анализа изменения мощностей слоёв, выделенных на радарограммах. При изучении структурно-вещественных парагенезисов могут быть полезны методы обработки изображений. При такой обработке принципиально важным является разделение фона и локальных аномалий изображения. Подобная фильтрация позволяет выделить тонкие детали изображения, незаметные ранее.

Благодарность: научному руководителю к.г.-м.н. И.Ф. Делемену за полезные консультации и помощь в обработке результатов.

Исследования выполнены по теме 1 Программы ФНИ государственных академий наук на 2014–2016 гг. по направлению исследований в части 67 «Фундаментальные проблемы развития литогенетических, магматических, метаморфических и минералообразующих систем» (ИВиС ДВО РАН) и при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПЕРЕНОСА РАДОНА В ЗОНЕ ПОЛНОГО ВЛАГОНАСЫЩЕНИЯ НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Паскарь Сергей Юрьевич,

*магистрант второго года обучения физико-математического факультета,
направления подготовки «Прикладная математика и информатика»,
профиль подготовки «Математическое моделирование
и вычислительные технологии»,*

*ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга»,
ул. Пограничная, д.4, г. Петропавловск-Камчатский,
e-mail: paskarysy@mail.ru*

Макаров Евгений Олегович,

*м.н.с., лаборатория акустического и радонового мониторинга, Камчатский филиал
геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, ice@emsd.ru
научный руководитель: к.ф.-м.наук Паровик Роман Иванович*

Ключевые слова: радон, трещиновато-пористая среда, математическая модель, сжатие, растяжение.

Введение

Процесс миграции радона в верхней толще горных пород в зависимости от литологического состава приповерхностных отложений интенсивно начал изучаться с начала 40 годов прошлого века с целью отработки методики поиска месторождений урановых руд [2, 8]. Этот вопрос также представляет большой интерес при оценке предельно допустимых концентраций радона в нижних этажах жилых зданий и промышленных сооружений [3]. В последние несколько десятков лет изучение механизма переноса радона в грунтах обсуждается в связи прогнозом сильных землетрясений и горных ударов в шахтах [1, 6]. Миграция радона в поровом пространстве горных пород происходит благодаря двум основным механизмам транспорта – диффузионного и конвективного, на которые накладываются значительное количество факторов. Универсальная математическая модель, которая бы полно описывала процесс переноса радона в различных физико-литологических условиях, не известна. Хотя достаточно много моделей разработано с определенными допущениями [2, 5, 7].

В данной работе рассмотрена предвестниковая аномалия землетрясения, зарегистрированная в районе Паратунского геотермального месторождения на Камчатке, которая, в первом приближении, может быть описана математической моделью распространения радона в потоке воды, что подтверждается её формой записи.

Физико-математическая модель переноса радона посредством водной среды

Для описания и прогноза поведения радона в грунтовых водах, а также для интерпретации данных изотопного опробования природных вод в 30-х годах прошлого века была разработана физико-математическая модель переноса радона в природной водной системе [Огильви, 1928], которая в дальнейшем усовершенствована в работах [Гудзенко, Дубинчук, 1987, Dubinchuk, 1991].

В математической модели переноса радона в потоке водной среды [Огильви, 1928] использовались следующие параметры: M и A – суммарное содержание и активность Rn на единицу объема V среды; C , a – концентрация и удельная активность радона Rn в среде; $Q = v \cdot S = [m^3 \cdot c^{-1}]$ – расход воды в системе. Эти параметры связаны следующими соотношениями:

$$M = C \cdot V, A = \lambda_p \cdot M = \lambda_p \cdot C \cdot V = a \cdot V, a = \lambda_p \cdot C, \quad (1)$$

где $\lambda_p = 2.1 \cdot 10^{-6} c^{-1}$ – константа радиоактивного распада радона, связанная со средним временем жизни радона $\tau_p = \lambda_p^{-1}$ [4].

В модели предполагается мгновенное полное поперечное перемешивание Rn и отсутствие перемешивания в продольном направлении, при этом скорость эманирования (q) определяется следующим образом [Гудзенко, Дубинчук, 1987]:

$$q = \begin{cases} 0, x < 0 \\ q_0 = \text{const}, 0 \leq x \leq l^* \\ 0, x > l^* \end{cases} \quad (2)$$

Для концентрации радона $C = M/V$ с учётом того, что $V = l \cdot S$ из уравнения (2) с нулевой начальной концентрацией, получаем следующую задачу:

$$\frac{dC(t)}{dt} = q - \lambda_p C(t), C(0) = 0, \quad (3)$$

Таким образом, общее решение задачи с учетом условия (3) согласно [Гудзенко, Дубинчук, 1987], имеет вид:

$$C\left(t = \frac{x}{v}\right) = \begin{cases} 0, x < 0, \\ C_\infty [1 - \exp(-\lambda_p t)], 0 \leq x \leq l^*, \\ C_\infty [1 - \exp(-\lambda_p t^*)] [\exp(-\lambda_p (t - t^*))], x > l^*, \end{cases} \quad (4)$$

здесь $C_\infty = \frac{q_0}{\lambda_p}$, $t = \frac{V_{\text{вод}}}{Q} = \tau_n(x)$ – время пребывания воды и радона в системе на участке длиной x ; $t^* = l^*/v = V_{\text{вод}}/Q = \tau_n^*$ – время пребывания воды и радона в активной зоне; $t - t^* = (x - l^*)/v = l/v = V_{\text{вод}}/Q = \tau_d$ – время движения воды и компонента до точки наблюдения, находящейся на расстоянии l от края активной зоны; $V_{\text{вод}}(x) = xSn$ – объём воды в системе; $V(x)$ – объём системы; n – пористость.

На последней стадии подготовки землетрясений структурная неоднородность геосреды приводит к возникновению концентрации напряжений сжатия или растяжения в разломных зонах. Если наблюдения проводятся в районе развитой гидрохимической системы, то ее общая реакция на деформационное воздействие пропорциональна интегральной сумме пространственно-временных вариаций деформационного поля. При этом внутренняя свободная энергия молекул таких газов, как Rn, He может превышать порог потенциального барьера, препятствующий их выходу из кристаллической решетки в межпоровое пространство. В результате чего в подпочвенном воздухе и в газах, растворенных в подземных водах, происходит формирование радоновых аномалий. Тогда общее решение задачи сводится к поиску зависимости приращения концентрации радона от времени [Dubinchuk, 1991].

$$\begin{cases} \Delta C(t) = 0, t \leq 0, \\ \Delta C(t) = \Delta C_{\text{max}}(1 - e^{-\Lambda t}), 0 < t < t_s, \\ \Delta C(t) = \Delta C_{\text{max}}(1 - e^{-\Lambda t_s})e^{-\Lambda(t-t_s)}, t \geq t_s, \end{cases} \quad (5)$$

где $\Delta C_{\text{max}} \sim \sigma_0/\lambda_p$; σ_0 является показателем напряжения геосреды; t_s – время пребывания воды и радона в активной зоне $\Lambda = \lambda_a + \lambda_w + \lambda_p$ – обобщенный кинетический параметр системы; λ_a – постоянная, характеризующая абсорбцию на стенках капилляров; $\lambda_w = Q/V$ – постоянная, характеризующая пропускную способность гидрохимической системы; Q – расход потока в системе, V – водообменный объём системы; λ_p – постоянная распада радона.

Результаты моделирования

Хотя вертикальное движение подземных вод по дизъюнктивным зонам, в отличие от рассмотренного горизонтального случая, полностью не может удовлетворять условиям модели, но сделаем попытку на качественном уровне применить рассмотренную модель к зарегистрированным аномалиям. Если исходить из формы зарегистрированной аномалии и теоретических кривых из работы [Dubinchuk, 1991], то время действия прямоугольного импульса напряжений можно принять 3 суток. Для упрощения задачи рассмотрим равномерный прямоугольный импульс с наименьшей амплитудой. Обобщенный

кинетический параметр системы определяем подбором наилучшего совпадения кривых. Исходя из этих условий, рассчитан теоретический отклик и проведено сравнение формы теоретических и экспериментальных кривых на рисунке, где кривые нормированы на максимум.

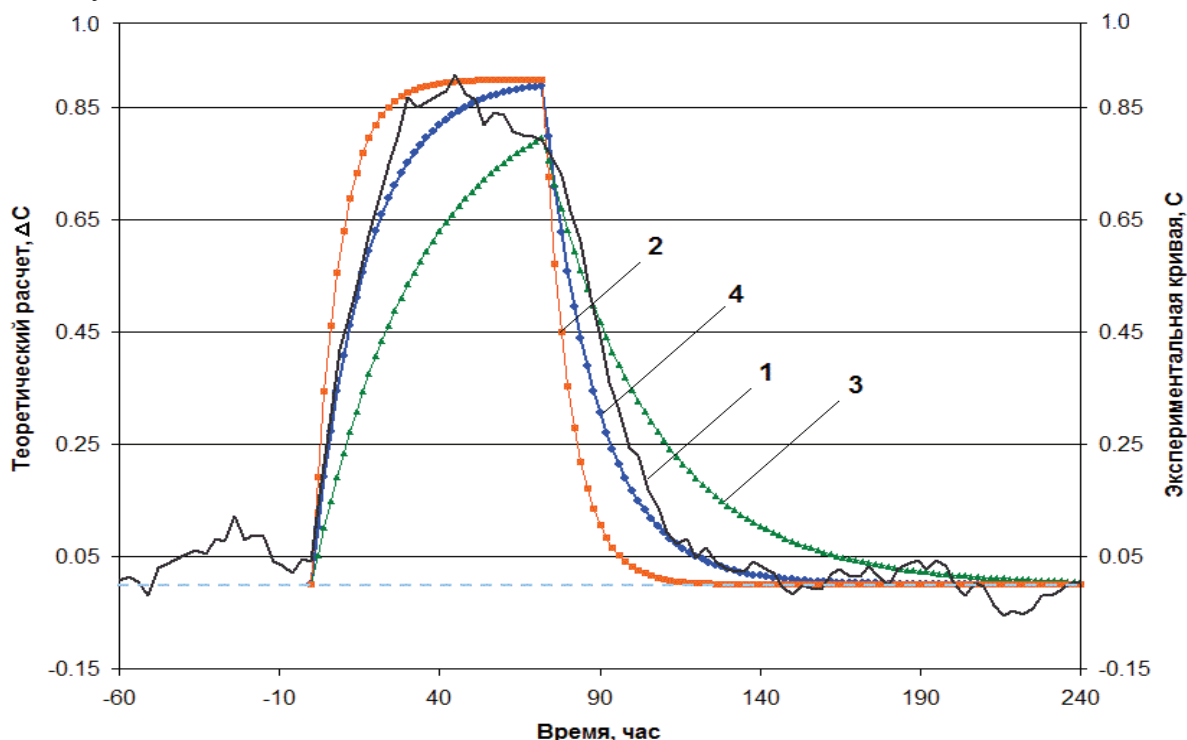


Рисунок. Кривые теоретического отклика, иллюстрирующие приращение концентрации радона, при различных значениях Λ и экспериментальная кривая предвестниковой аномалии концентрации радона нормированная на максимум. 1 – экспериментальная кривая за вычетом фона и нормированная на максимум; 2–4 – расчетные кривые для разных обобщенных кинетических параметров системы: $\Lambda = 0,12, 0,03, 0,06$ соответственно. Как видно кривая со значением $\Lambda = 0,06$ имеет лучшее совпадение с экспериментальной кривой. Если учесть, что $\Lambda \gg \lambda_p$, то увеличение OA

Rn перед землетрясением обеспечивается изменением проницаемости геосреды в следствие возникновения импульса напряжений за счет прихода «геодеформационной волны» [6].

Заключение

В работе с помощью математического моделирования процесса переноса радона во влагонасыщенном грунте построены кривые, которые по форме удовлетворительно совпадают с экспериментальными предвестниковыми аномалиями, зарегистрированными в пункте ПРТ на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Это говорит о том, что рассмотренная модель полного перемешивания [Гудзенко, Дубинчук, 1987, Dubinchuk, 1991], с большой вероятностью реализуется при возникновении предвестниковых аномалий перед этими землетрясениями.

В дальнейшем планируется разработка модели переноса радона с учетом многослойности зоны аэрации, и согласования результатов моделирования с экспериментальными данными выявленных аномалий, предшествующих землетрясениям с $M > 5,5$ Авачинского залива и Южной Камчатки.

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Фирстову Павлу Павловичу за конструктивную критику и полезные советы, способствующие более глубокому пониманию проблемы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № А-16-05-00162.

Литература

1. Булашевич Ю. П., Уткин В. И., Юрков А. К., Николаев В. В. Изменение концентрации радона как предвестник горных ударов в глубоких шахтах // Горный журнал. 1996. № 6. С. 19–22.
2. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. М.: Наука, 1987. 45 с.
3. Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н. Радиоактивные методы разведки. Л.: Недра, 1965. 759 с.
4. Огильви А.Н. О каптаже радиоактивных вод и о колебаниях их радиоактивности в зависимости от дебита // Изд. Бальнеологич. ин-та КМВ. 1928. Т. 6. С. 85–93.
5. Паровик Р.И. Математическое моделирование неклассической теории эманационного метода. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга, 2014. 80 с.
6. Фирстов П.П., Макаров О.Е. Реакция подпочвенного и растворенного в подземных водах радона на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры // Сейсмические приборы. 2015. № 6. С.
7. Dubinchuk V.T. Radon as a precursor of earthquakes // Isotopic geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruption. Proceedings of an Advisory Group Meeting held in Vienna, 9-12 September 1991. Vienna, Austria: IAEA, 1993. P. 6–22.
8. Yakovleva V. S., Parovik R. I. Solution of diffusion-advection equation of radon transport in many-layered geological media // Nukleonika. 2010. Vol. 55, no. 4. P. 601–606.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ НАНОТЕХНОЛОГИЙ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Плешков Лев Дмитриевич,

аспирант первого года обучения,

Пермский государственный национальный исследовательский университет,

levpleshkov@gmail.com,

научный руководитель: д.г.-м.н., профессор Губина Августа Ивановна

Анализируя результаты научных трудов, производственных отчетов и другой специализированной литературы, становится ясно, что практически вся нефтедобывающая промышленность в России и мире, применяет фундаментальные научные достижения классической науки, основанной на законах Ньютона и принципах относительности Галилея. В связи этим возникает вопрос, столкнется ли в будущем сообщество ученых нефтегазовой отрасли с кризисом в области своей науки, когда границы понимания природы изучаемых геологических и технологических объектов и явлений на основе классической науки дойдут до предела.

На протяжении нескольких десятилетий в мире уже существуют применения нанотехнологий в нефтегазовой промышленности: «нанообработка» бурового раствора, ускоряющая ввод скважин в эксплуатацию; использование более долговечного бурового оборудования, изготовленного из нового поколения наноматериалов, и др. В России же этот вопрос стал разрабатываться с конца 2000-х годов, когда в РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина открылся научно-образовательный центр «Институт нанотехнологий для нефтегазового комплекса». Регулярно проводятся международные научно-практические конференции, посвященные применению нанотехнологий в нефтедобывающем и нефтеперерабатывающем комплексе, актуальной темой которых является вопрос изучения возможностей и перспектив, открывающихся ученым и инженерам нефтегазовой промышленности, которые способны дать использование достижений квантовой физики и нанотехнологий.

Скорейшее внедрение нанотехнологий и технологий квантового моделирования веществ необходимо для решения главной проблемы нефтедобывающей промышленности в мире – повышения коэффициента извлечения нефти, который в среднем в мире составляет 30 – 40 %. Среди других проблем, требующих внимания, можно выделить проблему загрязнения окружающей среды продуктами, используемыми в процессе разработки месторождений, проблему снижения энергетические и экономические затраты на поиски и эксплуатацию месторождений углеводородов и др.

В статье Ащепкова М.Ю., Ащепкова Ю.С., Сухова А.А. [5] рассматриваются возможности нанотехнологий для повышения коэффициента извлечения нефти фокусированным волновым воздействием на пластовую систему физическими полями, что приводит к резкому ослаблению действия капиллярных сил и межмолекулярных связей, к снижению вязкости нефти и деструкции сложных молекул, замедляет, останавливает или обращает процесс полимеризации, препятствует коагуляции коллектора.

Применение опыта квантового моделирования кристаллических веществ [4] и жидкостей способно дать новые возможности к построению математических моделей упругих, тепловых, электрических, вязких и других свойств минералов, составляющих горные породы, и пластовых флюидов.

Для увеличения подвижности нефти используют также методы термической обработки пласта. При этом, считается, что термообработка значительно улучшает реологические свойства нефти, но может наблюдаться и их резкое ухудшение. Лабораторные исследования показывают, что возрастание вязкости и увеличение температуры застывания после термообработки связаны с преобразованием нанофаз асфальтенов нефти. Поэтому

нанотехнологии термообработки должны применяться при проектировании режимов прогрева или охлаждения пласта.

Нанотехнологии и принципы квантовой механики позволяют создавать новые вещества, манипулируя отдельными атомами и молекулами. Использование таких веществ может решить проблему использования воды для вытеснения нефти, соотношение вязкостей которых имеет неблагоприятный для практического применения характер.

Применение новых наноматериалов со значительно меняющимися оптическими и электромагнитными свойствами может позволить проводить высокочувствительные геофизические исследования при температурах и давлениях в скважинах, которые негативно сказываются на современной аппаратуре, приводя к получению некорректных данных или к поломке аппаратуры. Нанотехнологии также способны помочь в разработке новых методов геофизических измерений, использующих микро- и наносенсоры.

Среди других перспективных направлений применения нанотехнологий можно выделить следующие:

- Увеличение коэффициента извлечения нефти и газа за счет их разделения в коллекторе при понимании их взаимодействия друг с другом и с горными породами (в особенности с частицами глинистых минералов) на более фундаментальном молекулярном уровне [1];
- Разработка новых материалов (с улучшенными свойствами, такими как стойкость к коррозии, уменьшенный вес, повышенная прочность и др.) для применения в бурении и обсадке скважин, строительстве буровых платформ и трубопроводов, геофизических инструментов;
- Изменение структуры углеводородного сырья, изменяющее его гидродинамические свойства, для понижения энергетических затрат на добычу и транспортировку по трубопроводам;
- Создание более твердых материалов для производства проппанта, необходимого для поддержания раскрытия трещин гидравлического разрыва.

Следует также сказать, что теория квантовой механики уже давно применяется в разработке магнитометров с оптической накачкой паров, а сейчас разрабатывается принцип измерения градиента гравитационных полей, основанный на квантовом скачке. Применение высокоточных магнитометров и гравиметров – сравнительно дешевый способ оконтуривания месторождений нефти и газа.

Как замечено в статье [1], кажущиеся неожиданными новые открытия – не просто выводы из спонтанных идей, а результаты последовательной экспериментаторской работы, закономерно превращающейся в изящные теории. Развитие технологий поиска, добычи и контроля за разработкой месторождений углеводородов, как и любой другой процесс развития, постоянно переходит от количественного к качественному и обратно. В результате внедрения прогрессивных технологий происходит своеобразный скачок в развитии, что позволяет увеличить эффективность поиска и добычи нефти и газа, контроля за разработкой месторождений. Появление этих технологий было обусловлено уровнем развития современных им фундаментальных наук и технологий физики и химии. Таким образом, учитывая общие закономерности развития технологий и научной базы нефтегазовой промышленности, можно сделать предположение о том, что в этой отрасли может произойти прорыв благодаря внедрению нанотехнологий и использованию достижений квантовой механики.

Сложившаяся экономическая ситуация в мире обострила проблемы, актуальные для нефтедобывающих отраслей экономики России и других стран, обозначив необходимость существенных изменений в применяемых энергетических стратегиях (в особенности, в «Энергетической стратегии России на период до 2035 года» [7]), и подчеркнула необходимость прорыва в научной и технологической базе нефтегазовой промышленности.

Подводя итог, можно сказать, что использование в практических целях квантовой теории поля и нанотехнологий позволяет по-новому смотреть на процесс построения моделей различных геолого-геофизических зависимостей, используемых в практике нефтегазовой

промышленности. Современная нефтегазовая промышленность должна использовать последние достижения квантовой физики и химии для того, чтобы получить более полное и фундаментальное и об объекте исследования и эксплуатации.

Литература

1. *Abdolla Esmaeili*. Applications of nanotechnology in oil and gas industry. Petrotech. New Delhi, India, 2009.
2. *Cocuzza Matteo, Pirri Candido, Rocca Vera, Verga Francesca*. Current and Future Nanotech Applications in the Oil Industry. American Journal of Applied Sciences 9 (6): 784–793, 2012.
3. *E. Kasiralvalad*. The great potential of nanomaterials in drilling & drilling fluid applications. International Journal of Nano Dimension 5(5): 463–471 (Special Issue), 2014.
4. *L.A. Ostrovsky, P.A. Johnson*. Nonlinear dynamics of rocks: hysteretic behavior. Radiophysics and Quantum Electronics, Vol. 44, Nos. 5–6, 2001.
5. *Ащепков М.Ю., Ащепков Ю.С., Сухов А.А.* Нанотехнологии в нефтедобыче. Москва, 2010. [электронный ресурс], URL: <http://www.ntsр.info/science/library/3128.htm>, дата обращения: 14.02.2016 г.
6. *Король Ж.В., Беднаржевский С.С., Запивалов Н.П., Смирнов Г.И.* Инновационные нанотехнологии для повышения эффективности управления нефтегазодобычей. – Science prospects. № 7(58). 2014. Новосибирск, 2014. С. 80–82.
7. Основные положения проекта Энергетической стратегии России на период до 2035 года. Министерство энергетики Российской Федерации, 2014. [электронный ресурс], URL: <http://minenergo.gov.ru/node/1913>, дата обращения: 14.02.2016 г.

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ОХОТОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 Г. ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Полец Анастасия Юрьевна, н.с.
ИМГиГ ДВО РАН
e-mail: polec84@mail.ru*

Прямые наблюдения очага тектонического землетрясения возможны лишь в случаях выхода разрыва на поверхность, соответственно, наиболее приемлемыми являются косвенные, дистанционные методы исследований в разных модификациях и сочетаниях. Наиболее точную и детальную информацию об очаге тектонического землетрясения несут излученные им сейсмические волны. По мере развертывания глобальных и региональных сейсмологических сетей, и накопления уникальных цифровых данных, перед сейсмологами возникают совершенно новые возможности и перспективы. К настоящему времени разработан целый ряд методов определения параметров разрушения в очаге, основанных на анализе сейсмограмм [1–3, 7–9, 11, 12, 14, 15 и др.]. Однако в последние годы предпочтение отдается инверсионным методам [9, 14 и др.], позволяющим комплексно определять механизм очага, скорость распространения разрыва и др.

Сильные землетрясения вносят основной вклад в выделяемую сейсмическую энергию и определяют сейсмическую опасность. Поэтому в рамках указанной проблемы конкретной фундаментальной задачей является детальное исследование сильных землетрясений, структуры их очаговых зон, построение геодинамических моделей очагов землетрясений по комплексу данных. Для этого в мировой сейсмологии широко применяют инверсионные методы.

24 мая 2013 г. под Охотским морем, вблизи западного побережья полуострова Камчатка, на глубине около 609 км произошло сильнейшее за всю историю инструментальной сейсмологии глубокофокусное землетрясение с моментной магнитудой $M_w=8,3$ [16]. Землетрясение характеризовалось наличием афтершоков, что нетипично для глубоких событий, глубина афтершоков достигала максимально возможной для известных на Земле землетрясений; аномальной дальностью макросейсмических проявлений, вызвавших глобальный макросейсмический эффект: колебания ощущались на телесеизмических расстояниях во многих населенных пунктах России от Камчатки до территории Восточно-Европейской равнины, а также в странах Азии (Японии, Китае, Индии и др.), в Северной Америке и на Гавайских островах [5].

Глубокофокусные землетрясения впервые были открыты английским сейсмологом Г. Тернером в 1922 г. в процессе работы над Международной сейсмологической сводкой [17], до этого времени считали, что землетрясения происходят на небольших глубинах. До 24.05.2013 г. в мире самым сильным глубокофокусным землетрясением считалось землетрясение 9 июня 1994 г. в Боливии, с моментной магнитудой $M_w=8,2$, глубина очага – 635 км [16]. Подобно событию в Охотском море, Боливийское землетрясение 1994 года также ощущалось на больших эпицентральных расстояниях, в населенных пунктах Южной и Северной Америки. Максимальное расстояние, на котором были зарегистрированы ощутимые колебания, составило 8685 км [6].

Глубокофокусные события в исследуемом районе Охотского моря закономерно происходили и ранее. Последние сильные глубокие землетрясения в этом районе Охотского моря произошли 05.07.2008 г. на глубине 635,6 км с $M_w=7,7$ и 24.11.2008 г. на глубине 491,6 км с $M_w=7,3$ [10]. Всего в рассматриваемом регионе по данным Гарвардского каталога [10] с 1976 по 2015 гг. произошло 6 глубокофокусных землетрясений с моментной магнитудой $M_w \geq 7,0$, в глубинном диапазоне 300–650 км: в 1990 г., 2002 г., два в 2008 г., 2012 г. и Охотоморское землетрясение в 2013 г. Ранее в регионе было отмечено еще два сильных глубокофокусных землетрясения: 11.06 1902 г., $M=8,0$, $h=600$ км и 28.02 1950 г., $M=7,8$, $h=340$ км [4].

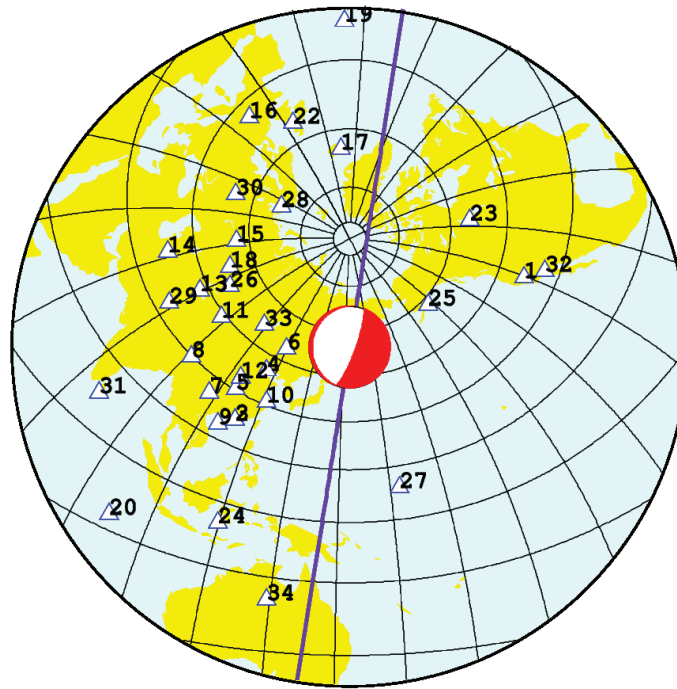


Рис. 1. Азимутальное окружение очага Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. станциями (треугольники – положение станций)

Изучение очага Охотоморского землетрясения осуществлялось методом инверсии волновых форм Кикучи, Канамори [14]. Метод позволяет одновременно оценить тензор сейсмического момента, объединяющий фокальный механизм и значение скалярного сейсмического момента, форму временной функции источника, параметры ориентации сейсмического разрыва в очаге, скорость распространения разрыва. Алгоритм позволяет рассчитывать синтетические сейсмограммы для текущей модели очага, сравнивать с наблюдаемыми волновыми формами, рассчитывать поправки к модели, чтобы приблизить синтетические сейсмограммы к наблюдаемым. Решение обратной задачи заключается в сравнении наблюдаемых и расчетных волновых форм до тех пор, пока не будет получено наилучшее их соответствие:

Исходный материал – широкополосные цифровые сейсмограммы, зарегистрированные станциями мировой сети GSN. Для расчетов использовались данные мирового центра IRIS DMC [13]. Моделирование Очага Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. проводилось на основе широкополосных телесейсмические записей объемных волн 34 станций (рис. 1). В работе использовались записи только Р-волн, зарегистрированных в диапазоне эпицентральных расстояний от 25–95°, на вертикальных каналах ВНЗ. Азимутальное окружение очага Охотоморского землетрясения было неоднородным. На островах в Тихом океане имеется небольшое число станций, поэтому приоритет отдавался станциям, расположенным в малонаселенных районах, низкий вес присваивался близко расположенным станциям с регистрируемыми большими амплитудами. Записи, существенно отличающиеся по амплитуде и форме колебаний от группы других, зарегистрированных на близкорасположенных станциях исключались из рассмотрения. Записи отфильтровывались в полосе от 0,002 до 1,0 Гц.

В качестве границ очага моделируемого события 24.05.2013 г. была принята область, размеры которой составили примерно 140 км x 50 км. Моделирование подвижек в очаге производилось на сетке размерами 13x4 узлов (по простиранию и по падению соответственно), с шагом сетки 10 м. Моделирование волновых форм Охотоморского землетрясения позволило установить сложный характер разрывообразования. Разрыв распространялся в обе стороны от

гипоцентра, на юг и на север, образовав в результате две зоны неоднородностей. Максимальная величина смещения составила около 10–11 м.

Литература

1. Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Бишкек: Илим, 1988. 127 с.
2. Москвина А.Г. Использование эффекта Допплера для определения параметров очага землетрясения // Физика Земли. 1990. № 1. С. 35–45.
3. Солоненко Н.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 95 с.
4. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Криво-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких Охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с $M=7,7$, $7,7$ и $8,3$ // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2, С. 3–19.
5. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А. Н.М. Кравченко, Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с магнитудой $M_w=8,3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 17–24.
6. Anderson J.G., Savage V., Quaaas R. «Strong» ground motions in North America from the Bolivia earthquake of June 9, 1994 ($M_w=8,3$) // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. No. 16. P. 2293 0154-2296.
7. Benioff H., Press F., Smith S. Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1961. V. 66. P. 605–619.
8. Ben-Menahem A. Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources // Bull. Seismol. Soc. Am. 1961. V.51. P. 401–435.
9. Bouchon M., Vallee M. Observation of Long Supershear Rupture During the Magnitude 8.1 Kunlunshan Earthquake // Science. 2003. V.301. № 5634. P. 824–826.
10. Global CMT. Global Centroid Moment Tensor. <http://www.global.org/>
11. Fukao Y. Source process of a large deep focus earthquakes and its tectonic implications // Earth and Planet. Inter. 1972. V. 5. P. 61–76.
12. Isaks B. L., Sykes L.R., Oliver J. Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji Tonga - Kermadec region // Bull. Seismol. Soc. Am. 1967. V.57. P. 935–958.
13. IRIS. <http://www.iris.edu/>
14. Kikuchi, M., and H. Kanamori, Inversion of complex body waves-III // Bull. Seismol. Soc. Am., 1991. V. 81. P. 2335–2350.
15. Khattri, K.N. Determination of the earthquake fault plane, fault area and rupture velocity from spectra of long period P waves and the amplitude of SH waves // Bull. Seismol. Soc. Am. 1969. V.59. P. 615–630.
16. NEIC. National Earthquake Informational Center. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
17. Turner H.H. On the arrival of earthquake waves at the antipodes, and the measurement of the focal depth of an earthquake // MNRAS Geophys. Suppl. 1922. V. 1. P. 1–13.

ПРЕЛОМЛЯЮЩИЕ ГРАНИЦЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Полянский Павел Олегович, м.н.с.,

Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН.

e-mail: PPavel6.10@gmail.com, +7-913-894-5139.

Научный руководитель: д.т.н. Еманов Александр Федорович, директор АСФ ГС СО РАН.

Введение

В работе рассматриваются результаты обработки сейсмических данных МОВ-ОГТ, зарегистрированных на Северо-Западном участке опорного геофизического профиля 3-ДВ (Амурская область, республика Якутия, Магаданская область). С помощью метода динамического пересчета [1] построены временные разрезы головных волн по Северо-Западному участку профиля 3-ДВ.

Тектоническое строение района исследований

Северо-западный участок профиля 3-ДВ пересекает юго-восточную часть Сибирской платформы, в состав которой входит Алданская антеклиз, Предверхоанский краевой прогиб, Сетте-Дабанская складчато-надвиговая зона, и южную часть Верхояно-Колымской складчатой системы. Тектоническая схема зоны сочленения приведена на рис. 1.

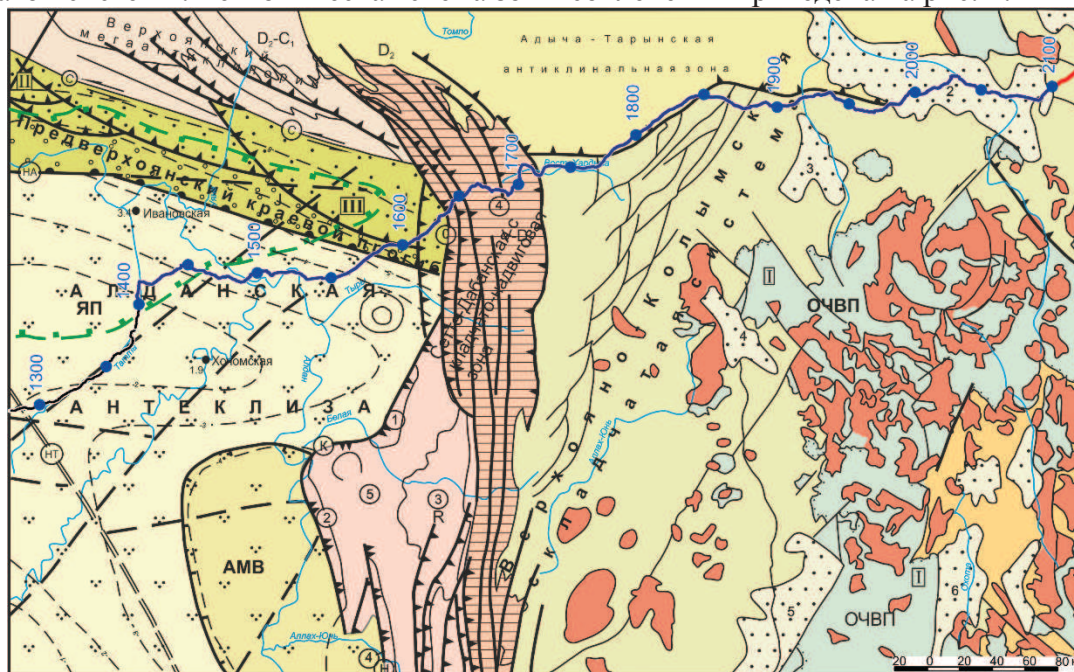


Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы, (по данным Государственных Геологических карт, листы Р-52, 53 (Якутск) и Р-54, 55 (Оймякон), ВСЕГЕИ, 1999).

Анализ и интерпретация временных разрезов головных волн

В рамках метода динамического пересчета, временным разрезом по головной волне на заданной базе обобщенной плоскости является набор трасс, на котором присутствуют только записи волн, нагоняющие годографы которых параллельны. Временной разрез отображает динамические формы поля головных волн и их изменение по линии профиля при неизменной величине базы источник – сейсмоприемник. Рассмотрим временной разрез интервала профиля, пересекающего зону сочленения Алданской антеклизы, Предверхоанского прогиба, Сетте-Дабанского блока и Верхояно-Колымской складчатой системы (рис. 2, а).

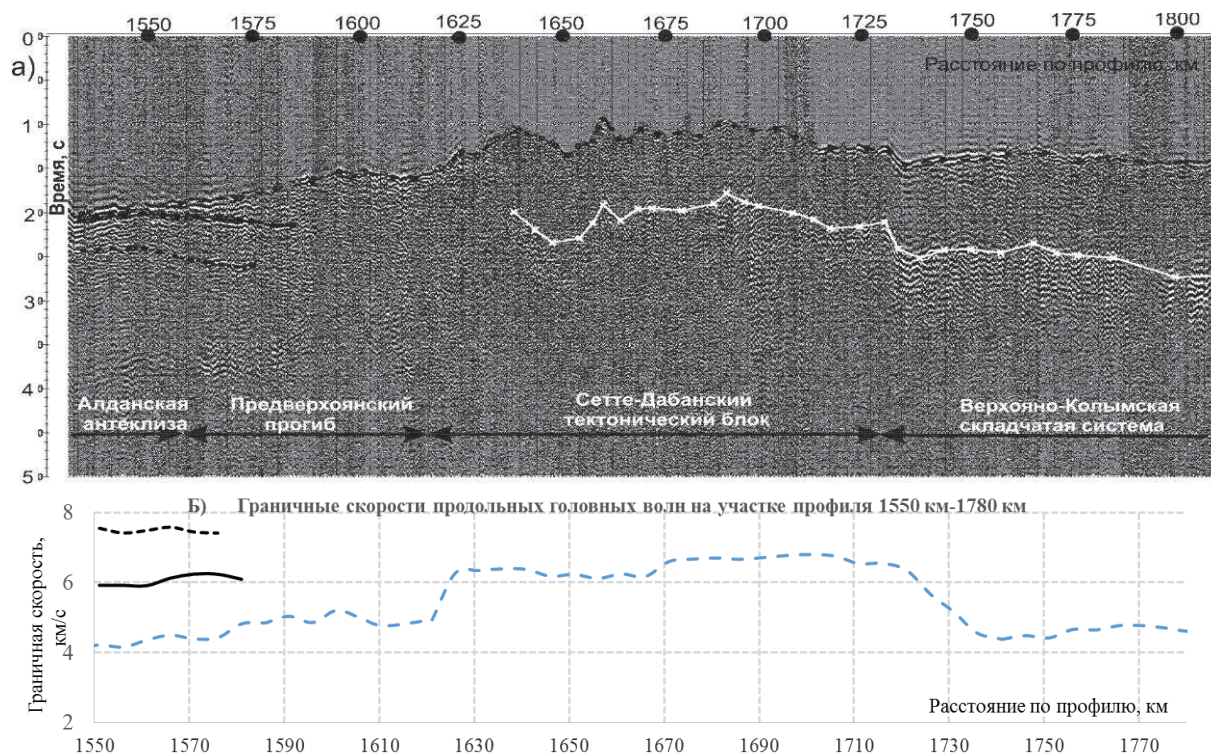


Рис. 2. а – временной разрез интервала профиля 1550–1800 км на базе 7000 м. темные линии – оси синфазности продольных головных волн, светлая пунктирная линия – ось синфазности поперечной головной волны; **б** – граничные скорости продольных головных волн.

Динамический пересчет позволил выделить волновые поля головных волн не только в первых, но и в последующих вступлениях. На рис. 2, а приведен график изменения граничных скоростей продольных головных волн первых и последующих вступлений.

На интервале временного разреза (1550–1580 км, рис. 2, а) фиксируется три продольные головные волны. Их граничные скорости (рис. 2, б), лежат в интервалах 6–6,2 км/с (черная сплошная линия) и 7,4–7,6 км/с соответственно (черный пунктир), и превышают граничную скорость волны первых вступлений (синий пунктир, 4,5–5,2 км/с). Вышеописанные головные волны, вероятно, выходят в первые вступления на удалениях, превышающих реализованную длину расстановки. Поскольку граничные скорости волн в последующих вступлениях выше, чем в первых вступлениях, то головные волны последующих вступлений соответствуют более глубокозалегающим преломляющим границам. Были оценены глубины до преломляющих границ, которым соответствуют вышеописанные головные волны. Значения глубин составляют 0,8–1,0 км, 1,4–1,6 км и 2,0–2,1 км, соответственно.

На отрезке профиля, секущем Сетте-Дабанский блок (1620–1730 км) наблюдаются повышенные значения граничной скорости волн первых вступлений (6,2–6,7 км/с). Граничная скорость головной волны первых вступлений на интервале профиля, пересекающем Сетте-Дабанский блок, близка к граничной скорости головной волны, фиксируемой во-вторых вступлениях в пределах Предверхоанского прогиба (ее граничная скорость показана черной сплошной линией на рис. 2, б). Вероятно, именно эта высокоскоростная головная волна выходит в первые вступления в пределах Сетте-Дабанского тектонического блока.

Зона сочленения Сетте-Дабанского блока и Верхояно-Колымской складчатой системы (1720–1730 км) характеризуется резким понижением граничной скорости, от 6,3 км/с до 4,5 км/с. В пределах Верхояно-Колымской системы граничная скорость варьируется в интервале 4,4–4,8 км/с. Глубина залегания преломляющей границы составляет 0,9–1,3 км.

Наблюдаемое скачкообразное изменение граничных скоростей волн в первых вступлениях может быть объяснено различной природой преломляющих границ, которым соответствуют волны первых вступлений. Возможно, преломляющие границы в пределах

Алданской антеклизы, Предверхоянского прогиба и Верхояно-Колымской складчатой системы сложены осадочными породами, а в пределах Сетте-Дабанского блока, преломляющая граница представлена магматическими породами. Таким образом, интрузивное тело, прорывая вмещающие осадочные породы, выходит ближе к дневной поверхности (на глубины 0,7–0,8 км) в пределах Сетте-Дабанского тектонического блока. Кровля этого тела образует преломляющую границу, которой соответствует головная волна первых вступлений на интервале профиля 1620–1730 км.

Литература

1. *Еманов А. Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А.* Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1031–1045.
2. *Крылов С. В., Сергеев В. Н.* Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика, 1985.
3. *Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф.* Применение алгоритма динамического пересчёта головных волн к обработке данных ОГТ (Северо-Западный участок опорного профиля 3-ДВ). // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения академика Н.Н.Пузырёва (8–13 декабря 2014 г.) Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 238–243.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА

Рахмединов Эркин Эмилбекович

Инженер Института сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

e-mail: rahimdinov@gmail.ru

Абдрахматов Канатбек Ермекович, доктор геол.-мин. наук, профессор

Известно, что геофизические поля являются отражением геодинамических процессов, происходящих в неоднородных глубоких слоях земной коры и верхней мантии. Именно к неоднородным средам, отличающимся по вещественному составу и РТ условиям, приурочены очаги сильных и катастрофических землетрясений Тянь-Шаня. В этом плане изучение геофизический (гравитационного) полей, их качественная и количественная оценка в очаговых областях произошедших сильных землетрясений $M_s \geq 5,6$ и зонах РОЗ представляет большой научно-практический интерес.

На рис. 1 представлена карта-схема аномального (Δg) гравитационного поля (редукция Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$) масштаба 1: 1 000 000 для территории Южного Кыргызстана и прилегающих стран Центральной Азии в пределах координат $\varphi = 39,0-41,0^\circ \text{N}$, $\lambda = 69,0-75,0^\circ \text{E}$. Карта-схема составлена на основе генерализации гравиметрического поля. По своему физическому смыслу гравитационное аномальное (Δg) поле в редукции Буге отражает преимущественно глубинные плотностные неоднородности, поскольку из него вычтен эффект от разновысотности наблюдений и плотности пород, слагающих рельеф.

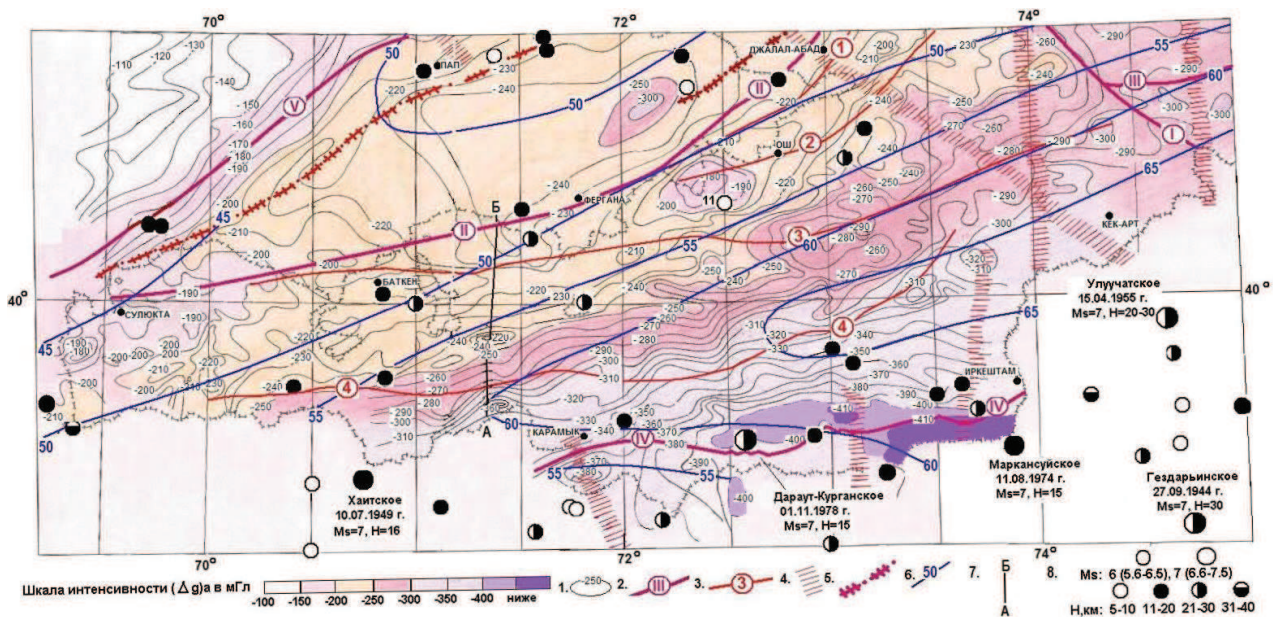


Рис. 1. Карта-схема аномального (Δg) гравитационного поля (редукция Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$) масштаба 1:1 000 000 Южного Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии в пределах координат: $\varphi = 39,0-41,0^\circ \text{N}$, $\lambda = 69,0-75,0^\circ \text{E}$ по [1]:

1 – изоаномалы (Δg) в мГал (проведены через 10 мГал); 2 – номера и названия основных разломов: I–Таласо-Ферганский, II–Южно-Ферганский, III–Атбаши-Иньльчекский, IV–Заалайский, V–Северо-Ферганский; 3 – номера и названия разломов: 1 – Мадино-Талдысуйский, 2 – Карадарьинский, 3 – Южно-Наукатский, 4 – Туркестано-Алайский; 4 – поперечные разрывные структуры (линеаменты); 5 – флексурно-разрывные зоны; 6 – изогипсы поверхности Мохоровичича, км [2]; 7 – профиль А–Б по меридиану ($71,38^\circ \text{E}-71,40^\circ \text{E}$); 8 – эпицентры землетрясений $M_s \geq 5,6$.

Из карта-схемы видно, что в распределении аномального гравитационного поля в пределах координат $\varphi=39,0-41,0^{\circ}\text{N}$, $\lambda=69,0-75,0^{\circ}\text{E}$ наблюдаются определенные закономерности:

- отмечается общее понижение в целом отрицательной напряженности поля с северо-запада на юго-восток от -110 мГал до -400 мГал;
- преимущественное простирание изоаномал гравитационного поля – северо-восточное.

На этом фоне четко выделяются две значительные по интенсивности гравитационные аномалии отрицательного знака, территориально приходящиеся на центральную часть Ферганской впадины (-300 мГал) и Алайскую долину (-410 мГал).

Гравитационное поле Ферганской впадины характеризуется отрицательными значениями (Δg)а с общим понижением величины аномалий силы тяжести к центру, обрамляя её со всех сторон изоаномалой -220 мГал. В центральной части аномалии в районе г. Шахрихан отмечается локальный минимум до -300 мГал. Минимум имеет северо-восточное простирание эллипсоидальной формы (большая ось составляет 40 км, короткая ось 17 км). По-видимому, понижение напряженности гравитационного поля до большой величины отражает зону значительного погружения до 10 км поверхности палеозойского фундамента и глубинных границ земной коры вплоть до границы Мохоровичича. В области Ферганской впадины поверхность Мохоровичича опускается до 50 км (рис. 2).

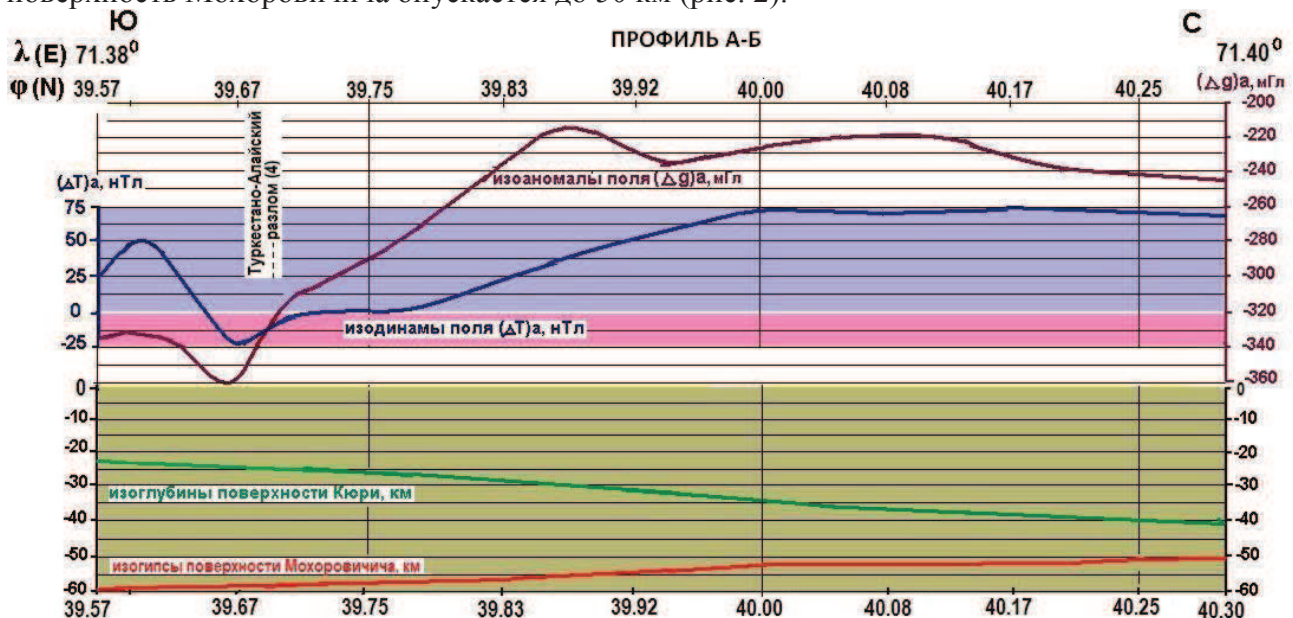


Рис. 2. А – графики изодинам поля (ΔT)а в нТл и изоаномал (Δg)а в мГал по линии А–Б ($71,38^{\circ}\text{E}-71,40^{\circ}\text{E}$); Б – изогипсы поверхности Мохоровичича, км [2] и изоглубины поверхности Кюри, км [3].

Южнее крупной гравитационной аномалии (Δg)а, в Ферганской впадине, протягивается довольно узкая, но протяженная (от западной границы Кыргызстана до района г. Ош) полоса несколько уменьшенной напряженности гравитационного поля от -210 мГал до -180 мГал. Полоса территориально располагается в зоне перехода от Ферганской впадины к предгорьям Туркестанского хребта и хребтов Катран-Тоо, Коллекторского и Кичик-Алайского. Возможно, уменьшение напряженности гравитационного (Δg)а поля связано с приближением к дневной поверхности домезозойского фундамента.

В юго-восточном направлении от указанной выше полосы, отмечается монотонное понижение величины гравитационного поля вплоть до Алайского хребта от -220 мГал до -350 мГал. Данное понижение, по-видимому, обусловлено постепенным возрастанием глубины залегания поверхности Мохоровичича в направлении с севера на юг - юг-восток от 50 км в Ферганской впадине до 60 км на границе с Памиром и Кашгарским прогибом.

Южнее Алайского хребта гравитационное поле понижается до -410 мГал при глубине поверхности Мохоровичича 55 км, образуя алайскую гравитационную аномалию, вытянутую в субширотном направлении и охватывающую территориально всю Алайскую впадину. Столь интенсивную отрицательную гравитационную аномалию уже нельзя объяснить только изменением глубины залегания поверхности Мохоровичича. Здесь действует ещё и другая причина. На основании работы [1] можно считать алайскую аномалию северной периферийной частью ещё более интенсивной гравитационной аномалии до -550 мГал, располагающейся на территории Памира. Источником этой аномалии считается внедрение в подкорковый слой (80 – 120 км) разуплотненного и разогретого вещества верхней мантии. Возможно, алайскую гравитационную аномалию обуславливают обе эти причины совместно.

Сопоставления расположения эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,6$ с аномальным гравитационным полем показывает, что аномалии гравитационного поля четко трассируют глубинные региональные разломы, обрамляющие Ферганскую впадину - Северо-Ферганский (V), Южно-Ферганский (II), а также протяженные разломы, расположенные южнее последнего – Карадарьинский (2), Южно-Наукатский (3) и Туркестано-Алайский (4).

Вблизи этих разломов произошли и происходят землетрясения с $M_s \geq 5,6$: 1822 г. $I_0=8-9$, Кастакоское 1888 г. $I_0=8$, Ошское-2 1895 г. $I_0=6-7$, 1902 г. $I_0=6-7$, Аимское 1903 г. $I_0=8$, Куршабское-1 1924 г. $I_0=7-8$, Куршабское-2 1924 г. $I_0=8-9$, Исфара-Баткенское 1977 г. $I_0=8$, Кайраккумское 1985 г. $I_0=8$, Чимионское 1982 г. $I_0=7-8$, Ляйлякское 2007 г. $I_0=7-8$, Нурунское 2008 г. $I_0=8$, землетрясение 17.11.2015 г. $I_0=7$ (рис. 3).

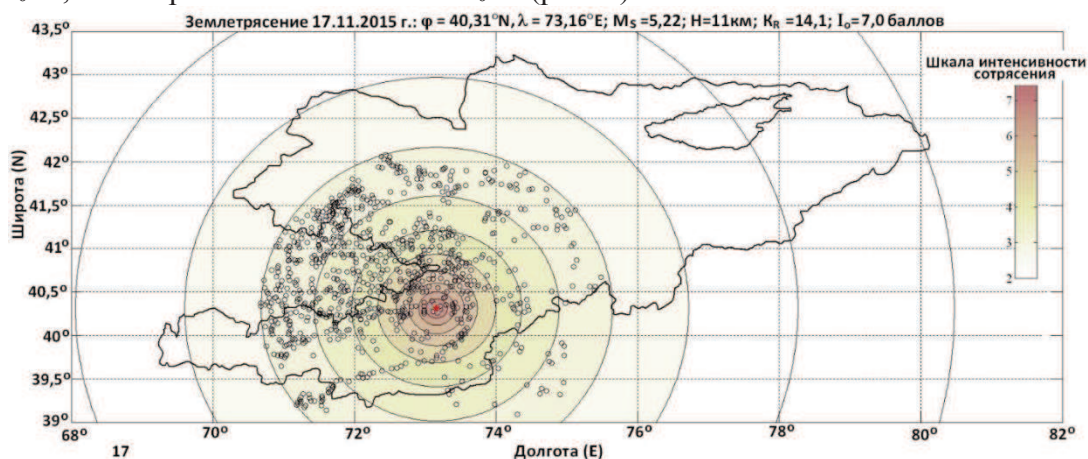


Рис. 3. Эпицентр (красная звездочка) землетрясения 17.11.2015 г.: $\varphi = 40,31^\circ\text{N}$, $\lambda = 73,16^\circ\text{E}$; $M_s = 5,22$; $H = 11$ км; $K_R = 14,1$; $I_0 = 7,0$ баллов и области с рассчитанной интенсивностью сейсмических сотрясений населенных пунктов и объектов (чёрные кружки) от 7 до 3 баллов [4, 5].

Литература

1. Погребной В.Н., Гребенникова В.В. Отличительные особенности аномального гравитационного (Δg) поля в отдельных сейсмогенерирующих блоках территории Кыргызского Тянь-Шаня // Физика.- Бишкек: Илим, 2012. № 1. С.64–67.
2. Погребной В.Н. Гребенникова В.В. Особенности тектонической структуры поверхности Мохо на территории Кыргызского Тянь-Шаня по гравитационным данным // Сборник докладов 5-го Международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Москва-Бишкек, 2012. Т. 2. С.100–105.
3. Калмурзаев К.Е., Юдахин Ф.Н., Белицкий В.А., Нургазиева В.В. Поверхность Кюри Кыргызского Тянь-Шаня по данным расчёта температур радиогенного теплового поля // Изв. АН Кирг. ССР, 1982. № 2. 25–29 с.
4. Гребенникова В.В., Миркин Е.Л. База Данных (БД) "SEISMIC INTENSITY" Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 25 от 17 июня 2015 г.
5. Миркин Е.Л., Гребенникова В.В. Программа "SEISMIC INTENSITY" Кыргызпатент: Авторское свидетельство № 369 от 17 июня 2015 г.

**ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА
В КАРЕЛИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСКА И ПГС**

Родионов Александр Игоревич, ст. лаб.-иссл.,

Институт геологии КарНЦ РАН.

e-mail: fabian4566@gmail.com

научный руководитель: д.г.-м.н Шаров Николай Владимирович

Георадиолокация является современным электроразведочным методом изучения верхней части разреза. В зависимости от поставленных задач метод позволяет решать широкий спектр задач. Георадиолокация активно используется в инженерной геологии, при поисках захороненных объектов и коммуникаций, археологии и т.д. [1, 2]. Достаточно эффективно применение георадара при изучении месторождений песка и песчано-гравийной смеси [3]. При этом следует учитывать, что при проведении работ с использованием данного метода различные условия образования дисперсных грунтов формируют разные по составу и строению залежи, требующие особого подхода. Целью данной работы является изучение возможностей георадиолокации при разведке месторождений песка и ПГС приуроченных к ледниковым отложениям в пределах юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

Изыскания проводились в Республике Карелия, изучаемое месторождение разведывалось для нужд дорожного строительства. Структура и морфология четвертичных отложений на исследуемой территории обусловлены деятельностью ледника. Основными формами рельефа, к которым приурочены крупные запасы песка и ПГС являются краевые гряды, озы, флювиогляциальные равнины и дельты [4].

В географическом плане изучаемая площадь расположена в Сегежском районе, Республики Карелия, в 14 км северо-западнее от п.г.т Надвоицы. Площадь месторождения находился в пределах распространения Ондского оза. Такие формы рельефы имеют крутопадающую структуру и выделяются на несколько десятков метров, в сравнение с окружающим рельефом. Озовые гряды являются удобными для отработки месторождениями песка и ПГС [5]. Ондский оз имеет ширину порядка 60–65 м, вытянут в субширотном направлении. Относительное превышение его над окружающей местностью в пределах месторождения составляет 4–22,4 м, абсолютные отметки подножья в пределах месторождения колеблются от +113,97 до +129,65 м. Вершина гряды выпуклая, склоны ее пологие. Породы, слагающие оз представлены песками крупной зернистости, галькой, валунами [6].

Сбор данных выполнен георадаром «ОКО-2» с антенным блоком АБ-150М по отдельным рекогносцировочным профилям, привязка осуществлялась с помощью GPS навигатора. В задачи георадиолокации входило определение структуры и мощности рыхлых отложений, выделение наиболее продуктивных интервалов, локализация глинистых образований (линз, прослоев), а также определение глубины залегания подстилающих коренных пород. Данные обрабатывались при помощи программного обеспечения GeoScan32, в процессе обработки осуществлялась необходимая фильтрация, проводился георадарный фациальный анализ. Полученные результаты заверялись шурфами и скважинами шнекового бурения, выполняемые при помощи мобильного бурового установки УКБ-12/25. Средняя глубина скважин составляла порядка 15 метров.

На рис. 1, А показан профиль, выполненный по вершине Ондского оза. Использование георадара показало, что полезная толща на участке выдержана по составу на всём своем протяжении. При этом изучаемый участок следует рассматривать как месторождение ПГС вследствие «неупорядоченной» и «хаотичной» картиной волнового поля, в котором, тем не менее, прослеживаются отдельные линейные оси синфазности, соотносимые с прослоями песков. На рис. 2, Б приведена геологическая интерпретация участка работ выполненная на основе анализа радарограммы. Последующее детальное геологическое исследование

определило, что толща на 35% состоит из песка и на 65% из ПГС, с содержанием гальки и валунов не менее 15%.

Отдельно следует отметить, что интерпретация радарограммы проходила с учетом рельефа, так как волновая картина претерпевает серьезные изменения при введении поправок за высоту.

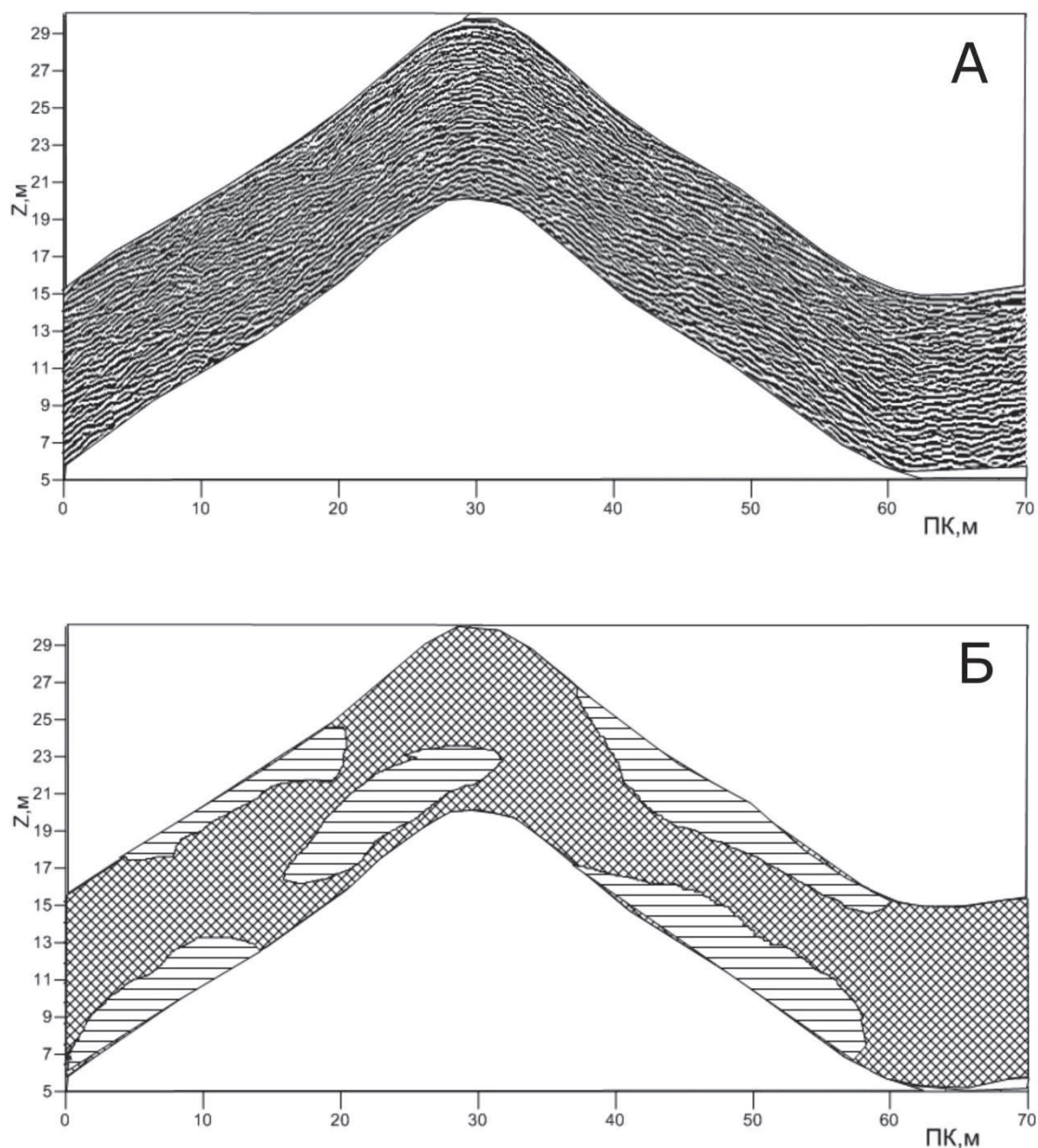


Рис. 1. Профиль георадиолокации по вершине Ондского озера

А – Радарограмма с учётом рельефа; **Б** – Геологическая интерпретация радарограммы (белым обозначены места локализации песчаных линз).

Выполненные исследования показывают, что метод георадиолокации эффективен при изучении ледниковых форм рельефа. Геофизика позволила провести глубинную оценку месторождения и выявить наиболее пригодные для разработки области. Было установлено, что метод георадиолокации можно использовать как ведущий геофизический метод при разведке месторождений песка и ПГС в пределах распространения озовых гряд. Его применение обеспечивает получение информации о структурных характеристиках залежи, оперативно и при малых затратах. Дальнейшее развитие методики георадиолокации позволит детально выделять сорта сырья, глинистость и крупность песка и ПГС в естественном залегании.

Литература

1. *Владов М.Л. Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. Учебное пособие М.: Издательство МГУ, 2004. 153 с.
2. *Daniels D.J.* Ground penetrating radar. MPG Books Limited, 2004. 722 p.
3. *Глазунов В.В., Ефимова Н.Н.* Георадиолокационное зондирование при поисках и разведке месторождений песка // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 42–44.
4. *Lucius J.E. Langer W.H. Ellefsen K.J.* An Introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits Reston: U.S. Geological Survey, 2006. 51 p.
5. *Бискэ Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР, 1959. 307 с.
6. *Тарахович А.В.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на участке недр местного значения “Сюрья-III” (песок и песчано-гравийная смесь) в Сегежском муниципальном районе Республике Карелия в 2014 г. / Производственный отчет 2014 г. 58 с.

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И МАГНИТНОГО ТИППЕРА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АТМОСФЕРЫ

*Рябова Светлана Александровна, аспирант,
ИДГ РАН, ryabovasa@mail.ru,
89851320684*

Научный руководитель – Спивак Александр Александрович, профессор, доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией «Приповерхностной геофизики»

Физические поля Земли играют важную роль при межгеосферных взаимодействиях. Благодаря преобразованию и взаимодействию физических полей осуществляются взаимные связи между процессами, протекающими в твердых оболочках Земли и ее верхних геосферах [Адушкин, Спивак, 2012]. Наибольший интерес вызывает изучение возмущенной составляющей, амплитуда которой может на несколько порядков превосходить фоновые значения. При этом предоставляется возможность исследования природы и механизмов массо- и энергообменных процессов, связанных, в частности, с преобразованием энергии между физическими полями разной природы.

В настоящей работе приводятся результаты анализа данных синхронных наблюдений за вариациями электрического и магнитного полей и давления в приповерхностной зоне Земли в сопоставлении с вариациями метеорологических микропульсаций атмосферного параметров приземной атмосферы. В качестве исходных данных использовались результаты синхронных наблюдений за физическими полями, выполненными в период 2011–2014 гг. в условиях Геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН.

На рис. 1. приведен пример сопоставления синхронных вариаций. Прохождение холодных атмосферных фронтов, которые сопровождаются изменениями метеорологических параметров атмосферы (температура воздуха T , влажность воздуха W , солнечная радиация S , атмосферное давление P) вызывает вариации не только амплитуды микропульсаций атмосферного давления A , но также значимые вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля E , возмущения магнитного поля и передаточной функции (магнитного типпера). Здесь следует отметить, что именно холодный фронт, формирующий течение воздушных масс вдоль земной поверхности и, как следствие, аэроэлектрические эффекты, связанные, в частности, с турбулентным переносом объемного электрического, вызывает вариации электрического поля в приземной атмосфере (теплые атмосферные фронты, как правило, не сопровождаются значимыми вариациями электрического поля и барическими микропульсациями) [Tuomi, 1981]. Одновременно с магнитным типпером вычислялась матрица RW как результат обратного деления матриц B_V и B_H [Ланкастер, 1973] (по аналогии с матрицей $W = B_V/B_H$ матрицу $RW = B_V \setminus B_H$ можно назвать "обратным магнитным типпером"). Анализ данных показал, что вариации компонент обратного магнитного типпера RW_{zx} и RW_{zy} в периоды вариаций E проявляются более четко по сравнению с вариациями W_{zx} и W_{zy} (рис. 1).

Анализ данных показывает, что между амплитудой вариаций электрического поля и возмущенными метеопараметрами атмосферы наблюдается вполне определенная связь. Приведенные на рис. 2 данные свидетельствуют о том, что по мере увеличения амплитуды изменения атмосферного давления и температуры воздуха в холодном атмосферном фронте значительно сужается интервал вариаций амплитуды напряженности электрического поля.

Более определенно ведет себя магнитный типпер. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведены значения компоненты W_{zy} магнитного типпера в зависимости от амплитуды вариаций электрического поля. Данные рис. 3 свидетельствуют о выраженной тенденции увеличения значений магнитного типпера.

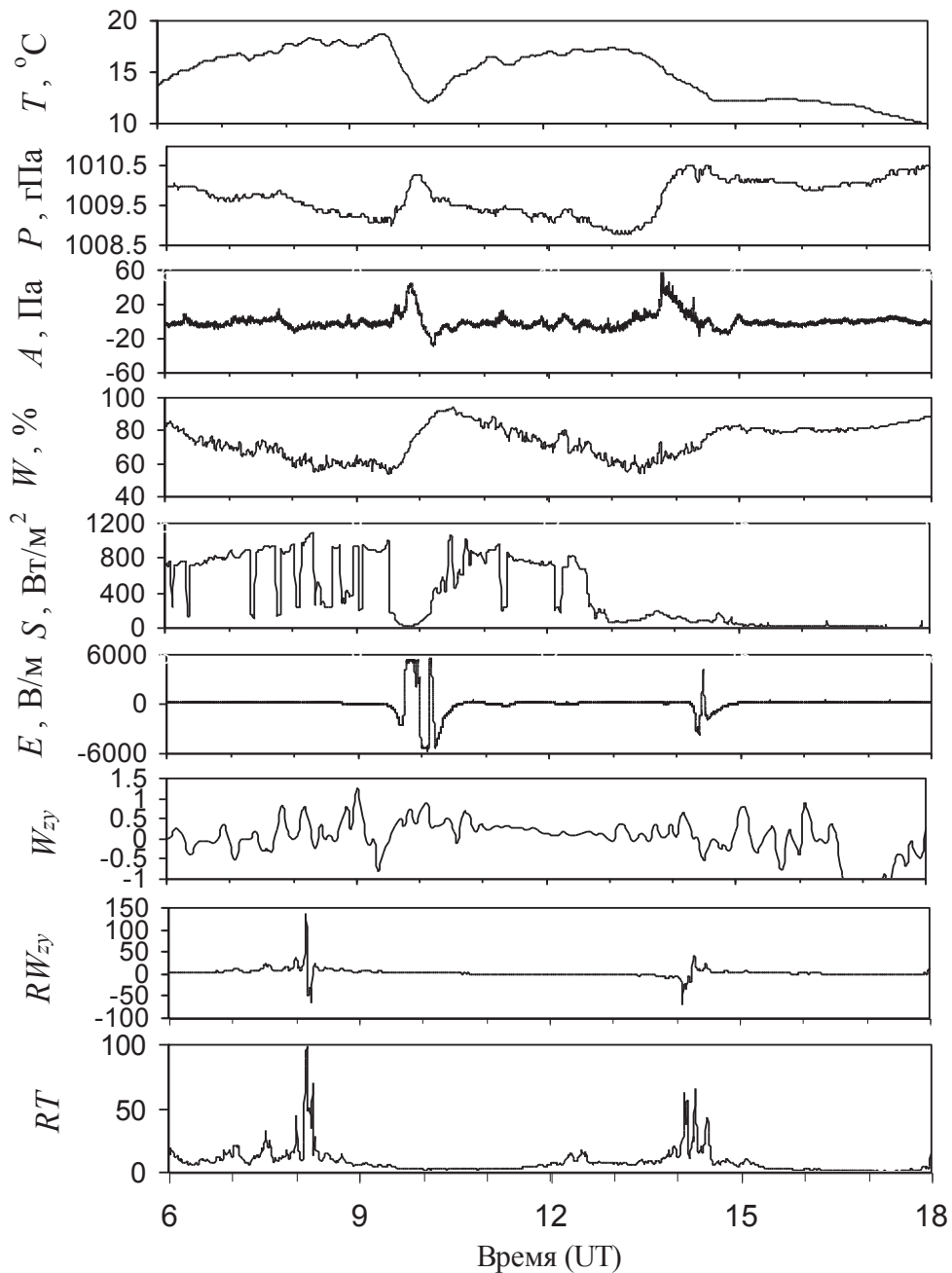


Рис. 1. Примеры синхронных вариаций геофизических полей и метеорологических параметров атмосферы на ГФО "Михнево" 25.06.2014 г. в период прохождения двух холодных атмосферных фронтов в ~ 9:30 и ~ 13:30 UT

(T и P – температура и атмосферное давление, A – пульсации давления, W – влажность воздуха, S – мощность солнечной радиации, E – вариация вертикальной компоненты напряженности электрического поля, W_{zy} и RW_{zy} – компоненты магнитного и обратного магнитного типпера, RT – модуль обратного магнитного типпера).

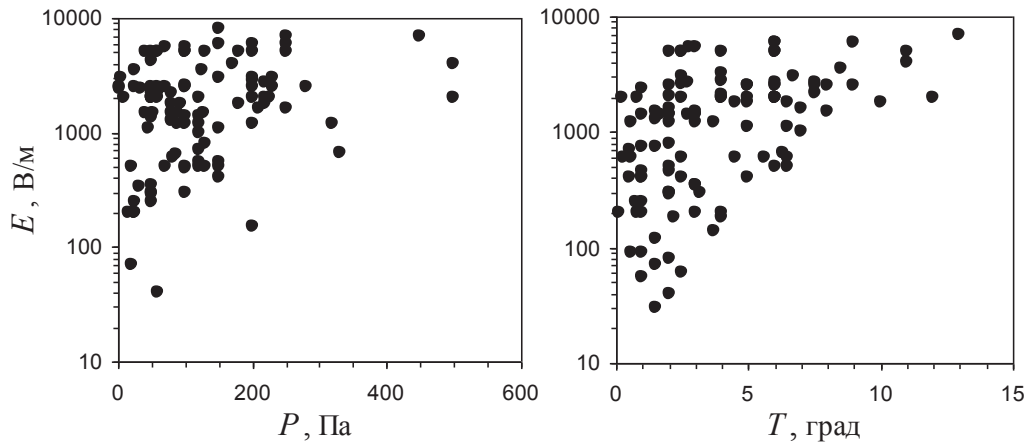


Рис. 2. Экспериментальные значения амплитуды вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы E в зависимости от прироста атмосферного давления (слева) и падения температуры воздуха (справа) в холодном атмосферном фронте

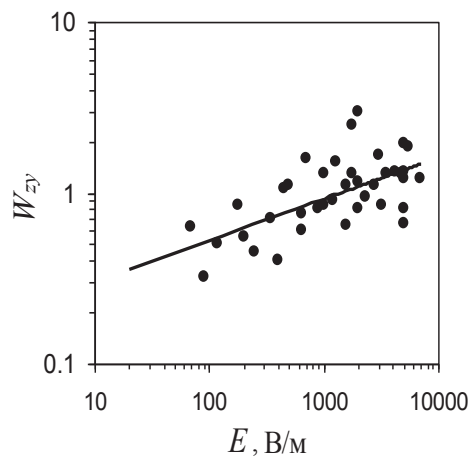


Рис. 3. Зависимость магнитного типпера от амплитуды вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы

Литература

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С.3–21.
2. Ланкастер П. Теория матриц. М.: Наука, 1973. 280 с.
3. Tuomi T.J. Atmospheric electrode affect: approximate theory and wintertime observations // Pure and Applied Geophysics. 1981. Vol.119. P. 31–45.
4. Vozoff K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins // Geophysics. No.1, 1972. Vol. 37, pp. 98–141.

**ОЦЕНКА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ
(НА ПРИМЕРЕ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА)***Селезнев Андриан Анатольевич, н.с.**ФГБУН Институт промышленной экологии Уральского отделения Российской
академии наук (ИПЭ УрО РАН)
e-mail: seleznev@ecko.uran.ru*

При оценке загрязнения территорий пользуются сравнением концентрации элемента в компонентах окружающей среды с кларком, региональным средним, предельно допустимой концентрацией и фоновым значением. Однако кларк и региональное среднее концентрации не отражают происходящих на исследуемой территории естественных и антропогенных процессов, обуславливающих перераспределение загрязнения. Кларк не связан с локальной геохимической обстановкой в пределах исследуемой территории. Для оценки регионального среднего необходимо весьма затратное проведение опробования, что в условиях постоянно изменяющейся геохимической обстановки является нецелесообразным. Естественный геохимический фон определяется содержанием элемента в компонентах окружающей среды в ненарушенном ландшафте. Для урбанизированной среды и промышленных территорий найти площадки, которые оказались бы ненарушенными и при этом были литологически связаны с территориями, весьма сложно и зачастую невозможно.

В период техногенеза и урбанизации происходит многократное изменение геохимической обстановки на городских территориях, поэтому актуальным и значимым является применение интегральных методов оценки геохимической обстановки. Целью работы является оценка техногенно измененного геохимического фона на урбанизированной территории. В работе используются представления о существовании геохимических базовых концентраций элемента в компонентах среды [1, 2]. Базис отражает долгосрочное изменение концентрации элемента, связанное с разными этапами развития экосистемы; определяется как конкретное значение концентрации элемента, так и ее изменение.

Оценка геохимических базисных (референтных) концентраций металлов Al, Mn, Co, Ni, Cu, Zn и Pb была проведена для современных антропогенных отложений [3, 4] и почв на территории г. Екатеринбурга [5]. Базисные концентрации рассчитывались как для территории города в целом на основе анализа кумулятивного распределения концентраций металлов.

В табл. 1 представлены полученные результаты оценок базисных концентраций металлов, также представлены фоновые значения концентраций в почвах по данным Уралгидромета [5], результаты анализа архивных данных [6], предельно допустимые уровни концентраций и кларки [7–13].

Полученные базисные оценки концентраций включают в себя естественное фоновое значение концентрации и антропогенно обусловленный вклад и могут быть использованы при оценке степени загрязнения территорий города.

Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 23.01.2006 N 2 "О введении в действие гигиенических нормативов ГН 2.1.7.2042-06" (вместе с "ГН 2.1.7.2042-06. 2.1.7. Почва, очистка населенных мест, отходы производства и потребления, санитарная охрана почвы. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы", утв. Главным государственным санитарным врачом РФ 19.01.2006) (Зарегистрировано в Минюсте РФ 07.02.2006 N 7456)

МУ 2.1.7.730-99. Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест. Методические указания. утв. Минздравом РФ 07.02.1999.

Таблица 1

Результаты оценок базисных концентраций металлов для отложений и почв, фоновые значения концентраций в почвах по данным Уралгидромета, результаты анализа архивных данных, предельно допустимые концентрации и кларки.

Исследуемый компонент	Металл							
	Al, г/кг	Mn, мг/кг	Fe, г/кг	Co, мг/кг	Ni, мг/кг	Cu, мг/кг	Zn, мг/кг	Pb, мг/кг
Современные отложения	40–65	500–950	30–43	18–29	90–180	60–140	120–400	30–80
Почвы [5]	-	400–750	20–30	15–25	60–200	60–130	80–200	30–70
Почва фон [5]	-	1115	28	19	32	73	120	31
Кларк почвы [122–128]	71	1000	40	8	50	30	90	12
Почва Верх-Исетского района г. Екатеринбурга [6]	-	1180	-	18	87	113	121	39
Почва г. Екатеринбурга [6]	-	1204	-	16	71	65	79	22
ПДК и ОДК в почве [12–13]	-	1500	-	-	80	132	220	32

Литература

1. *Matschullat J., Ottenstein R., Reimann C.* Geochemical background – can we calculate it? *Environmental Geology*, 2000. N 39. P. 990–1000.
2. *Salminen R., Gregorauskiene V.* Considerations regarding the definition of a geochemical baseline of elements in the surficial materials in areas differing in basic geology. *Applied Geochemistry*, 2000. N 15. P. 647–653.
3. *Селезнев А.А., Ярмошенко И.В., Медведев А.Н.* Оценка возраста загрязнения грунтов на урбанизированных территориях с использованием датирования по содержанию цезия-137 / *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*. 2014. № 4. С. 329–336.
4. *Seleznnev A. A., Yarmoshenko I. V.* Study of urban puddle sediments for understanding heavy metal pollution in an urban environment. *Environmental Technology & Innovation*. 2014. N 1–2. P. 1–7.
5. Ежегодник загрязнения почв городов Свердловской области токсикантами промышленного происхождения в 2010 году. – Екатеринбург: Государственное учреждение «Свердловский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями» (ГУ «Свердловский ЦГМС-Р»), 2011. – 213 с.
6. *Панин Н.Н.* Окружающая среда Верх-Исетского района: состояние, проблемы, перспективы / Н. Н. Панин, В. А. Терешков, В. Н. Турченко, О. С. Наумова, Н. С. Баторская, В. Н. Огородников, О. Г. Бекшенев. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 212 с.
7. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии / В.В. Добровольский. М.: АCADEMIA, 2003. 397 с.
8. *Бутовский Р.О.* Тяжелые металлы как техногенные химические загрязнители и их токсичность для почвенных беспозвоночных животных / Р.О. Бутовский // *Агрохимия*. 2005. № 4. С. 73–91.
9. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / под ред. Л. Н. Овчинникова. М.: Недра, 1983. – 191 с.
10. Экологическая геохимия элементов: справочник: в 6 кн. / под ред. Э. К. Буренкова. М.: Экология, 1995. – Кн. 4: Главные d-элементы. – 416 с.
11. *Bowel H. J. M.* Environmental Chemistry of The Elements / H. J. M. Bowel. London: Academic Press, 1979. 250 p.
12. Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 23.01.2006 N 2 "О введении в действие гигиенических нормативов ГН 2.1.7.2042-06" (вместе с "ГН 2.1.7.2042-06. 2.1.7. Почва, очистка населенных мест, отходы производства и потребления,

санитарная охрана почвы. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы", утв. Главным государственным санитарным врачом РФ 19.01.2006) (Зарегистрировано в Минюсте РФ 07.02.2006 N 7456).

13. МУ 2.1.7.730-99. Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест. Методические указания. утв. Минздравом РФ 07.02.1999.

ВНЕДРЕНИЕ В ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС

Тихомиров Филипп Александрович, студент

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г.Пермь

e-mail: tfnogf@gmail.ru

научный руководитель: Некрасов А.Н., ассистент кафедры геофизики геологического факультета ПГНИУ; ведущий геофизик Инновационно-методического отдела, ЦОИ, ПАО "Пермнефтегеофизика"

Введение

В последнее десятилетие на научно-производственных предприятиях появляются новые методики и технологии обработки и интерпретации материалов геофизических исследований скважин. Такие инновации повышают долю извлекаемой геологической информации из исходных полевых данных, тем самым, улучшая информативность стандартных методов ГИС. В ходе получения достоверных результатов, рассчитанных с помощью новых алгоритмов обработки, важную роль играют знания и опыт интерпретатора. Учитывая, что в формировании компетентного специалиста большую роль играет обучающая среда, то в настоящее время хорошие результаты могут быть получены от внедрения в образовательный процесс подготовки студента самых современных научных и производственных технологий.

Краткое описание методики

Для внедрения в процесс изучения студентами дисциплины «Геофизические исследования скважин» автору была передана технология, основанная на методике «ЛПСТ» (Литология, Пористость, Соппротивление, Трещинноватость»), разработанная и активно используемая предприятием ПАО «Пермнефтегеофизика». Основные возможности данной разработки заключаются в определении пористости, трещинноватости, а также литологического состава горных пород. Расчет пористости осуществляется путём решения системы петрофизических уравнений, учитывающих пористость, вещественный состав и степень метаморфизма (кавернозности) отложений. Например, для выявления трещиноватости и других задач истинная пористость должна быть определена с высокой точностью, поэтому в породах сложного вещественного состава и значительной степени метаморфизма необходимо выполнение достаточно полного комплекса ГИС [1].

Подготовка материально-технической базы кафедры геофизики к внедрению методики «ЛПСТ»

Освоение производственной технологии производилось в Пермском государственном национальном исследовательском университете на базе программного обеспечения «Прайм», установленного в двух аудиториях (№ 622 и № 617) для практических занятий по учебному курсу «Геофизическое исследование скважин», в аудиториях размещены персональные электронно-вычислительные машины (ПЭВМ) с установленными ранее версиями программы «Прайм». Успешное внедрение разработки требовало наличия актуальной версии программного обеспечения и необходимых модулей для интерпретации и обработки данных ГИС. Для этого был отправлен запрос в компанию-разработчик об обновлении ПО. Научно-производственный центр «ГеоТЭК» (г. Уфа) предоставил полный комплект программы, с дистрибутивами недостающих модулей (табл. 1).

Таблица 1

Список недостающих модулей для внедрения производственной технологии

№ п/п	Программное название модуля	Назначение
1	CORRVIEW	увязка данных по глубине
2	MSOLVE	решение систем уравнений в «программах пользователя»
3	MXPLOT	создание кросс-плотов

Следующим этапом являлся процесс инсталляции обновленного ПО на ПЭВМ аудиторий № 622 и № 617. В результате произошла смена версии программного обеспечения «Прайм» с номера 4.33.07.005 на 4.36.02.007. Таким образом, этап подготовки материально-технической базы кафедры геофизики Пермского государственного национального исследовательского университета к внедрению производственной технологии был успешно завершен.

Применение технологии и её возможности при интерпретации терригенных разрезов

Для тестирования возможностей, в рамках внедряемой технологии обновленного программного комплекса «Прайм», научный руководитель передал автору работы исходные данные, которые включали в себя кривые различных методов ГИС и информацию о керне скважины Южного месторождения, а также технологическую схему обработки и интерпретации данных на базе обновленной системы «Прайм». После упорядочивания исходных данных можно было приступить к обработке данных ГИС по методике «ЛПСТ». Она состояла из следующих пунктов, краткое описание которых представлено ниже:

1. Загрузка исходных данных (кривые ГИС и информация о керне), хранящихся в формате «.las», на рабочий планшет;
2. Сглаживание кривой микробокового каротажа (МБК) по формуле А.К. Маловичко;
3. Подготовка кривых к увязке (создание кривых с индексом «_увяз»);
4. Загрузка данных с индексом «_увяз» для увязки на одноименный планшет;
5. Корректировка увязанных кривых согласно введенным пользователем поправкам. В первоначальном варианте значения всех поправок равны нулю;
6. Черновая обработка по методике «ЛПСТ»;
7. Авторская коррекция результатов автоматизированного вычисления, проводящаяся с помощью построения кросс-плотов;
8. Чистовая обработка по методике «ЛПСТ» с представлением полученных расчетов на отдельном результирующем планшете.

Полученный таким образом результат вполне сопоставим с результатами, полученными ранее на производстве ПАО «Пермнефтегеофизика» (рис. 1). Сравнение выявило схожесть между полученными литологиями, однако, типы пористости и интервалы выделенных коллекторов не были полностью идентичны. Незначительные отличия в данном случае вызваны разными версиями программного комплекса «Прайм», применяемого на производстве и в Пермском государственном национальном исследовательском университете, а также отсутствием опыта обработки данных ГИС у автора работы.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОГЕОФИЗИЧЕСКОГО СУТОЧНОГО АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШААМБАРЫ В ТАДЖИКИСТАНЕ

Усупов Шухрат Набиевич, н.с.

ИГССС АН РТ

e-mail: usupovshuhrat@mail.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н. Каримов Фаршед Хилолович

Аннотация. В настоящей работе произведен суточный анализ УЭС проб и параметров рН (дата, время, температуры воды в скважине, дебит) на месторождении подземных термальных вод Шаамбары в Таджикистане за период наблюдений с 7 по 14 августа 2015 г. Выявлены аномалии во временном ходе УЭС и параметра рН непосредственно после глубокофокусного землетрясения 10.08.2015 г. с магнитудой 5,6, с эпицентром на территории Афганистана в 300 км до пункта наблюдения и глубиной очага 220 км. Аномалии УЭС и рН наблюдались в течение нескольких часов. Обнаруженные аномалии интерпретируются как результат изменений концентраций ионов в подземных термальных водах месторождения Шаамбары, произошедших в результате колебаний геосреды.

В целях оценки суточных временных вариаций гидрогеохимических параметров и обнаружения возможных особенностей в их вариациях на месторождении подземных термальных вод Шаамбары в пункте Сангчашма с 7 до 14 августа 2015 года были проведены измерения температуры воздуха и воды в скважине, дебита скважины, удельного электрического сопротивления (УЭС) и водородного показателя (рН) проб.

Измерялись температура воздуха, воды в скважине и пробы воды, дебита скважины, удельного электрического сопротивления и рН проб. УЭС проб определялось с помощью установки, описанной в работе [4]. Установка состоит из 2-х металлических пластинчатых электродов шириной 45 мм и высотой 40 мм и ячейки в форме прямоугольного параллелепипеда длиной 100 мм, шириной 45 мм и высотой 45 мм, которая заполняется водой проб. На электроды подаётся электрическое напряжение и таким образом через воду пропускается постоянный электрический ток. По результатам измерений электрического тока I при напряжении 6В по формуле закона Ома определяется электрическое сопротивление пробы R . Далее по известной в электротехнике формуле определялось УЭС, ρ , –

$$\rho = R \cdot \frac{S}{L},$$

где S – площадь электрода, L – длина ячейки.

Точность определения УЭС составляет около 20%.

Сейсмогеохимическая станция Шаамбары расположена на южном склоне Гиссарского хребта на высоте 1100 м над уровнем моря, в 26 км к западу от г. Душанбе. В химическом составе минеральных вод месторождения Шаамбары на своде горной структуры и в присводовой её части состав вод сульфатно-натриевый, при удалении от свода состав вод меняется на сульфатно-хлоридный, натриевый и он устойчиво сохраняется на всей территории складки [1]. Наименьшая минерализация вод 2,9 г/л, наибольшая – 11–14 г/л.

Шаамбаринская минеральная вода выходит на поверхность из нескольких скважин глубиной от 624 до 1830 м. На участке Сангчашма три скважины – глубиной 1377 м, несколько скважин до сотен метров. Температура низко термальных вод – от 14 до 37°C, более высокотермальных – от 27 до 43°C. Основной состав вод азотный, хлоридно-сульфатный, натриевый, с содержанием йода, брома, кремниевой кислоты [1, 2].

Измерения производились с помощью стандартных приборов и установок [3, 4]. В результате круглосуточных наблюдений с интервалами измерений 2–3 часа определено, что значения температур воздуха и воды варьировали в пределах от 20°C до 25°C. Вариации дебита скважины составили 14–17 л/с. Регулярные средние значения УЭС составили 48 Ом·м, регулярные вариации УЭС – порядка 1 Ом·м. Средние значения рН составили 6,89, среднеквадратичное отклонение – 0,02. Значения параметров рН и УЭС превысили соответствующие доверительные интервалы 10 августа 2015 г. в интервале местного времени от 15 до 17 ч. Наибольший рост вариаций в УЭС составил 1,11 Ом·м, рН – 7,35.

На рис. 1. показан временной ход УЭС, а на рис. 2 – параметра рН воды термальной скважины Шаамбары за время с 7 по 13 августа 2015 г.

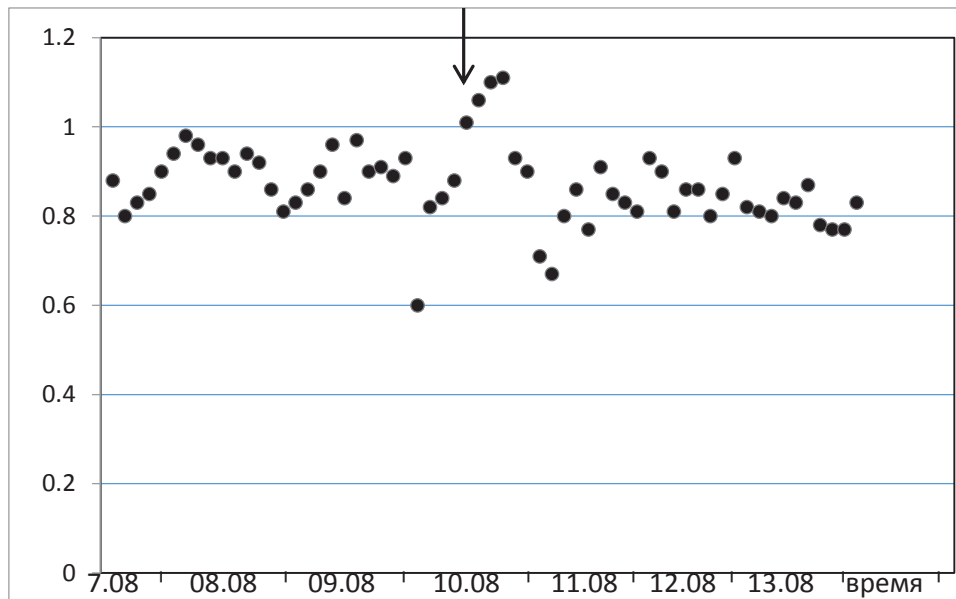


Рис. 1. График круглосуточных измерений УЭС воды термальной скважины Шаамбары

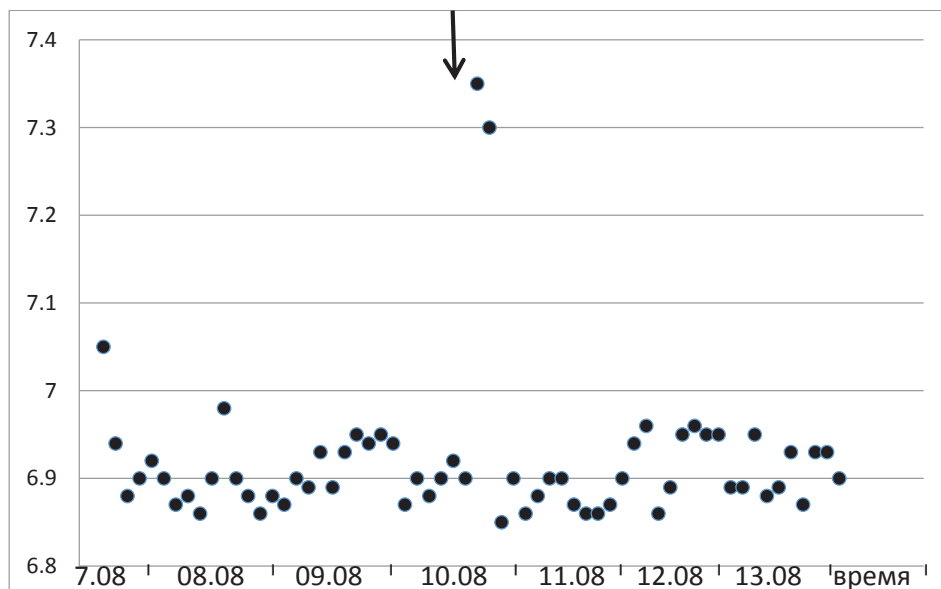


Рис. 2. График круглосуточных измерений рН воды термальной скважины Шаамбары

Эти эффекты совпали по времени с непосредственной пост сейсмической стадией сильного землетрясения с магнитудой $M=6,1$, которое произошло 10 августа 2015 года в 15 ч 08 мин [5]. Очаг его располагался на территории Афганистана на эпицентральной расстоянии

около 300 км от сейсмогеохимической станции Шаамбары. Глубина гипоцентра – около 200 км [5]. Это типичное землетрясение с эпицентром в Гиндукушской сейсмоактивной зоне. Такое аномальное увеличение УЭС и рН можно объяснить уменьшением концентрации ионов в отобранных из скважин пробах. По-видимому, обнаруженные аномалии в УЭС и рН обусловлены сотрясениями земной поверхности, вызванными этим землетрясением. Уменьшение концентрации ионов могло быть вызвано частичным, временным перекрытием микрополостей земной коры в окрестности скважины на постсейсмической стадии землетрясения 10 августа 2015 г. на отрезке времени от 15 до 19 ч и последующим восстановлением регулярного состояния и параметров геосреды. Подобные изменения УЭС и параметра рН на пост сейсмической стадии землетрясений были отмечены в ряде работ, выполненных как на территории Таджикистана, так и в других районах [6–8].

Литература

1. *Чуришина Н.М.* Минеральные воды Таджикистана. Душанбе: «Дониш», 1992. 280 с. Приложение 128 с.
2. *Барабанов Л.Н., Дислер В.Н.* Азотные термы СССР. М.: Геоминвод, 1968. 120 с.
3. *Саломов Н.Г., Норова Г.Б.* Сейсмогеохимические исследования на месторождениях подземных термальных вод Таджикистана 2001–2005 гг. В Сб.: Актуальные проблемы научных исследований сейсмоактивных территорий. Душанбе: «Азия-принт», 2007. с. 102–106.
4. *Каримов Ф.Х.* Модифицированная установка для измерения удельного электрического сопротивления грунтов. Душанбе: НПИЦентр, 1999. С. 3–5.
5. Каталог землетрясений [Службы срочных донесений Геофизической Службы РАН](http://www.ceme.gsras.ru). www.ceme.gsras.ru
6. *Алимова В.А., Зубков С.И.* Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. М.: ИФЗ имени О.Ю. Шмидта АН СССР, 1983. 140 с.
7. *Митин И.В., Русаков В.С.* Анализ и обработка экспериментальных данных. Москва: Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2012. 44 с.
8. *Бороздич Э.В., Галинский А.М., Яницкий И.Н.* Перспективы развития прогностических исследований. В Сб.: Прогноз землетрясений, № 10. Душанбе-Москва: «Дониш». С. 268–285.

ИССЛЕДОВАНИЕ РОЕВОЙ АКТИВНОСТИ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

Федоренко Ирина Валентиновна, м.н.с.

ИЭПС УрО РАН, г. Архангельск

e-mail: fedorenko.irina.v@yandex.ru

научный руководитель: д.ф.-м.н. Канустян Наталья Константиновна

Известно, что в природе могут происходить взаимосвязанные в пространстве и времени группы землетрясений: роевые, афтершоковые и форшоковые последовательности, которые отклоняют фоновую сейсмичность от пуассоновского потока с равномерной функцией распределения вероятности. Они отражают разное напряженно-деформированное состояние среды. Роевая активность возникает в вулканических областях, на границах тектонических плит, а также во внутриконтинентальных районах. Она может быть обусловлена накоплением напряжений в зоне разлома, движением флюидов или магмы в дайках активных вулканов [1, 2]. Роевая сейсмичность характеризуется большим числом землетрясений небольшой магнитуды и отсутствием главного толчка со значительно большей энергией [3].

Хребет Гаккеля расположен в Северном Ледовитом океане на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Известно, что его сейсмичность обусловлена спредингом океанического дна и вулканической активностью [4, 5]. С декабря 2011 г. пунктом сейсмических наблюдений «Земля Франца-Иосифа» (ZFI), входящего в состав УНУ «Архангельская сейсмическая сеть», и расположенного на одноименном архипелаге, регистрируется большое количество землетрясений из района хребта Гаккеля с магнитудами M_l от 1,40 до 5,65. Целью данной работы является исследование наличия роевой активности в его западной вулканической и центральной амагматической зонах. Данная область расположена между 7° з.д. и 29° в.д. [4]. Расчет ошибки локации эпицентров в исследуемом районе составляет 6–10 км по большой полуоси и 4–7 км по малой полуоси эллипса ошибок.

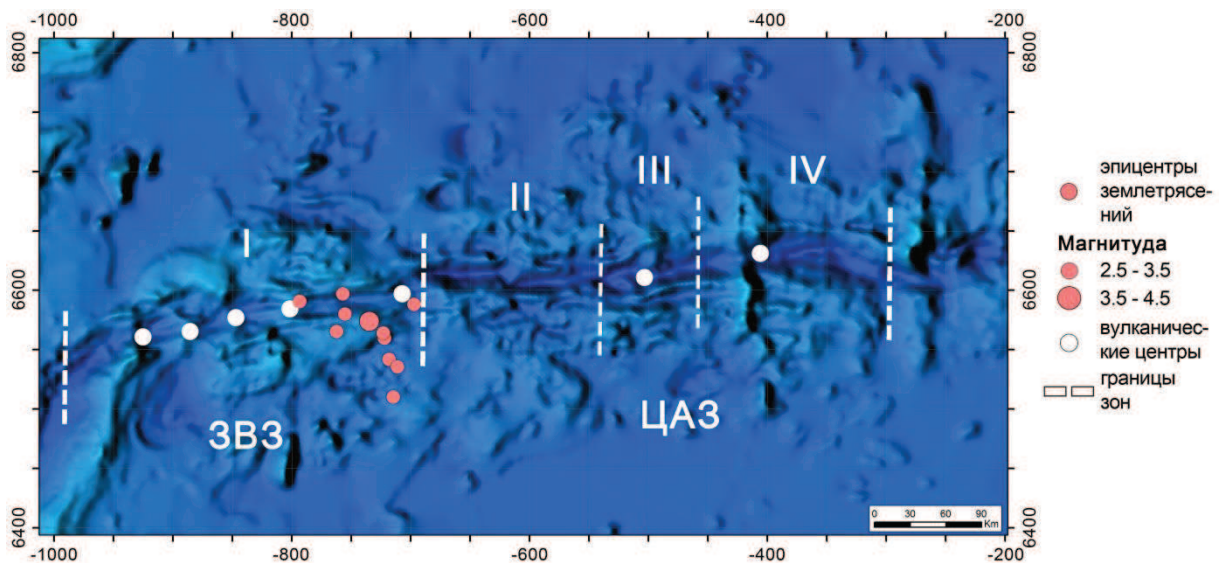


Рис. 1. Исследуемые зоны хребта Гаккеля

Римскими цифрами обозначены номера зон; более темными кружками - эпицентры землетрясений, произошедших с 19.04.2012 по 01.05.2012 в I зоне. ЗВЗ – западная вулканическая зона, ЦАЗ – центральная амагматическая зона

Для решения поставленной задачи условно выделены следующие сегменты, имеющие различную структуру (рис. 1):

I зона: 7° з.д. – 3° в.д. Для данного района характерно наличие 5 вулканических центров согласно данным, представленным в [4, 6]. Два их них, имеющие координаты $83^\circ 24'$ с.ш., $4^\circ 45'$ з.д. и $83^\circ 52'$ с.ш., $1^\circ 45'$ з.д., вытянуты вдоль оси хребта на 40–50 км. Другие два, имеющие

координаты $83^{\circ}05'$ с.ш., 6° з.д. и $83^{\circ}37'$ с.ш., $3^{\circ}15'$ з.д., протягиваются вдоль оси хребта на 15–30 км. Также есть вулканический конус в районе $84^{\circ}12'$ с.ш. – $84^{\circ}25'$ с.ш., $\approx 3^{\circ}$ в.д. высотой 100–150 м. Толщина коры 2,5–4,9 км, скорость спрединга 15–13,5 мм/год.

II зона: 3° в.д. – 11° в.д. Вулканические центры не выявлены. Скорость спрединга 13,5–12,7 мм/год. Толщина коры 1,5–2 км [7].

III зона: 11° в.д. – 16° в.д. В данной области расположен один вулканический центр в районе 13° в.д. Однако свежих лавовых потоков здесь не обнаружено. Толщина коры 2,5–4,9 км, скорость спрединга 15–13,5 мм/год [7].

IV зона: 16° в.д. – 29° в.д. Выделен один активный вулканический центр в районе 19° в.д. Он не является хребтом, а представляет собой поднятие рифтовой долины. Толщина коры 2–3 км. Восточнее 19° в.д. рельеф дна становится более ровным и магматические процессы не наблюдаются [6].

Для анализа сейсмической активности хребта был выбран период с декабря 2011 г. по январь 2015 г. С целью корректного разделения землетрясений по зонам их координаты были переведены из географических в координаты равноугольной конической проекции Ламберта (рис. 1). В выборку включены только события с магнитудой $M \geq M_{\text{пред}} = 2,7$ [8]. Для каждой зоны построены графики зависимости числа землетрясений и логарифма их суммарной энергии от месяца (рис. 2). Также проведен спектрально-временной анализ для всех событий в период с 01.02.2014 по 01.02.2015 вне зависимости от магнитуды. Длина анализируемого временного интервала была выбрана около 8 минут при общей продолжительности землетрясений из исследуемого района около 2 минут.

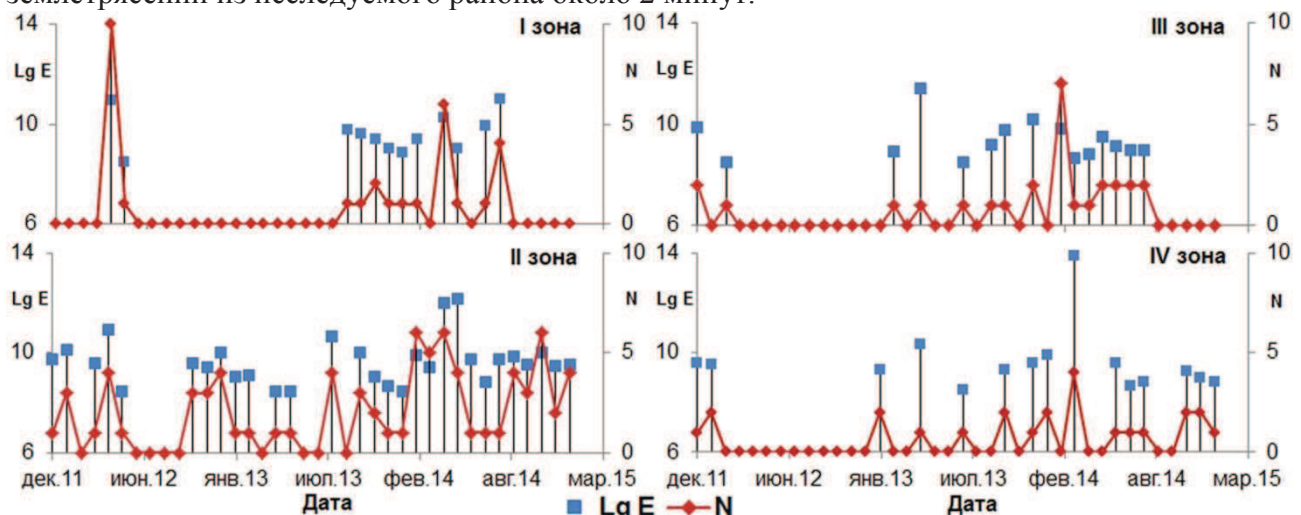


Рис. 2. Распределение числа и энергии землетрясений во времени по зонам с учетом $M_{\text{пред}}$

Наиболее сейсмически активной является вторая зона. В ней нельзя выделить длительных периодов затишья или наоборот, резкого превышения среднего числа событий в месяц. По спектральному составу в равной степени происходят два типа событий:

- 1) максимум энергии наблюдается в диапазоне 1,5–10 Гц, а затем происходит резкий спад;
- 2) энергия распределена более равномерно в диапазоне 1,5–20 Гц.

Низкочастотные землетрясения, скорее всего, свидетельствуют о поднятии магмы или движении флюидов. Спрединг может создавать пространство для выхода магмы на поверхность. Возможная модель: сейсмичность данной зоны вызвана совокупностью взаимосвязанных процессов.

III и IV зоны схожи по распределению сейсмичности, но имеют различия в геологическом строении. В обеих нельзя выделить резкое возрастание сейсмической активности, но наблюдается период затишья в 2012 г. В остальное время происходило 1–2 события в месяц. По спектральному составу в третьей зоне в равной степени происходят оба типа событий. В

IV зоне преобладают землетрясения с широким спектральным составом. Данный факт не согласуется с наличием вулканического центра в районе 19° в.д.

Роевая активность явно заметна лишь в первой зоне. Здесь в период с 19 апреля по 1 мая 2012 г наблюдается активизация сейсмичности (рис. 1, 2). В этот период зарегистрировано 11 землетрясений. Первое произошло 19 апреля и имело наибольшую среди всех магнитуду $M_l=4,00$. Все последующие события имели магнитуды M_l от 2,70 до 3,30. Активизация закончилась 1 мая 2012 г. В период с декабря 2011 г. по апрель 2012 г. не зарегистрировано ни одного события. В течение года со 2 мая 2012 г. по 7 мая 2013 г. также наблюдается затишье. Таким образом, сейсмичность в апреле 2012 г. отличается от фоновой. Однако в роевых последовательностях все события должны незначительно отличаться друг от друга по магнитуде. Землетрясение, произошедшее 19 апреля в 01:41:39, не удовлетворяет данному требованию. Лишь два события из 11 имеют широкий спектральный состав, остальные - низкочастотные, включая наиболее сильное. В данной области расположен активный вулканический центр. Поэтому, возможно, наблюдаемый процесс был связан с вулканической деятельностью.

Таким образом, сейсмичность хребта Гаккеля отражает различные геодинамические процессы, протекающие в каждой выделенной его зоне, и может быть обусловлена разными факторами: как спредингом, так и проявляющемся на его фоне вулканизмом. Роевая активность явно проявляется только в западной вулканической зоне, что соответствует ее структуре. Остальные области требуют дальнейшего наблюдения.

Работа выполнена при частичной поддержке:

1) проекта «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (генеральный заказчик – Минобрнауки России), шифр темы 2014-14-582-0007-ИЭПС;

2) гранта РФФИ-Север № 14-05-98801;

3) гранта РФФИ № 16-35-00020.

Литература

1. *Chouliaras G., Drakatos G., Pavlou K. and Makropoulos K.* Stress distribution and seismicity patterns of the 2011 seismic swarm in the Messinia basin, (South-Western Peloponnesus), Greece // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2013. Vol. 13. P. 45–51.
2. *Radziminovich N.A., Ochkovskaya M.G.* Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны // *Геодинамика и Тектонофизика*. 2013. № 4. вып. 2. С. 169–186.
3. *Яновская Т.Б.* Основы сейсмологии: учеб. пособие. Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2008. 222 с.
4. *Schlundwein V., Muller C., Jokat W.* Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // *Geophys. J. Int.*, 2007. Vol. 169. P. 100–112.
5. *Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Coakley B.J., Cochran J.R.* Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow spreading Gakkel ridge // *Nature*. 2001. Vol. 409. P. 808–812.
6. *Cochran J.R.* Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.*, 2008. Vol. 174, issue 3, P. 1153–1173.
7. *Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суцевская Н.М.* Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // *Геотектоника*. 2013. № 3. С. 3–30.
8. *Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Морозов А.Н.* Результаты регионального мониторинга арктических территорий по данным Архангельской сейсмической сети за 2013 год // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Девятой Международной сейсмологической школы / Отв. редактор А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 174–178.*

**ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ГУМЕШЕВСКОГО
МЕДНО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

*Фёдоров Сергей Андреевич, студент
ФГБОУ ВО «Уральский Государственный Горный Университет»
e-mail: saf13d@mail.ru
научный руководитель: кандидат геол.-мин. наук Иванченко В.С.*

Гумешевское медно-скарновое месторождение расположено в 1 км к северу от г. Полевского (Свердловская область). Геологическое строение месторождения определяет контакт мрамора с диоритом. Оно имеет первичное сульфидное оруденение в скарновых зонах [1]. Оно относится к медно-магнетит-скарновому типу [3]. Некоторые исследователи [2] считают, что большая часть рудных тел является продуктом переработки колчеданных образований после внедрения кварц-диоритовой гумешевской дайки и последующего скарнообразования. Однако другие ученые относят месторождение к скарново-медно-порфиловому типу медно-порфировой системы [3].

Несмотря на большое количество публикаций по Гумешевскому месторождению, многие генетические вопросы остаются пока окончательно нерешенными. Автор решил рассмотреть некоторые вопросы генезиса месторождения через изучение физических и магнитных свойств магнетита, широко представленного на месторождении, и несущего в своих физических свойствах информацию о генезисе месторождения.

Всего на месторождении распространено три типа руд [2]: массивные сульфидные руды (залегают на контакте мраморов с дацитами), вкрапленные пирит-магнетит-халькопиритовые в гранатовых скарнах и вкрапленные пирит-халькопиритовые иногда с магнетитом в кварц-карбонатных породах. Данное исследование касается второго типа руд (вкрапленные, в гранатовых скарнах). Образцы гранатовых скарнов отбирались из отвалов главной (капитальной) шахты месторождения. Всего было отобрано 8 образцов, содержащих магнетит. Они представлены массивными сульфидно-магнетитовыми рудами и вкрапленными рудами в гранатовых скарнах. Содержание магнетита в образцах варьирует в пределах от менее 1% до 85%. Массивные сульфидно-магнетитовые руды состоят из магнетита и пирита с небольшой примесью халькопирита и скарновых породообразующих минералов (содержание не более 2%). Содержание магнетита лежит в пределах от 35% до 85% от объема образца, пирита от 13% до 60%. Гранатовые скарны с вкрапленным содержанием магнетита (не более 5%) состоят из андрадита, эпидота, актинолита, кальцита, кварца. В них содержание пирита от 0 до 60%.

В образцах магнетит представлен зернистыми массами (содержат вкрапления и прожилки пирита) и одиночными вкрапленниками. Зерна зометричной формы, имеют размеры от десятых долей до 3 мм.

Из отобранных образцов были вырезаны кубики размерами 2*2*2 см. По ним были проведены анализы МАЭ (магнитоакустической эмиссии) и ЭБ (эффекта Баркгаузена), измерена их плотность и магнитная восприимчивость. Оставшийся материал образцов был подвергнут ТМА (термомагнитный анализ). Все измерения производились в Институте геофизики УрО РАН.

Магнитная восприимчивость определялась капнометром КТ-3 – у кубика измерялись все 6 сторон (в связи с возможностью анизотропии) и вычислялось среднее арифметическое.

При изучении МАЭ кубик перемагничивался в переменном магнитном поле. С помощью пьезодатчика регистрировались акустические сигналы, возникающие при перестройке доменных границ. При изучении ЭБ (эффекта Баркгаузена) образец также перемагничивался в переменном магнитном поле. В катушке, намотанной на образец при перемагничивании наводилась Э.Д.С., связанная с перестройкой всех типов доменных границ. Чем больше в магнетите 180- градусных доменных границ, тем меньше он содержит примесей. Эффект Баркгаузена в настоящее время используется для исследования доменной структуры

магнитных материалов. Автор сделал попытку изучить применимость и информативность данного метода на природных объектах.

Для проведения ТМА образцы были раздроблены до мелкой фракции (около 2 мм), магнитный материал из которой засыпался в стеклянную пробирку. В нее вставлялась термopа и вся система помещалась в электрическую печь. При нагреве образца регистрировались изменения его магнитной восприимчивости и температуры. Данные подавались на компьютер. Более подробное описание методик приведено в работе [4].

После проведения измерений и анализов все результаты исследований были занесены в таблицу 1.

Таблица 1

Результаты исследования образцов гранатовых скарнов Гумешевского месторождения.

№ образца	Минералогическое описание образца (чем представлен, текстура магнетита; объемное количество магнетита, размер и форма его зерен; количество нерудного материала)	Плотность образца, г/см ³	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^2$, СИ	Температура Кюри T_k , °С	МАЭ (тип кривой, амплитуда в отн. ед.)	Эффект Баркгаузена (тип кривой, амплитуда в отн. ед.)
Г - 1	Сульфидно-магнетитовая руда; массивная; 45%, 2–3 мм; изометричные; около 8%	4,49	42,0	Необратимая: при нагреве $T_1 = 560$; $T_2 = 575$ при остывании $T = 585$	Двугорбая, 0,65	Двугорбая, 209
Г - 2	Сульфидно-магнетитовая руда; массивная, вкрапленная; 35%; 0,3–1 мм; изометричные; 20%	4,51	34,0	Необратимая: при нагреве $T_1 = 575$; $T_2 = 590$ при остывании $T = 590$	Двугорбая, 0,3	Одногорбая, 63
Г - 3	Сульфидно-магнетитовая руда; массивная; 70%; 2–3 мм; изометричные; 5%	4,67	69,0	580	Двугорбая, 0,7	Трехгорбая, 215
Г - 4	Гранатовый скарн с высоким содержанием сульфидов (50%); вкрапленная; 5%; от 0,1 до 1-2 мм; изометричные; 45%	4,22	7,0	575	Слабовыпуклая, почти прямая, 0,15	Одногорбая, 22
Г - 5	Сульфидно-магнетитовая руда; массивная; 85%; 2–3 мм; изометричные; 2%	4,59	80,0	585	Двугорбая, 0,8	Двугорбая, 206
Г - 6	Гранатовый скарн; вкрапленная; 2%; 2*1 мм; вытянутая; близка к призматической; 98%	3,14	2,2	Необратимая: при нагреве $T_1 = 550$; $T_2 = 565$ при остывании $T = 565$	Прямая, 0,1	Одногорбая, 23
Г - 7	Эпидот-гранатовый скарн; вкрапленная; менее 1%; до 0,1%; изометричные; 60%	3,48	0,33	-	Прямая, 0,1	Слабовыпуклая, практически прямая, 31
Г - 8	Сульфидно-магнетитовая руда; полосчатая, прожилковая, вкрапленная; 75%; 1–2 мм; изометричные; 10%	4,54	67	Необратимая: при нагреве $T_1 = 560$; $T_2 = 570$ при остывании $T = 575$	Двугорбая, 0,45	Трехгорбая, 102

По данным, приведённым в ней можно сделать следующие выводы:

1. По результатам термомагнитного анализа в ряде образцов регистрируется наличие двух магнитных фаз (обр. Г-1, Г-2, Г-6, Г-8), причём более низкотемпературная фаза является неустойчивой, и при охлаждении на кривой зависимости магнитной восприимчивости от температуры не фиксируется. Содержание низкотемпературной фазы составляет в данных образцах от 10 до 45% от общего числа магнитной фазы. Температура Кюри высокотемпературной фазы соответствует чистому магнетиту. В образцах Г-3, Г-4, Г-5 регистрируется одна магнитная фаза, температура Кюри которой так же соответствует чистому магнетиту.

2. При перемагничивании образцы разделяются на две группы: у первых количество максимумов на кривых зависимости МАЭ и ЭБ от величины перемагничивающего поля совпадают (образцы Г-1, Г-5); у вторых количество максимумов различаются (образцы Г-2, Г-3, Г-4, Г-6, Г-8). Зависимостей МАЭ и ЭБ от величины перемагничивающего поля у образца Г-7 не наблюдается.

3. По данным образцам однозначно коррелировать плотность с содержанием магнетита не получается. Скорее всего, это связано с двумя причинами: малым количеством образцов (всего 8 шт.), и наличием пирита, плотность которого равна плотности магнетита.

В заключении можно отметить что в данной работе впервые на природных образцах был исследован эффект Баркгаузена. Этот метод наряду с магнитоакустической эмиссией и термомагнитным анализом также являются информативными экспресс-методом по отношению к магнитным минералам (в частности к магнетиту) в плане генетической характеристики самих этих минералов и, в последствии, самого месторождения или рудопроявления. Так же в процессе работы было установлено наличие нескольких генераций магнетита. Один из типов магнетита связан с вторичной гидротермальной переработкой, очистившей магнетит от примесей, второй тип из исследуемых образцов содержит магнетит, содержащий примеси, понижающие температуру Кюри, образованный в процессе скарнообразования. По данным изучения эффекта Баркгаузена выделяется ещё один тип магнетита, сложный по своему составу и непонятный по условиям образования. Необходимо провести микронзондовый и спектральный анализы на качественное и количественное содержание примесей в центральной и периферической частях зерен магнетита.

Автором предполагается продолжение работ по изучению генезиса магнетита.

Литература

1. *Вертушков Г.Н., Веретенникова Т.Ю., Авдонин В.Н. и др.* Поисковые признаки и прогнозная оценка месторождений на Урале. Свердловск: Свердловский горный институт, 1974.
2. *Мошев С.И.* Морфология рудных тел и условия формирования Гумешевского полигенного меднорудного месторождения // Дисс. к. г.-м. н., ИГиГУРО РАН, Екатеринбург, 1993.
3. *Грабежев А.И., Азовскова О.Б.* Гумешевское месторождение как представительсконово-медно-порфировой системы // Ежегодник Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 243–247.
4. *Филатов В.В., Иванченко В.С., Глухих И.И.* Петрофизика. Петромагнетизм в рудной геофизике // научная монография. Урал. гос. горный ун-т. Екатеринбург: Изд. УГГУ, 2011. 414 с.

ПРИМЕНЕНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО ДЕТЕКТОРА ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СВЯЗАННЫХ С ПРОЦЕССАМИ ДЕСТРУКЦИИ ЛЕДНИКОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Федоров Андрей Викторович, с.н.с.

Ганнибал Андрей Евгеньевич, стажер-исследователь

Кольский филиал Геофизической службы РАН

e-mail: Andrey_v_Fedorov@inbox.ru

В литературе широко описаны примеры регистрации сейсмических сигналов, генерируемых процессами деструкции ледников (льдотрясениями) [Ekström et al., 2003; O'Neel et al., 2007; Köhler et al., 2012]. Выделяют несколько механизмов генерации таких событий: крупномасштабные подвижки тела ледника – сёрдж (surge), растрескивание поверхности ледника, реверберации в дренажных системах ледников, а также разрушение кромки (терминуса) ледника, связанное с отколом ледовых блоков (калвинг).

Детальные наблюдения за активностью ледника Эсмарк [Виноградов и др., 2014] и других ледников Шпицбергена [Федоров, Асминг, 2012, 2014, 2015], проводимые Кольским филиалом Геофизической Службы РАН (КФ ГС РАН) показывают, что подавляющее число сейсмических событий, генерируемых активностью ледников, по-видимому, связаны именно с процессами деструкции зоны абляции (калвингом). Записи сигналов данного класса событий характеризуются подавляющим доминированием низких частот в спектральном составе, практически вся энергия колебаний лежит в диапазоне 2–5 Гц. Основываясь на данной характерной черте ледниковых событий, регистрируемых сейсмостанциями арх. Шпицберген, мы разработали новый автоматический детектор, нацеленный на поиск событий данного класса.

Схема работы детектора выглядит следующим образом:

- На первом этапе исходная запись фильтруется в целевой полосе частот – 2–5 Гц и производится статистическая оценка уровня шума в длительном временном окне (десять минут);

- После чего производится поиск фаз сейсмических событий – фрагментов записей, где отношение амплитуды сигнала, рассчитанной в некотором узком временном окне, к уровню статистически оцененного шума превышает некий порог (в нашем детекторе порог равен 3);

- После того как фаза обнаружена, фрагмент исходных данных, для интервала времени включающего обнаруженную фазу, фильтруется в более высокочастотной полосе 5–10 Гц;

- На заключительном этапе детектирования амплитуды обнаруженной фазы в низкой и высокой полосе частот сравниваются. Если амплитуда в целевой (низкой) полосе частот превышает амплитуду сигнала в высокой полосе в два и более раз, а длительность фазы превышает минимальный порог, то такое событие сохраняется как претендент на льдотрясение для дальнейшего анализа интерпретатором.

Апробация данного детектора была выполнена на данных трехкомпонентной станции HSPB, расположенной на берегу залива Хорнсунн-фиорд, на южной оконечности о. Западный Шпицберген и окружена несколькими крупными и активными ледниками. Станция принадлежит Институту геофизики Польской Академии Наук, непрерывные данные доступны в сети Интернет (www.orfeus-eu.org). Детектирование производилось по вертикальному каналу станции. Были обработаны данные за 2010–2014 гг. По результатам работы автоматического детектора обнаружено более 70 000 сейсмических событий, ассоциируемых с процессами деструкции ледников. По результатам анализа представительной выборки из 1000 отобранных событий, показано, что число ложных или сомнительных срабатываний не превышает 10–12% от общего числа. Такое качество полученных автоматическим детектором данных позволяет получить высокоточное распределение числа льдотрясений по времени и оценить временной ход процессов деструкции ледников, как в течение года, так и от года к году.

На рис. 1. представлен график распределения числа обнаруженных ледниковых сейсмических событий по станции HSPB за 2010–2014 гг. с усреднением по месяцам и график среднемесячной температуры воздуха в исследуемом районе.

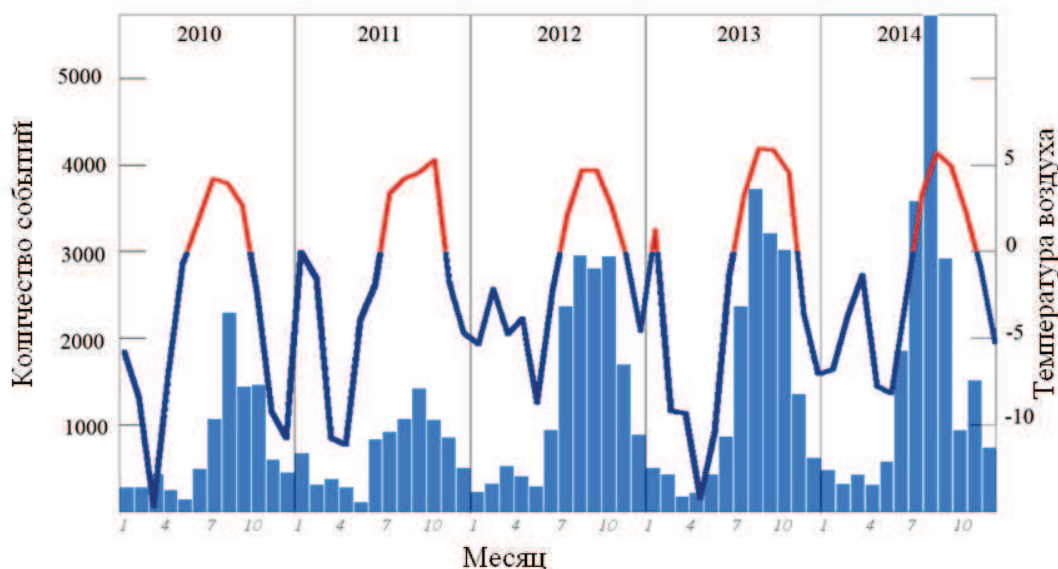


Рис. 1. Распределение количества обнаруженных событий по месяцам и сопоставление с среднемесячной температурой воздуха

Анализируя представленные графики можно заключить, что активизация процессов деструкции начинается с установлением положительных температур воздуха (июнь), достигает своего максимума в августе-сентябре, после чего снижается к концу года, после наступления периода отрицательных температур. Изменение числа обнаруженных событий в масштабе 5 лет показывает неуклонный рост среднегодового числа таких событий – за пять лет интенсивность возникновения льдотрясений в исследуемом районе увеличилась почти в три раза.

Подводя итог проведенным работам, можно заключить, что разработанный и примененный к обработке данных постоянной сейсмической станции автоматический детектор позволил получить представительный список сейсмических событий, ассоциируемых с деструктивными процессами в ледниках залива Хорнсунн-фиорд. По полученному списку событий построено временное распределение числа сейсмических событий, выявляющее внутригодовые и многолетние закономерности их распределения. Полученные распределения показывают тенденцию к росту интенсивности деструктивных процессов ледников в исследуемой области.

Литература

1. Ekström G., Nettles M., Abers G.A. Glacial earthquakes // *Science*. 2003. V. 302. P.622–624. doi: 10.1126/science.1088057.
2. Köhler A., Chapuis A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard // *The Cryosphere*. 2012. N 6. P.393–406.
3. O'Neel S., Marshall H.P., McNamara D.E., Pfeffer W.T. Seismic detection and analysis of icequakes at Columbia Glacier, Alaska // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. F03S23. doi: 10.1029/2006JF000595.
4. Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Федоров А.В., Виноградов А.Н. Сейсмоинфразвуковой мониторинг деструкции ледников (пилотный эксперимент на архипелаге Шпицберген) // *Сейсмические приборы*. 2014. Т. 50. № 1. С. 5–15.

5. Федоров А.В., Асминг В.Э. Автоматический мониторинг активности ледников Шпицбергена сейсмическим методом // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Материалы международной научной конференции (Мурманск, 6-8 ноября 2014 г.). М.: ГЕОС, 2014. Вып. 12. С. 305–309.
6. Федоров А.В., Асминг В.Э. Низкочастотные землетрясения архипелага Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена: Материалы международной научной конференции (Мурманск, 1-3 ноября 2012 г.). М.: ГЕОС, 2012. Вып. 11. С. 249–253.
7. Федоров А.В., Асминг В.Э. Мониторинг активности ледников Шпицбергена сейсмическим методом // Наука и технологические разработки. 2015. Т. 94. № 4. С. 44–52.

ТЕПЛОВАЯ ВИЗУАЛИЗАЦИЯ СВОБОДНОЙ КОНВЕКЦИИ

*Хацкевич Богдан Дмитриевич, аспирант
Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург
e-mail: Disaybl@yandex.ru*

Научный руководитель: д.г.-м.н., Демежко Дмитрий Юрьевич

Свободная тепловая конвекция в водонаполненных буровых скважинах – весьма распространенное явление [1–5]. Она возникает, когда вследствие положительного температурного градиента более теплый и, следовательно, более легкий флюид располагается ниже более холодного. Восходящие и нисходящие потоки стремятся выровнять плотностные и температурные неоднородности, однако горные породы поддерживают положительный градиент. Нестационарный характер тепловой конвекции ведет к температурным вариациям, что представляет значительный источник погрешностей при проведении высокоточных температурных измерений в скважинах [3, 4, 6, 7] и особенно – температурного мониторинга [3–5, 8, 9]. Для того, чтобы адекватно учитывать влияние конвекции на температурный режим в скважине, либо эффективно ее подавлять необходимо знать ее характеристики – амплитуду, спектральный состав, структуру течений. Попытки оценить характеристики свободной тепловой конвекции в скважине предпринимались неоднократно [1–3, 9–12], однако структурам конвективного течения уделялось существенно меньшее влияние. В работах [9, 11] с помощью численного математического моделирования было показано что система восходящих и нисходящих потоков представляет собой двухвитковую спираль, закрученную вдоль оси скважины. Однако этот результат был получен в очень узком диапазоне чисел Рэлея. Остается неизвестным реализуется ли такая система течений в буровых скважинах. Организовать систему наблюдений в реальной буровой скважине, позволяющую детально оценить структуру течений, весьма проблематично.

В настоящей работе описывается результат экспериментального исследования свободной тепловой конвекции, возникающей в условиях, приближенных к скважинным. Для этой цели был создан стенд (рис. 1).

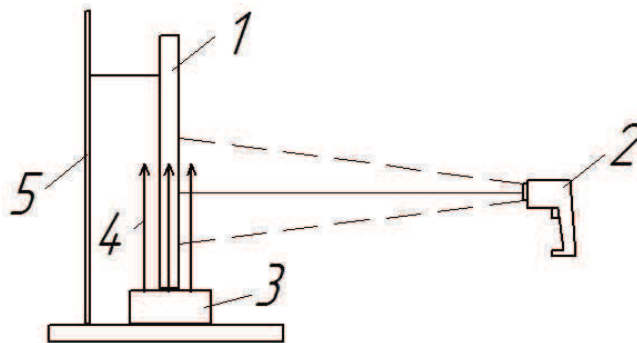


Рис. 1. Лабораторный стенд

1 – керамическая труба; 2 – поток нагретого воздуха; 3 – нагреватель; 4 – инфракрасный тепловизор Testo 875; 5 – штатив.

Буровая скважина имитируется водонаполненной керамической трубой (1). Температурный градиент поддерживается восходящим потоком воздуха (2) от нагревателя (3), а оценка структуры конвективных течений осуществляются путем измерений распределения температуры на внешней стенке трубы с помощью инфракрасного тепловизора (4).

В реальных буровых скважинах диаметром 75–150 мм критический температурный градиент равен $n \cdot (10^{-3} - 10^{-4})$ К/м. Воссоздать и поддерживать такой незначительный градиент в лабораторных условиях весьма проблематично, но если использовать трубу с меньшим диаметром, например 20 мм, то критический градиент увеличится до 1 К/м. Поддерживать

такие условия значительно легче, и внешние факторы не вносят существенных помех. Кроме того, температурные эффекты тепловой конвекции будут выше (пропорционально градиенту [13]), поэтому их можно надежно регистрировать с помощью тепловизора. Наблюдения проводились в средней части трубы – вдали от граничных эффектов.

В ходе экспериментов было установлено, что при температурном градиенте 1–2 К/м ($Ra=250–500$) проявляются устойчивые температурные неоднородности на стенках трубы (рис. 2). Положительные температурные аномалии возникают в верхней части исследуемого интервала трубы и медленно опускаются вниз (рис. 2).

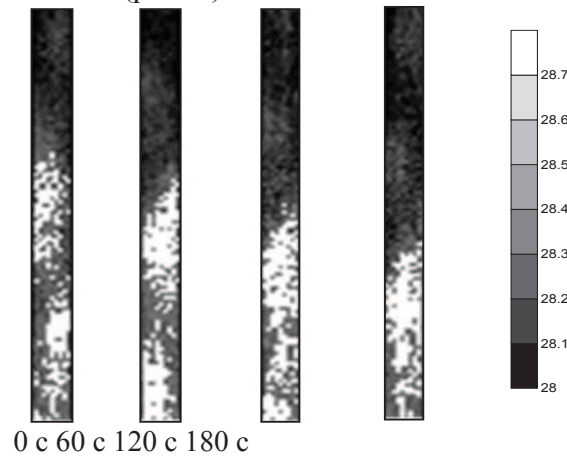


Рис. 2. Экспериментальные данные, снимки тепловизора Testo 875

Такой характер поведения можно объяснить вращением системы спиральных струй. Более длительное наблюдение позволило оценить параметры спирали и скорость ее вращения. В течение получаса с интервалом 60 секунд производилась инфракрасная съемка одного и того же участка трубы. Тепловые снимки оцифровывались, и для каждого оценивался средний температурный градиент, а затем – отклонение температуры от невозмущенного значения, определяемого температурным градиентом. Полученный результат представлен в виде плана изоаномал температуры (рис. 3).

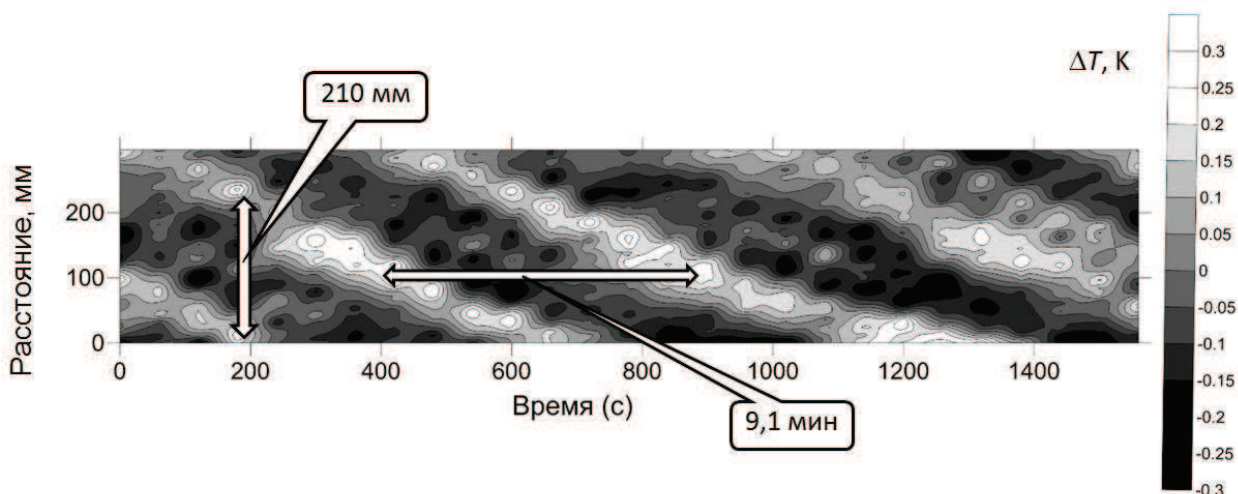


Рис. 3. План изоаномал (отклонений температуры от невозмущенного значения) в координатах время – расстояние от нижней части исследуемого участка трубы

Из рисунка 3 видно, что период вращения системы спиральных струй варьирует от 7,1 до 9,1 мин, шаг спирали (расстояние по вертикали между витками) изменяется от 190 до 230 мм. Во всех экспериментах мы наблюдали правую спиральную систему, вращающуюся в одну сторону – по часовой стрелке, если смотреть снизу. Возможно это связано с микроскопическими неровностями внутри трубы.

Проведенные исследования показали эффективность применения тепловизионной съемки для исследования конвективных течений. Этот метод был предложен нами впервые. В отличие от методов наблюдений конвекции в видимом диапазоне [3, 10, 12] он позволяет оценить температурные эффекты через непрозрачную трубу, а в отличие от исследований с погружными датчиками [7, 9, 10] – не искажает сам процесс.

Исследования подтвердили ранее высказанные теоретические предположения о спиральном характере восходящих и нисходящих потоков [9, 11]. Кроме того, было установлено что вся эта система вращается внутри трубы. Оценены параметры конвекции – шаг спирали и скорость вращения. Для дальнейшего изучения свободной тепловой конвекции, необходимо усовершенствовать установку, что позволит нам провести оценку большего числа характеристик и определить их взаимное влияние. Это позволит выработать эффективную методику учета или подавления свободной тепловой конвекции.

Литература

1. *Девяткин В.Н.* Влияние естественной конвекции на температуру в вертикальных скважинах // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972. С. 127–142.
2. *Девяткин В.Н., Кутасов И.М.* Влияние свободной тепловой конвекции и обсадных труб на температурное поле в скважинах // Тепловые потоки из коры и верхней мантии. М.: Наука. 1973. № 12. С. 99–106.
3. *Berthold S., Börner F.* Detection of free vertical convection and double-diffusion in groundwater monitoring wells with geophysical borehole measurements // Environmental geology. 2008. Т. 54. №. 7. С. 1547–1566.
4. *Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климишин А.В.* Температурные изменения в скважине Кун-1 (о. Кунашир), // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 1–6.
5. *Пермяков М.Е. и др.* Результаты изучения геотемпературного поля в скважине обсерватории «Талая» (южное побережье оз. Байкал) // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2011. Т. 2. №. 1.
6. *Wisian K. W. et al.* How hot is it? (A comparison of advanced technology temperature logging systems) // TRANSACTIONS-GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL. 1996. С. 427–434.
7. *Павлов А.В.* Оценка погрешностей измерений температуры грунтов в неглубоких скважинах в условиях сплошной криолитозоны // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. №. 4. С. 9–13.
8. *Cermak V., Safanda J., Bodri L.* Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part 1: Experiments and field data // International Journal of Earth Sciences. 2008. Т. 97. №. 2. С. 365–373.
9. *Миндубаев М.Г., Демежко Д.Ю.* Свободная тепловая конвекция в буровых скважинах: численное моделирование и экспериментальные данные // Мониторинг наука и технологии, 2012.
10. *Остроумов Г.А.* Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. Гос. изд-во техн.-теорет. лит-ры, 1952.
11. *Хорошев А.С., Шахов В.Г.* Моделирование ламинарного свободно конвективного течения в длинном вертикальном цилиндре // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2011. Т. 13. №. 4–1.
12. *Berthold S., Resagk C.* Investigation of thermal convection in water columns using particle image velocimetry // Experiments in fluids. 2012. Т. 52. №. 6. С. 1465–1474.
13. *Eppelbaum L. V., Kutasov I. M.* Estimation of the effect of thermal convection and casing on the temperature regime of boreholes: a review // Journal of Geophysics and Engineering. 2011. Т. 8. №. 1. С. R1

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ CUDA ДЛЯ УСКОРЕНИЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СТРУКТУРНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

*Цидаев Александр Григорьевич, н.с.
Институт геофизики УрО РАН
e-mail: <mailto:mail@tsidaev.ru>*

Постановка задачи

В данной статье приводится введение в технологию CUDA, предназначенную для распараллеливания вычислений на видеокартах (Graphical Processing Unit – GPU) и разработанную компанией Nvidia для своих устройств. Осуществлено сравнение скорости работы программы, решающей прямую структурную задачу гравиразведки, на центральном процессоре (CPU) и различных видеокартах.

Структурная задача гравиразведки – это задача о нахождении аномального гравитационного поля, порождаемого контактом между слоями с различными плотностями. Постановка приводится на рис. 1, а.

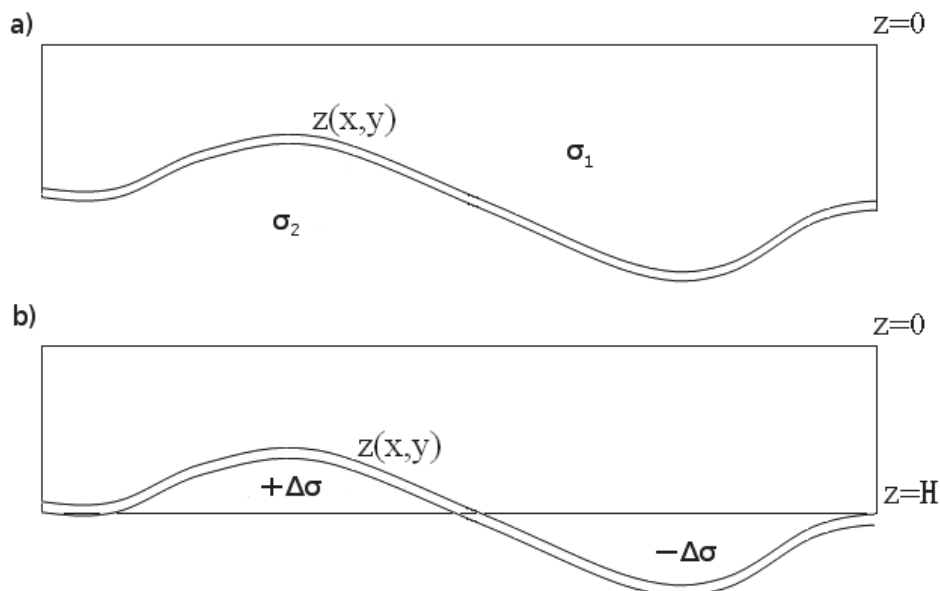


Рис. 1. а – Структурная граница, б – её параметризация по Страхову

В.Н. Страховым была предложена альтернативная постановка [1] (параметризация, рис. 1, б), позволяющая получить значение гравитационного эффекта выходящей на асимптоту границы, зная лишь положение границы, положение её асимптоты и скачок плотности на границе:

$$\Delta g(x', y') = \gamma \cdot \Delta\sigma \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dx dy}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2}} \Bigg|_{z=H}^{z(x', y')} =$$

$$= \gamma \cdot \Delta\sigma \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2}} \right) dx dy, \quad (1)$$

здесь x', y' – точка наблюдения,
 $z(x, y)$ – поверхности структурной границы,
 H – асимптотическая плоскость границы $z(x, y)$

$\Delta\sigma$ – скачок плотности ($\sigma_1 - \sigma_2$), разница между плотностью над границей $z(x,y)$ и под ней. Скачок плотности выше асимптотической плотности полагается положительным, ниже – отрицательным,
 γ – гравитационная постоянная.

Прямой счет интеграла (1) прямой задачи затруднен для приповерхностных границ слабой особенностью в точке $(x=x', y=y', z=0)$. В работе [2] нами был предложен способ вычисления гравитационного эффекта границы при помощи конечно-элементного подхода, основная формула которого

$$\Delta g(x', y') = (\eta - y') \cdot \ln(|\xi - x'| + R) + (\xi - x') \cdot \ln[|\eta - y'| + R] - \zeta \cdot \arctg \left[\frac{(\xi - x') \cdot (\eta - y')}{\zeta \cdot R} \right] \Bigg|_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \Bigg|_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \Bigg|_H^{z(\xi_i, \eta_j)} \quad (2)$$

Здесь $R = \sqrt{(\xi - x')^2 + (\eta - y')^2 + \zeta^2}$.

Помимо возможности вычислять поле для приповерхностных границ, вычисления по формуле (2) имеют другое преимущество – граница не обязана иметь асимптоту. В большинстве случаев достаточно взять среднее значение глубины границы $z(x,y)$: $H = \text{Avg}(z(x,y))$.

Способ распараллеливания один что для (1), что для (2). Сразу видно, что вычисления в разных точках наблюдения (x', y') могут производиться независимо друг от друга. Также видно, что алгоритмическая реализация формулы (2) будет представлять собой четыре вложенных цикла – по координатам точек наблюдения x' и y' , для каждой из которых будут перебираться все точки задания границы x и y . Подобная структура алгоритма идеально подходит для реализации при помощи технологии CUDA. CUDA на логическом уровне представляет собой набор блоков (Blocks), в каждом из которых одновременно может выполняться несколько потоков (Threads). Обработка различных блоков тоже происходит параллельно. Каждый поток произведет вычисление гравитационного эффекта элементарной призмы, расположенной в точке (x,y) , после чего для блока будет произведено суммирование результатов для всех (x,y) . Полученное значение и будет являться гравитационным полем, порожденным границей $z(x,y)$ в точке (x', y') . Визуально алгоритм представлен на рис.2.

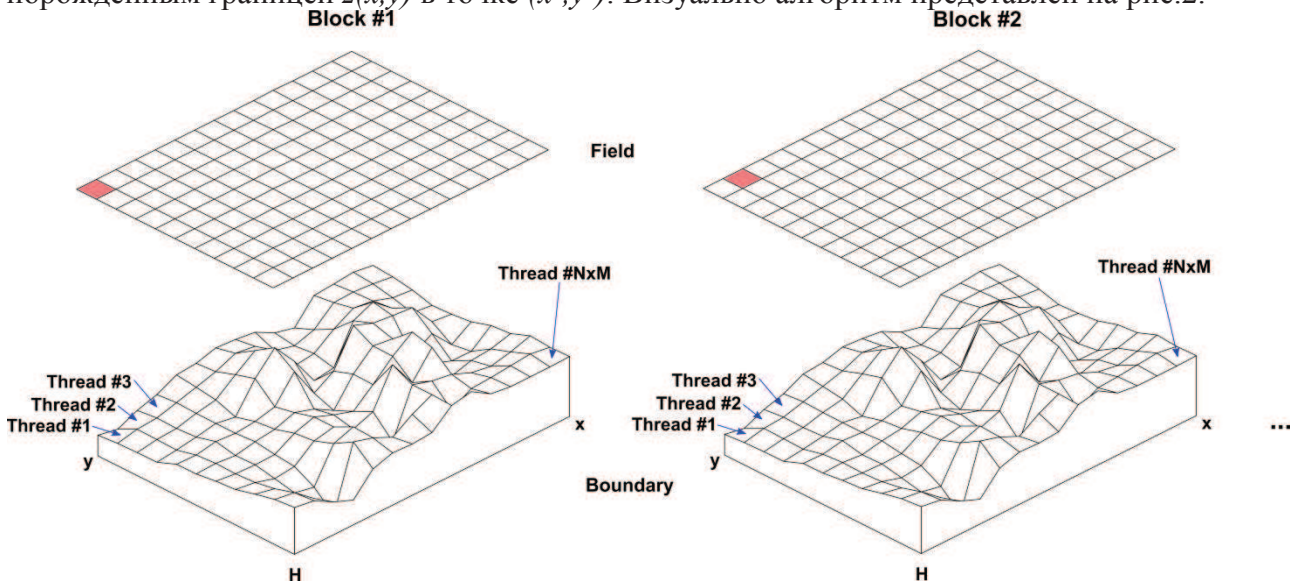


Рис. 2. Распараллеливания вычисления по блокам и потокам CUDA

Результаты

Алгоритм был реализован на языке C++ (стандарт для CUDA-разработки) и было осуществлено сопоставление скорости выполнения на различной аппаратуре. Однопроцессорная версия реализована без каких-то ни было технологий параллелизации (как оно, впрочем, обычно и бывает) и приводится для сравнения. Полученные результаты представлены в виде таблицы:

Оборудование	Время вычисления, с	Ускорение
1 CPU (Intel Xeon E5520)	3968,16 (~66 минут)	1x
1 GPU (NVidia GTX580)	62,412	64x
1 GPU (NVidia GTX780 Ti)	32,711	121x
1 GPU (Tesla M2050)	27,841	143x
2 GPU (NVidia GTX780 Ti)	16,862	235x
2 GPU (Tesla M2050)	13,693	290x
4 GPU (Tesla M2050)	7,528	527x
8 GPU (Tesla M2050)	5,274	752x

Видно, что вычисления на процессоре имеют гораздо более низкую эффективность, чем вычисления с использованием даже простой «домашней» видеокарты. При переходе к «игровым» видеокартам и специализированным вычислителям разница становится ещё более заметной. Также видно, что при увеличении количества используемых видеокарт, полученное ускорение возрастает практически линейно. Это говорит о прекрасной масштабируемости GPU-вычислений.

Стоит отметить, что однопроцессорную версию программы тоже возможно распараллелить для использования на современных многоядерных процессорах. Это позволит сократить разрыв.

Полученный алгоритм может успешно применяться и для решения обратной задачи гравиразведки итеративными методами – такими как, к примеру, метод локальных поправок. Описание такой оптимизации приводится в [3].

Исследование проведено при поддержке Российского научного фонда (проект 14-27-00059).

Литература

1. *Страхов В.Н.* К теории обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 2. С. 43–65.
2. *Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г.* Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.
3. *Tsidaev A.* CUDA parallel algorithms for forward and inverse structural gravity problems // Proceedings of the 1st Ural Workshop on Parallel, Distributed, and Cloud Computing for Young Scientists (CEUR Workshop Proceedings, Vol-1513). 2015. <http://ceur-ws.org/Vol-1513/paper-06.pdf>

**О РОЛИ ПРИЛИВНЫХ СИЛ ЛУНЫ И СОЛНЦА ПРИ ПОДГОТОВКЕ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ФОРМИРОВАНИИ ЗОН СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ**

*Чубаров Даниил Леонидович, студент
Национальный исследовательский Томский политехнический университет
e-mail: convert008@mail.ru
научный руководитель: д.ф.н. Немирович-Данченко Михаил Михайлович*

Общеизвестный факт – у берегов морей и океанов вода дважды в сутки поднимается до некоторого максимального уровня и дважды в сутки опускается до минимального. Исходной причиной этих явлений являются приливные (приливообразующие) силы, действующие на Землю со стороны Солнца и Луны (в значительно меньшей степени они действуют и со стороны других небесных тел).

Однако было бы неправильно считать, что приливные силы распространяются исключительно на водную поверхность. Некоторые авторы отводят приливному силам роль в генерации магнитного поля Земли [1], аномалий электромагнитного излучения [2], не является секретом и наличие приливного горба на нашей планете.

Цель данной работы – используя приливную модель Дж. Дарвина численно рассчитать и проанализировать воздействие приливных сил на точку эпицентров крупнейших землетрясений, а также интегральное суточное воздействие этих сил на земную кору.

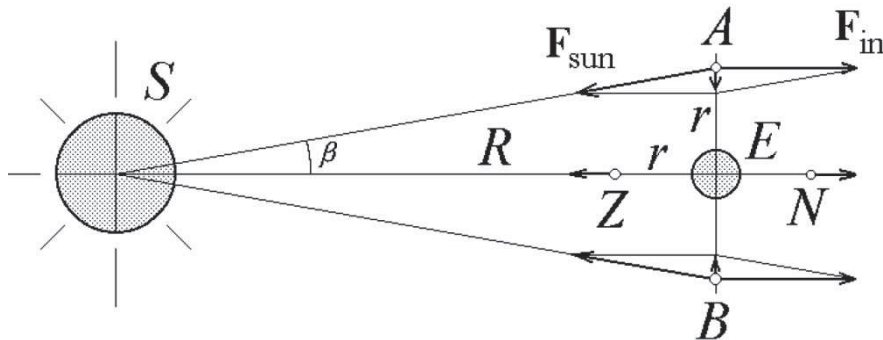


Рис. 1. Происхождение приливных сил вблизи Земли в неоднородном поле солнечного (лунного) тяготения [4]

Рисунок 1 схематически иллюстрирует происхождение и свойства приливообразующих сил, вызванных Солнцем. Во всех точках, кроме A, N, Z и B приливные силы имеют как горизонтальные, так и вертикальные составляющие (рис. 2), которые рассчитываются с учетом угла θ .

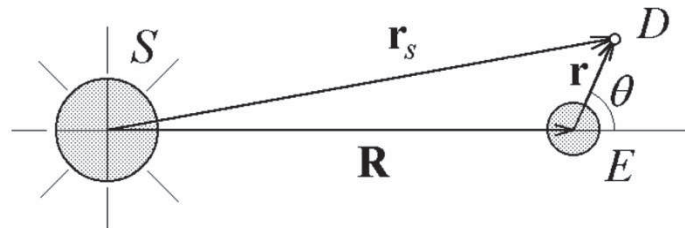


Рис. 2. Переменные r и θ , используемые для указания положения произвольной точки вблизи Земли [4]

$$F_{hor} = -3G \frac{mM_{Sun}}{R^3} r \cos\theta \sin\theta = -\frac{3}{2} G \frac{mM_{Sun}}{R^3} r \sin 2\theta$$

$$F_{vert} = G \frac{mM_{Sun}}{R^3} r (3\cos^2\theta - 1) = \frac{3}{2} G \frac{mM_{Sun}}{R^3} r \left(\cos 2\theta + \frac{1}{3} \right)$$

Далее необходимо принимать во внимание, что взаимное положение Луны и Солнца – величина переменная, поэтому для разных положений на одну и ту же точку будет оказываться разное суммарное воздействие. Данную проблему можно решить, перебрав все возможные взаимные расположения Луны и солнца (при шаге в 1 градус таких положений насчитывается 129600). Суммарная величина горизонтальной компоненты приливной силы находится сложением аналогичных компонент для Солнца и Луны при соответствующих их положениях.

Для примера рассмотрим случай, приведенный на рисунке 3. Для экваториальной широты величина горизонтальной составляющей приливной силы, действующей со стороны Солнца и Луны на точку, будет находиться по формуле (2). В первом случае (со стороны Солнца) будет задействован угол θ_1 , во втором (со стороны Луны) – θ_2 . Общее значение горизонтальной компоненты будет находиться путем сложения этих двух величин.

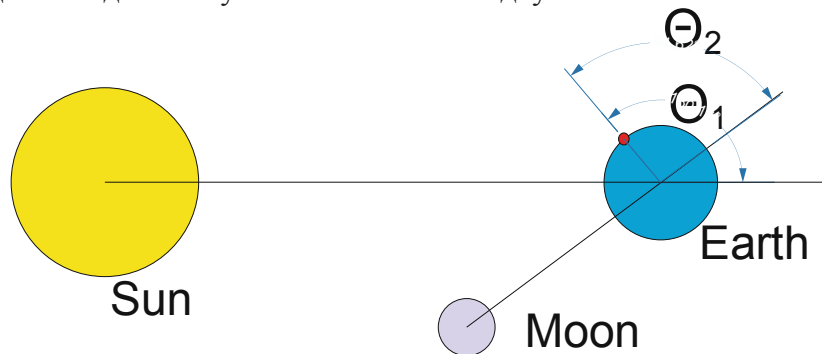
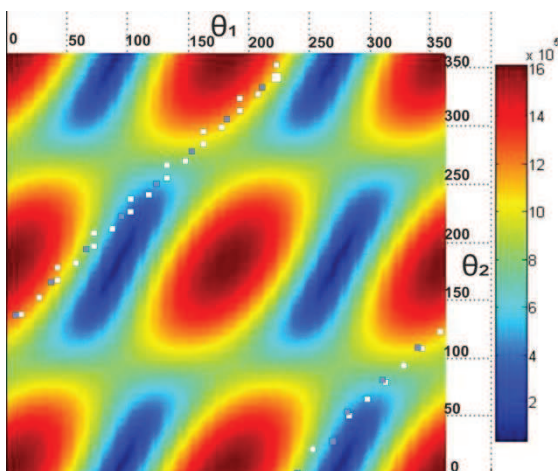


Рис. 3. Пример взаимного расположения Солнца и Луны

Рассмотрим модель действия приливных сил Луны и солнца на тело, представляющее собой куб с ребром 1 км, состоящий из воды с плотностью 1 г/см^3 (масса такого объекта будет равна 10^{12} кг).

Модуль суммарного вектора приливной силы рассчитывался по формуле: $F = \sqrt{F_{hor}^2 + F_{vert}^2}$.

Далее, проанализируем влияние приливных сил на наиболее крупные землетрясения, произошедшие вблизи экваториальной широты. Для того, чтобы понять степень влияния приливных сил на то или иное землетрясение необходимо проследить изменение значений суммарного модуля приливных сил за некоторое время до самого события. Здесь необходимо учитывать, что в каждый момент времени для точки эпицентра изменялись не только углы θ_1 и θ_2 , но и расстояния до Солнца и Луны, а так же наклон Земного шара относительно этих двух объектов. Иллюстрации изменения приливных сил в эпицентрах землетрясений приведены на рисунках 4–6.





	Воздействие приливных сил на эпицентр землетрясения на Суматре 11.04.2012 в течение суток до момента толчка (сам толчок отмечен увеличенным квадратом), шаг – 1 час
	Воздействие приливных сил на эпицентр землетрясения в Папуа-Новой Гвинее 16.11.2000 в течение суток до момента толчка (сам толчок отмечен увеличенным квадратом), шаг – 2 часа

Рис. 4. Изменение модуля суммарного вектора приливных сил на точки эпицентров землетрясений на Суматре и Папуа-Новой Гвинее в течение суток до толчка

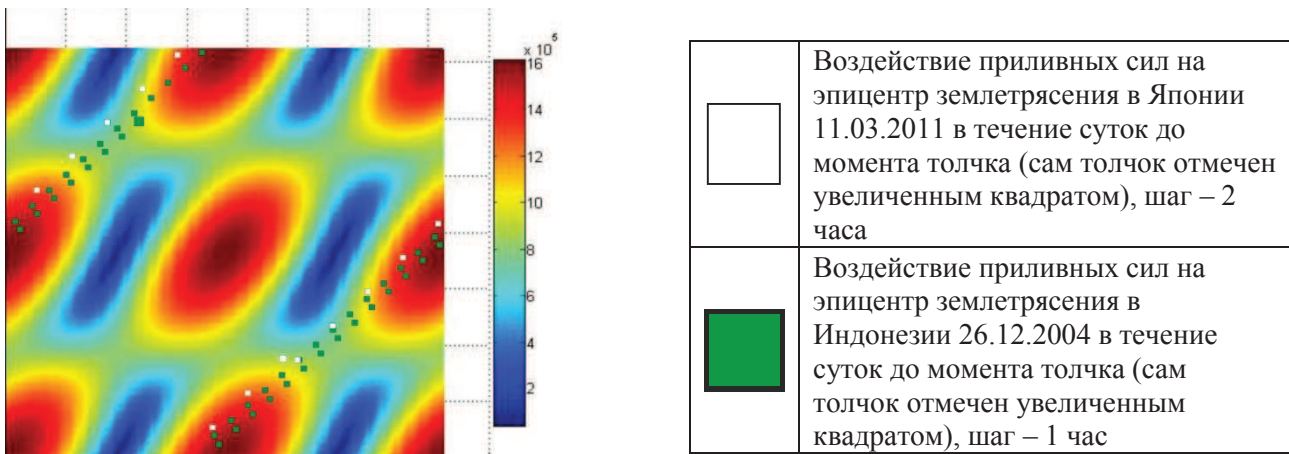


Рис. 5. Изменение модуля суммарного вектора приливных сил на точки эпицентров землетрясений в Японии и Индонезии в течение суток до толчка

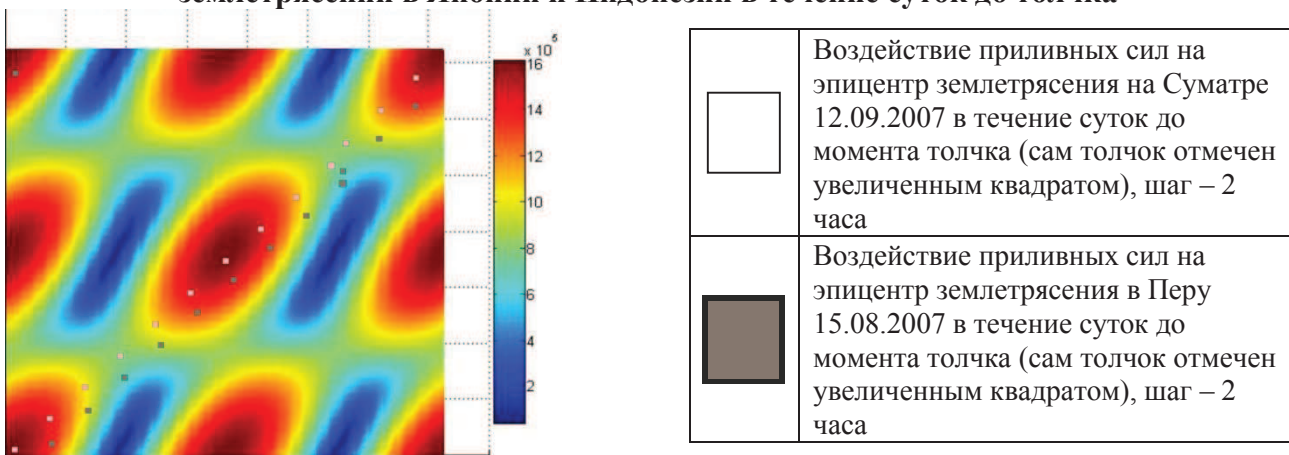


Рис. 6. Изменение модуля суммарного вектора приливных сил на точки эпицентров землетрясений на Суматре и в Перу в течение суток до толчка

Заключение

Исследования, проводимые как российскими (Ребецкий Ю.Л., 2007, [2]) так и зарубежными (Meltiever, L [5], и др. 2009) исследователями показывают, что в целом, роль приливных сил при подготовке землетрясений численно не велика. Тем не менее, полностью отрицать участие приливных сил в формировании поля напряжений в земной коре не берется ни один исследователь и для регионов, где сейсмологическая активность наиболее высока (Япония, Индонезия и т.д.) изучение любых возможных механизмов, приводящих к землетрясениям, является весьма актуальной проблемой.

Литература

1. Кочнев В.А. Кинематико-гравитационная модель геодинамо// Геофизический журнал № 4. Т. 35. 2013. С. 3–15;
2. Степанов М.В. Изучение краткосрочных предвестников землетрясений методом электромагнитной эмиссии: Дис. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10. Москва. 2004. 190 с. РГБ ОД, 61:05-1/573.
3. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений, обусловленный гравитационными силами, пластическим течением и вертикальными перемещениями // Тезисы докладов. Девятые геофизические чтения Федынского, 1–3 марта 2007 г. М.: Изд. Герс. 2007. С. 80–81.
4. Butikov E. *A Dynamical Picture of the Oceanic Tides*. American Journal of Physics, v. 70, No 10 (October 2002) pp. 1001–1011.
5. Meltiever, L., de Viron O., Conrad, C. P., Renault S., Diamant M., and Patau, G.: Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides, Earth Planet. Sci. Lett., 278, 370–375, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.024, 2009.

ИЗУЧЕНИЕ ПРЕЛОМЛЕННЫМИ ВОЛНАМИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

*Швецова Мария Николаевна, студентка 3 курса
Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь
e-mail: koltourist@yandex.ru
научный руководитель: к.г.-м.н., доцент И.Ю. Митюнина*

В настоящее время в сейсморазведке многократных перекрытий (МОГТ) довольно остро стоит проблема учета скоростных неоднородностей верхней части разреза (ВЧР) и расчета статических поправок [3]. Это связано, прежде всего, с существенным сокращением специальных полевых работ по изучению ВЧР: сейсмокаротажа скважин и профилирования методом преломленных волн. В подобных условиях для оценки скоростных свойств разреза целесообразно использовать информацию о преломленных волнах, регистрирующихся в начальной части стандартных сейсмограмм МОГТ [4].

Целью данной работы является построение детальной скоростной модели приповерхностной части разреза по материалам сейсморазведки многократных перекрытий (МОГТ). В работе использованы материалы сейсмических работ, проведенных ОАО «Пермнефтегеофизика» по одному из профилей МОГТ, расположенному в пределах Соликамской депрессии.

В ходе работы были решены следующие задачи:

- изучение теоретических основ метода преломленных волн в модификации первых вступлений;
- получение навыков работы в системе обработки сейсмических данных **SPS-PC** (Голярчук Н.А.);
- корреляция времен первых вступлений сейсмограмм МОГТ;
- обработка и интерпретация времен первых вступлений в программе Head Wave системы SPS-PC;
- создание глубинно-скоростной модели разреза с учетом данных сейсмокаротажа.

Построение скоростной модели приповерхностной части геологического разреза проводилось в системе обработки **Seismic Processing System for PC** (Н.А. Голярчук), обеспечивающей полный цикл обработки сейсмических данных метода отраженных и преломленных волн, полученных в полевых условиях [2]. Обработка и интерпретации материалов метода преломленных волн осуществлялась в модуле **HeadWave** и включала в себя несколько этапов.

На первом этапе на полевых сейсмограммах МОГТ осуществлялась корреляция времен первых вступлений и построение годографов. Полученное по результатам прослеживания поле времен первых вступлений (рис. 1) имеет довольно сложную структуру, свидетельствующую о существенной неоднородности приповерхностной части разреза профиля наблюдений.

Затем осуществлялась интерактивная обработка прокоррелированных годографов в предположении о регистрации в первых вступлениях головных волн. Важнейшим этапом построения модели разреза является расслоение поля времен. Перед расслоением годографы должны быть увязаны и отредактированы. Поле времен прихода преломленных волн рассчитывается в виде карты изохрон в координатной системе ($X_{\text{огт}}$, L), где $X_{\text{огт}}$ – пикет ОГТ (ось X), L – удаление ПП–ПВ по модулю.

Первой линией излома годографов всегда соответствует интервал слежения прямой волны. Даже если прямая волна не регистрируется на данном профиле или не была прослежена в годографах, необходимо указать фиктивную линию точек перегиба (начало слежения первой преломленной волны).

Каждой линии точек излома, начиная со второй, соответствует интервал удалений прослеживаемости одной преломленной волны. На глубинном разрезе каждой такой линии будет соответствовать одна преломляющая граница.

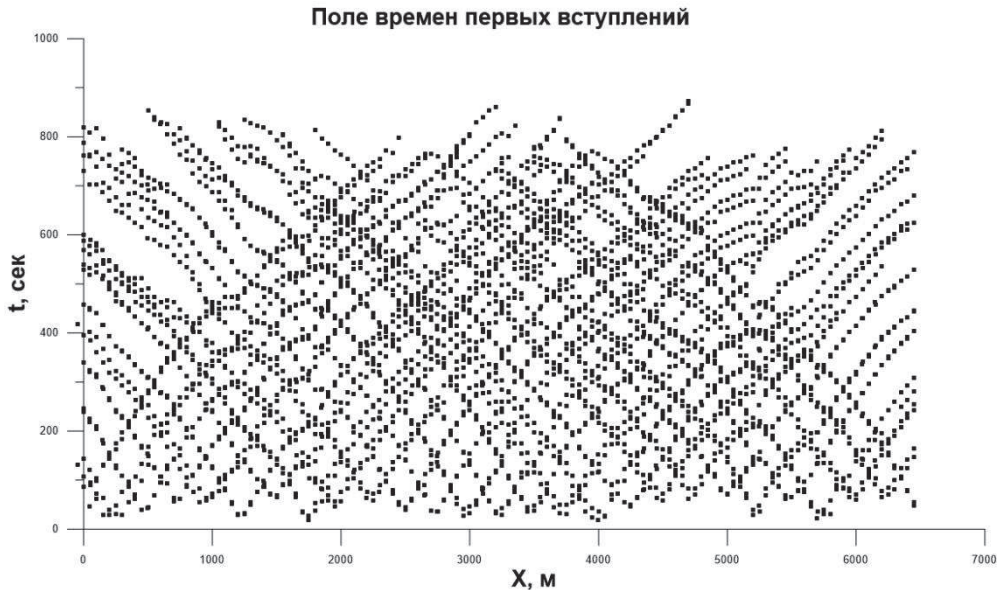


Рис. 1. Поле времен первых вступлений

Далее в режиме **Vels** осуществляется расчет средних и граничных скоростей, а также редакция скоростной модели ВЧР и построение преломляющих границ.

Вычисление глубин залегания преломляющих границ проводили в режиме **Depth** способом T_0 [1]:

$$H = \frac{V_m T_0}{2 \cdot \cos(i)},$$

где H – глубина залегания преломляющей границы; V_m – средняя скорость в покрывающей среде; i – критический угол.

По результатам интерпретации изучаемая толща разреза может быть аппроксимирована трехслойной моделью среды. Верхняя преломляющая граница залегает на глубинах 16–40 м (рис. 2, б). Средняя скорость волн изменяется в пределах – от 800 до 1300 м/с, принимая максимальное значение на расстоянии 2200 м от начала профиля (рис. 2, а). Граничная скорость варьирует от 2300 до 3300 м/с, несколько уменьшаясь в средней части профиля.

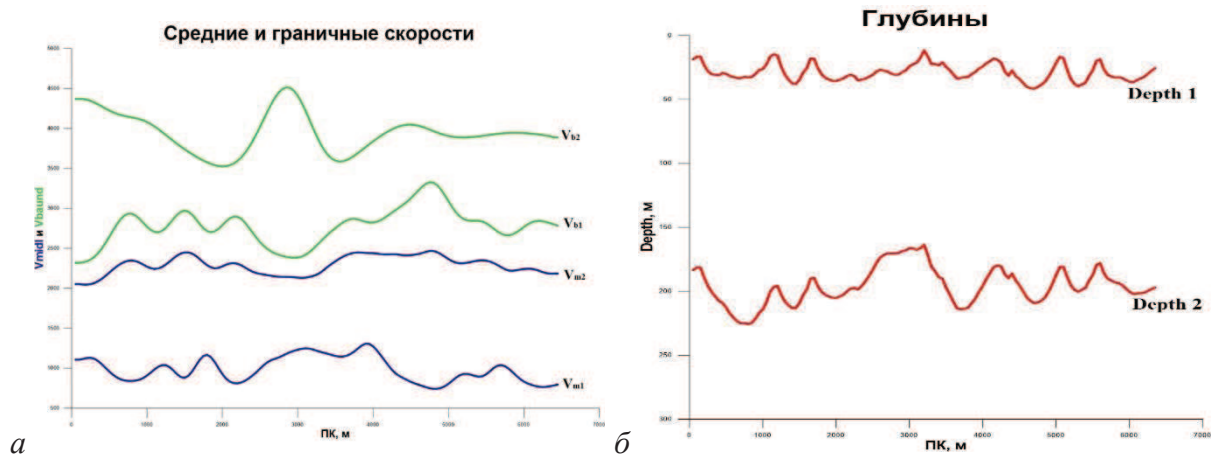


Рис. 2. Графики скоростей (а) и глубин залегания преломляющих границ (б)

Вторая преломляющая граница выделяется в разрезе на глубинах 180–210 м (рис. 2, б). Средние скорости составляют от 2000 до 2450 м/с, а граничные колеблются от 3500 до 4500 м/с (рис. 2, а), достигая максимальных значений в центральной части профиля (на расстоянии 2300–3500 м от начала профиля).

На основе полученной информации была построена глубинно-скоростная модель ВЧР вдоль профиля наблюдений (рис. 3) и проведено ее сопоставление с данными сейсмокаротажа скважины Р-17-Дурина-69, расположенной вблизи точки $X=1750$ м профиля наблюдений.

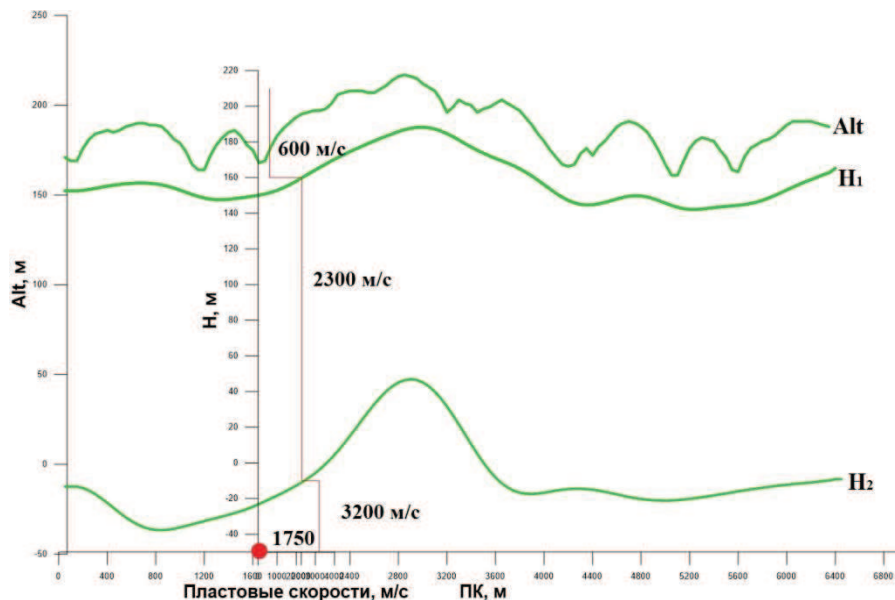


Рис. 3. Глубинно-скоростная модель разреза

Отчетливо видно, что верхняя преломляющая граница в сглаженном виде повторяет форму рельефа поверхности наблюдений и, вероятно, приурочена к подошве рыхлых четвертичных отложений. Вторая преломляющая граница, согласно разрезу скв. 17, разделяет мощную толщу терригенных пород и подстилающий слой терригенно-карбонатных отложений верхнепермского возраста.

Хорошая сходимость результатов интерпретации преломленных волн с данными сейсмокаротажа скважин свидетельствует о высокой эффективности использования преломленных волн для изучения скоростных неоднородностей верхней части геологического разреза.

Автор выражает свою благодарность научному руководителю, к.г.-м.н. И.Ю. Митюниной за ценные замечания и помощь в написании статьи.

Литература

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Тверь: Издательство АИС, 2006.
2. Интернет-ресурс: www.SPS-PC.Narod.ru
3. Митюнина И.Ю., Спасский Б.А., Лантев А.П. Первые волны на сейсмограммах МОВ и изучение верхней части разреза // Геофизика. № 5. 2003. С. 5–12.
4. Спасский Б.А. Учет верхней части разреза в сейсморазведке: Иркутский ГУ, 1990.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТЕХНОГЕННЫМИ РАССОЛАМИ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

*Ширяев Константин Николаевич, аспирант
Горный институт УрО РАН (г. Пермь)
e-mail: komrad-shiryaev@yandex.ru
научный руководитель: к.г.-м.н. Степанов Ю.И.*

Требования экологической безопасности для полигонов захоронения промышленных и бытовых отходов предусматривают максимальную защиту объектов природной среды, находящихся в зоне вероятного влияния полигонов. Подземные и поверхностные водные объекты наиболее уязвимы при нарушениях в строительстве, эксплуатации и рекультивации мест захоронения отходов. Защита объектов гидросферы предусматривает разработку программ экологического мониторинга, направленных на обнаружение возможного загрязнения, контроль допустимой нагрузки, прогноз изменения состояния и управление воздействием [1, 2].

Геофизические методы широко применимы в решении основных гидрогеологических задач на всех стадиях изысканий. Геологическое и гидрогеологическое картирование с определением мощности пластов, состава покровных и коренных пород, водоносных и водоупорных горизонтов, оценка динамики подземных вод; изучение гидрогеологического режима водозаборов и др. ведутся методами электроразведки - электромагнитным зондированием и всеми видами электропрофилирования. Для выявления направления и зон вероятной фильтрации грунтовых вод эффективным является метод естественного поля. Для литологического расчленения зон фильтрационных потоков применим метод вертикального электрического зондирования. Высокая разрешающая способность методов и их модификаций сочетается с экономической эффективностью и экологической чистотой геофизических работ [2, 3].

Для составления гидрогеологической модели распространения минерализованных вод из шламохранилища и от солеотвала 1 очереди СКРУ-3 были выполнены электроразведочные исследования методом ВЭЗ (рис. 1).

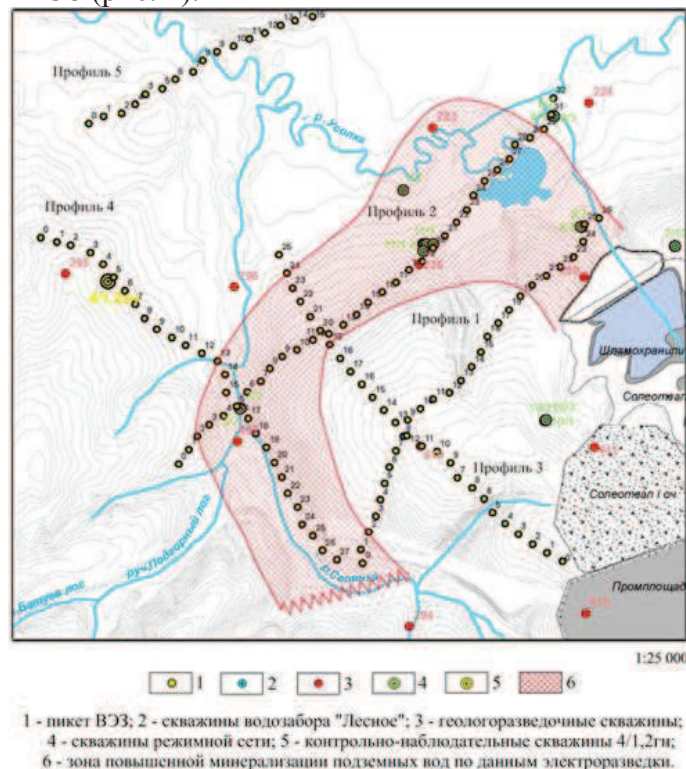


Рис. 1. Зона повышенной минерализации подземных вод по данным электроразведки

Сопоставление результатов количественной интерпретации четырех параметрических ВЭЗ, расположенных вблизи скважин, с данными бурения показал, что находят отображение практически все основные комплексы пород, включая четвертичные отложения, ПЦТ, ТКТ, СМТ и ПКС (рис. 2).

Для решения задачи по определению повышенной минерализации подземных вод, следует исходить из того, что участкам повышенной минерализации (засолонения) соответствуют пониженные значения КС. На разрезах КС таким участкам соответствуют значения сопротивления от 2 до 20 Ом*м. На геоэлектрических разрезах эти зоны выделяются синечерным цветом.

По результатам качественной и количественной интерпретации построены разрезы кажущихся сопротивлений и геоэлектрические разрезы, схемы изменения кажущихся сопротивлений для различных разносов питающей линии, а также объемная модель участка.

В качестве примера на рисунке 2 приведен профиль 2, простирающийся в северо-восточном направлении. Как видно из рис. 2 на пикетах 24–29 низкоомная зона начинается с поверхности, что связано с проложением профиля в этом интервале по берегу озера. В этой части профиля низкоомная аномальная зона прослеживается до абсолютных отметок 0–20 м. К юго-востоку от этой зоны верхняя граница низкоомной области погружается и на пикете 13 достигает по абс. отметке 80 м. Следует отметить, что нижняя граница низкоомной зоны от ПК 24 с абс. отметки 10 м к ПК 13 поднимается до отметки 40 м. При пересечении данного профиля р. Селянка между пикетами 9–4 выделяется еще одна низкоомная зона. Верхняя граница низкоомной зоны приурочена к абс. отметке 70 м, нижняя к отметке 10 м. Но в целом, на данном профиле начиная с ПК 29 и до ПК 3 выделяется единая область низкоомных сопротивлений, что подтверждается и по данным количественной интерпретации на геоэлектрическом разрезе. На остальных профилях так же выделяются участки низких сопротивлений, которые очевидно обусловлены повышенной минерализацией подземных вод.

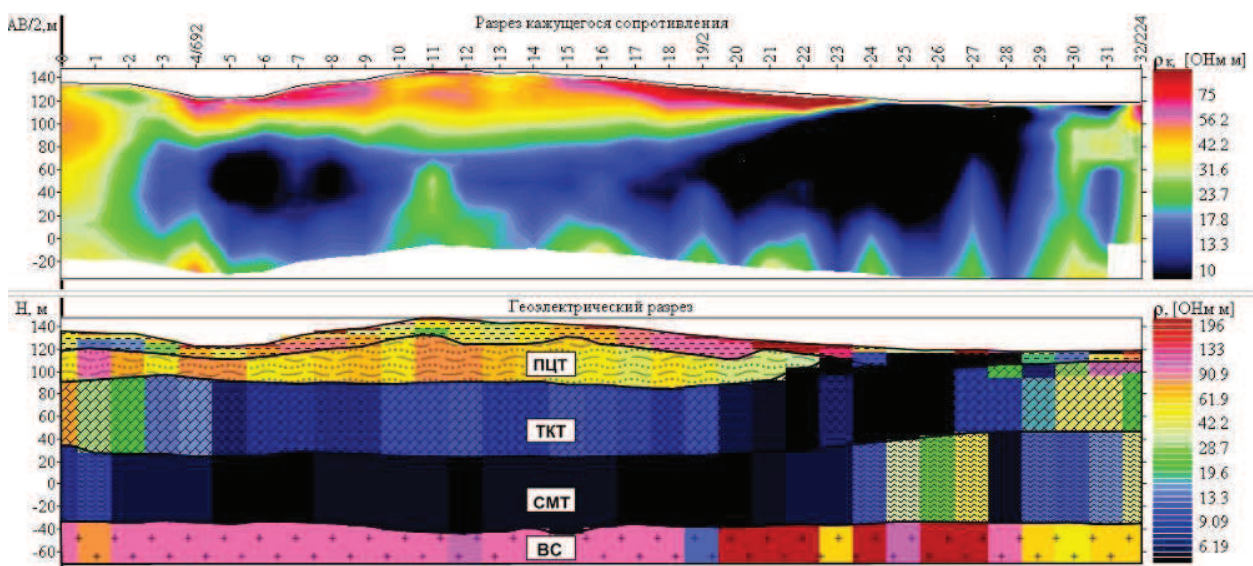


Рис. 2. Разрез кажущегося сопротивления и геоэлектрический разрез по профилю 2

Для объемной визуализации данного участка, по результатам исследований, была построена 3-D модель распределения поля кажущегося сопротивления (рис. 3–4).

Выделенная зона имеет подковообразную форму и простирается из центральной части южного окончания участка исследований в северо-западном направлении вдоль профиля 4, при пересечении с профилем 2 меняет свое направление на северо-восточное, а на северном окончании участка (в районе озера) ориентирована на юго-восток к шламохранилищу.

На основе анализа данных интерпретации выявлена пространственная закономерность выделенных аномальных участков и последние объединены в возможную зону повышенной минерализации подземных вод (рис. 1).

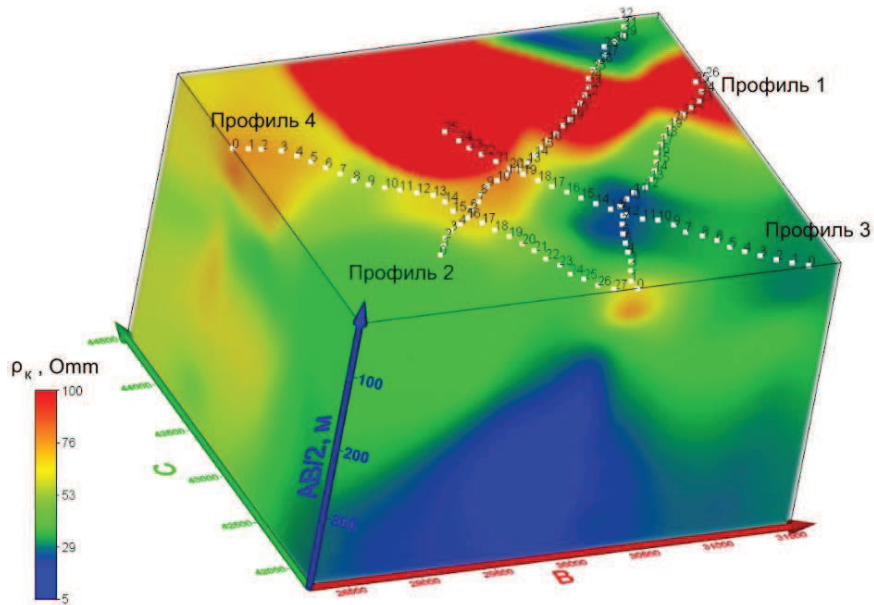


Рис. 3. 3-D модель распределения поля КС

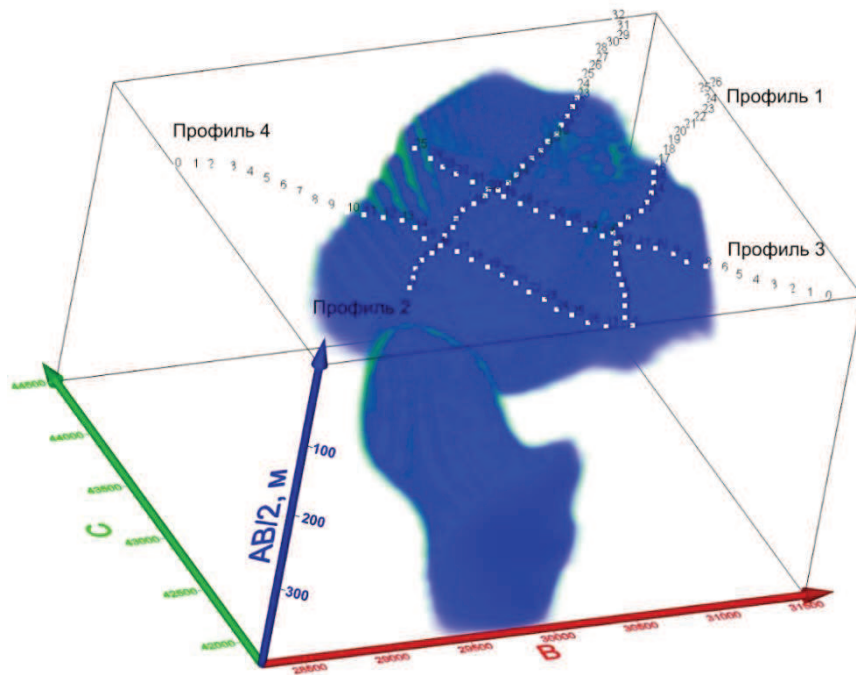


Рис. 4. Область КС, равная 20 Ом·м

Литература

1. Инструкция по проектированию, эксплуатации и рекультивации полигонов для твердых бытовых отходов. М. 1997. 314 с.
2. Катаев В.Н., Степанов Ю.И. К вопросу о геофизическом мониторинге техногенных экосистем /сб. «Геология и полезные ископаемые Запад. Урала». Пермь, 1997. С. 105–107.
3. Степанов Ю.И. Выделение глубинных аномальных водотоков на основе измерения естественного поля при комплексных исследованиях урбанизированных территорий/ Ю.И. Степанов, А.М. Мухаметшин// Горн. информ-аналит. бюл. 2010. № 12. С.130–134.

ВАРИАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ЗАКОНА ОМОРИ В АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ПО ДАННЫМ КАТАЛОГА ТАДЖИКИСТАНА

Шозиёв Шокарим Парвонашоевич,

Смирнов Владимир Борисович,

Айдаров Фарух Акбаршоевич

Тел: +79251707954; e-mail:

shokarim@mail.ru;

vs60@mail.ru

Физический факультет, МГУ

Установленные в настоящее время закономерности развития афтершоковой активности выражаются несколькими статистическими соотношениями, известными в сейсмологии как законы афтершоковых последовательностей: закон Гутенберга-Рихтера (Gutenberg B., Richter C. F., 1944), закон Омори (Utsu T., 1961), закон Бата (Bath M., 1965) и др. Эти законы являются результатом статистического обобщения эмпирических данных и часто их называют статистическими закономерностями сейсмичности. В данной работе анализируется динамика афтершоковой релаксации на территории Таджикистан и прилегающих районов. Оценки показывают, что величины параметров закона Омори c и p варьируют в определенном интервале.

Настоящее исследование заключалось в выделении афтершоковых последовательностей из регионального каталога землетрясений Таджикистана, анализе пространственного распределения афтершоков и оценке параметров Омори. Первые работы, посвященные детальному изучению сейсмичности района исследований (Ризниченко Ю.В., 1971), выполненные на материалах краткосрочных экспедиционных данных, не позволили выявлению закономерности, которые вырисовывались при длительном сейсмологическом наблюдении на территории Таджикистан.

Лукк (1968) впервые сообщил о существовании афтершоковой последовательности для подкорковых землетрясений Памира-Гиндукуша, подчиняющихся закону Омори. Согласно его оценкам, для Джумского землетрясения 1965 ($h=219$ km, $m_b=7,5$) значение $p=1,4$.

В работе (Pasvlis and Hamburger, 1991) значение p для Джумского землетрясения и еще двух других в районе Памира-Гиндукуша оценена $p=1$ (по его графикам).

При исследовании структуры афтершоковой последовательности сильных землетрясений Душанбино-Гармского района Михайловым были выделены зоны, различающиеся между собой величиной потока афтершоков, т.е. интенсивностью серии афтершоков (Михайлов Р.С., 1974).

За период инструментальных наблюдений с 1962–2008 на территории Таджикистана было зарегистрировано более 90000 землетрясений. По этим данным был создан новый каталог землетрясений Таджикистана. Для 162 событий были выделены афтершоковые последовательности. Мы рассмотрели пространственно-временные свойства статистически обеспеченных афтершоковых последовательностей, вызванных 21 сильным событием, произошедшими в Памиро-Гиндукушской глубокофокусной зоне, в Южном Тянь-Шане и в Таджикской депрессии. Для идентификации афтершоков был использован алгоритм (Молчан, Дмитриева, 1991), запрограммированный Смирновым (Смирнов, 2009). Параметры p и c модифицированного закона Омори оценивались методом, предложенным в (Holschneider M., 2012), с использованием программного обеспечения, разработанного авторами метода и свободно доступного на их сайте (<http://www.agnld.uni-potsdam.de/~hols/software/patate/>).

Параметры закона Омори с учетом их 95% доверительных интервалов изменяются в диапазонах: $0,3 < p < 1,4$ и $0,001 < c < 1,96$ сут. Параметр Гуттенберга-Рихтера для афтершоков лежит в интервале $0,59 < b < 1,06$ для назначенной области афтершоковых последовательностей (рис. 1). Для формальной идентификации афтершоков также был использован закон Бата. В соответствии с законом Бата, различия между главным толчком и сильным афтершоком равен

1,16±0,46 (Shcherbakov R., Turcotte D.L., 2004). Почти все проанализированные данные удовлетворяют закон Бата. Зависимость между величиной главного толчка и параметрами Омори, так же, как и параметром Гутенберга-Рихтера не обнаружена.

Таблица 1

Землетрясения с афтершоковой последовательностью

Time	latitude	longitude	depth	mag(M=0.56K-2.2)	M aft max	Bath Law $\Delta m = M_{mm} - M_{aft}$	Volume	Duration of aft. Sequence	c(day)	c(hour)	Omori par(p)	b-value(average)
02.02.1965 15:56	37.5	73.2	кор	5.64	4.576	1.06	131	1382.4	0.01	0.31	0.73	0.34
03.09.1972 16:48	35.9	73.1		6.2	5.528	0.67	151	1687.3	1.11	26.59	1.24	0.36
11.08.1974 01:13	39.3	73.7	кор	6.984	6.088	0.90	1095	1812.2	1.96	47.11	1.46	0.4
01.11.1978 19:48	39.4	72.6	кор	6.816	5.92	0.90	267	1885.7	0.12	2.95	0.86	0.45
16.12.1982 00:40	36	68.6	кор	6.592	5.36	1.23	174	290.8	0.05	1.23	0.76	0.58
13.02.1983 01:40	40.1	75.2	кор	6.816	6.144	0.67	184	1436.3	0.07	1.67	0.98	0.33
16.12.1983 13:15	39.4	73	кор	5.976	5.024	0.95	137	1352.1	0.01	0.16	0.89	0.38
30.12.1983 23:52	36.4	70.6	210	7.096	5.864	1.23	816	366.8	0.13	3.19	0.83	0.55
26.10.1984 20:22	39.25	71.26	15	6.2	4.744	1.46	161	1717	0.01	0.16	0.89	0.47
08.07.1985 01:31	36.6	70	210	5.36	3.68	1.68	194	1139.6			--	--
29.07.1985 07:54	36.2	70.7	70	6.76	6.312	0.45	1792	1669	0.72	17.28	1.07	0.58
25.09.1988 20:52	37.2	71.7	10	5.864	4.408	1.46	365	1621.1	0.01	0.15	1.02	0.55
25.09.1988 21:28	36.5	70.6	200	5.92	4.296	1.62	719	1687.7			--	--
25.03.1990 14:17	37	73	7.5	6.48	5.192	1.29	576	1807.3	0.00	0.05	0.79	0.47
09.08.1993 12:42	36.6	70.6	200	6.536	4.856	1.68	166	135	0.01	0.16	0.89	0.55
06.08.1997 15:00	36.5	70.7	180	5.304	4.184	1.12	138	1074.9			--	--
30.05.1998 06:22	37	70	10	6.76	5.248	1.51	993	1847.7	0.58	13.90	1.21	0.49
03.03.2002 12:08	36.5	70.52	209	7.376	5.584	1.79	206	117.5	0.02	0.48	0.73	0.81
10.08.2004 01:47	36.6	70.7	190	5.92	4.464	1.46	1236	1604.9			--	--
08.10.2005 03:50	34.52	73.64	8	7.712	5.976	1.74	1615	562.8	0.08	1.89	0.83	0.43
05.10.2008 15:52	39.5	73.8	30	6.2	5.528	0.67	895	87.1	0.52	12.53	1.11	0.59

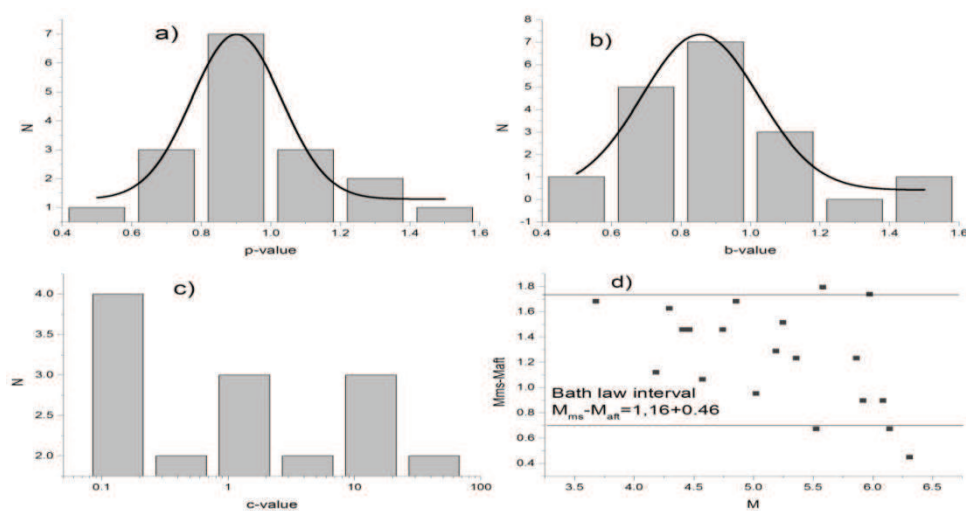


Рис. 1. На рисунке показано распределение параметров p и c закона Омори (a и c), b -value закона Гуттенберга-Рихтера (b) и интервал закона Бата (d) по данным каталога Таджикистана

Заключение

1. Для 17-ти землетрясений ($M > 5$) получены оценки b -value и параметров Омори p - and c -value.

Значение b -value варьирует в интервале $0,59 < b < 1,06$

Интервал изменения p -value: $0,3 < p < 1,4$

Интервал изменения c -value: $0,001 < c < 1,96$ день или $0,1 < c < 42$ часов

2. Средние значения и диапазон изменения b - and p -value соответствуют среднее мировым значениям.

3. Разница между магнитудой главного толчка и максимального афтершока удовлетворяет закон Бата.

4. Корреляция между величиной главного толчка и параметров Омори, а также параметром Гутенберга-Рихтера не было найдено.

Благодарности

Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке стипендиальной программы фонда Агахана (Aga-Khan Scholarship Program) и программы Сотрудничества Университета Центральной Азии (University of Central Asia/Mountain Societies Research Institute).

Литература

1. Gutenberg B., Richter C. F. Frequency of earthquakes in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 1944. V. 34. P. 185–188.
2. Utsu T. Statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Mag. 1961. V. 30. P. 521–605.
3. Bath M. Lateral inhomogeneities in the upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 483–514.
4. Ризниченко Ю.В., Захарова А.И. Обобщенный закон повторяемости землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1971. № 3. С. 29–38.
5. Лукк А.А. Афтершоковая последовательность Джумского промежуточного землетрясения 14 марта 1965 // Изв. Акад. Наук СССР, 1968. Т. 5. С. 83–85.
6. Pavlis, G.L. and Hamburger, M.W. Aftershock Sequences of Intermediate-Depth Earthquakes in the Pamir-Hindu Kush Seismic Zone // Journal of Geophysical Research, 1991, 96, 18107-18117.
7. Михайлова Р.С. Структура поля афтершоков Душанбинског-Гармского региона в сопоставления с очагами сильных землетрясений с очагами сильных землетрясений на прогностических полигонах // Поиск предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 96–113.
8. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы. // Вычислительная сейсмология. Вып. 24. М.: Наука, 1991. С. 19–50.
9. Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. № 2. Т. 10. С. 7–22.
10. Holschneider, M., Narteau, C., Shebalin, P., Peng, Z., & Schorlemmer, D. (2012). Bayesian analysis of the modified Omori law. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 117(B6).
11. Shcherbakov R., Turcotte D.L. A Modified Form of Bath's Law // Bull. Seismol. Soc. Am. 2004. V. 94. P. 968–1975. 190.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
<i>Акбашев Р.Р.</i> ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НА ПУНКТАХ МОНИТОРИНГА ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ	4
<i>Афонин Н.Ю.</i> АНАЛИЗ СОСТАВА СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО ВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТЬЮ В РАЙОНЕ ШАХТЫ PUNÄSALMI (ФИНЛЯНДИЯ)	8
<i>Баженова Е.А., Федосов М.А.</i> ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СИГНАЛОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СКВАЖИНЕ СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОГО УЧАСТКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	11
<i>Байкулов С.К.</i> СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ТАЛАССКОЙ ВПАДИНЫ	14
<i>Белевская М.А., Варлашова Ю.В., Верхоланцев Ф.Г., Верхоланцева Т.В., Голубева И.В., Гусева Н.С., Старикович Е.Н.</i> ОБЗОР СЕЙСМИЧНОСТИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА 2015 ГОД	18
<i>Бельков Н.В.</i> ПОИСК ВОДЫ МЕТОДОМ ВЭЗ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЕЕ ПОСЁЛКА ЛУГОВОЕ ПЕРМСКОГО КРАЯ	23
<i>Бобров В.Ю.</i> ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ	26
<i>Богомолов А.В.</i> ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ СЕЛЕМДЖИНСКОГО РАЙОНА	29
<i>Варзаков А.П., Белоусов М.В., Хасанов Р.Р.</i> ВЫСОКОТОЧНАЯ ГРАВИРАЗВЕДКА ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА	31
<i>Вдовин А.Г.</i> ПРИМЕНЕНИЕ КАРОТАЖА ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА СЕВЕРО-ТАРАТАШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	34
<i>Вдовин А.Г., Баженова Е.А.</i> ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ВЗРЫВА НА КАЧКАНАРСКОМ ГОКЕ	37
<i>Верхоланцева Т.В.</i> О ВЛИЯНИИ ЗАКЛАДКИ НА ТЕХНОГЕННУЮ СЕЙСМИЧНОСТЬ В КАЛИЙНЫХ РУДНИКАХ	40
<i>Власова А.В.</i> РАЙОНИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЮРСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ (ПЛАСТЫ Ю ₁₅ -Ю ₁₆) НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОТЕРМИИ	44
<i>Войтова А.С., Калинина Э.В.</i> ИДЕНТИФИКАЦИЯ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СОБЫТИЙ ИЗ СВОДНОГО КАТАЛОГА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА	47
<i>Воронцова Е.В., Лазарева Е.А.</i> МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С БУМАЖНЫХ НОСИТЕЛЕЙ	51
<i>Галин А.Ж., Петров С.А.</i> ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ	54
<i>Гильмутдинов Р.Р.</i> АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ	59
<i>Глазачев И.В.</i> АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОВОЙ АКТИВНОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД	62

<i>Горелов П.В.</i> АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ВДОЛЬ ТРАССЫ НЕФТЕПРОВОДА «ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ - ТИХИЙ ОКЕАН»	65
<i>Горностаева А.А.</i> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВАРИАЦИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ НА ОСНОВЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО МОНИТОРИНГА ГРУНТА	68
<i>Горшков В.Ю.</i> СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ КОНДУКТИВНОЙ И ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ НАСЫПНЫХ ГРУНТОВЫХ СООРУЖЕНИЙ	71
<i>Гусева Н.С.</i> АНАЛИЗ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 18 ОКТЯБРЯ 2015 Г. НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ	74
<i>Данилов А.В., Конечная Я.В.</i> СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ СТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В АРКТИКЕ	78
<i>Езимова Ю.Е.</i> ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА	81
<i>Ефименко О.С., Духанов Е.Н., Ефименко С.А., Маусымбаева А.Д.</i> СОВРЕМЕННЫЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЕ СПЕКТРОМЕТРЫ КАЗАХСТАНСКОГО ПРОИЗВОДСТВА ДЛЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ	84
<i>Иванков П.С.</i> МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА	87
<i>Иванов Д.Б.</i> КАРОТАЖ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ЦИКЛЕ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ И КОНТРОЛЯ ИСТОЧНИКОВ ОБВОДНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	89
<i>Казаков А.И.</i> ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ	91
<i>Кареев А.Ю.</i> ОСОБЕННОСТИ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЛАСТОВ БТ ₆ И БТ ₇ ПЯКЯХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)	95
<i>Копылов Е.Ю.</i> ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ПОМОЩЬЮ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОГО ИМИТАТОРА	98
<i>Кулакова Н.В.</i> ГЕОМОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОДСЧЕТЕ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ	101
<i>Лисунов Е.В., Бебнев А.С.</i> МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ШУМЫ, РЕГИСТРИРУЕМЫЕ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕЙСМОМЕТРОВ И ГРАВИМЕТРОВ	104
<i>Лунёва Т.Е.</i> ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ РЕЗЕРВУАРА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ)	107
<i>Магомедова А.Ш.</i> ОБЪЁМНАЯ АКТИВНОСТЬ РАДОНА ТРУБОК ВЗРЫВА И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА	110
<i>Мальшиев М.В.</i> ШИРОКОАЗИМУТАЛЬНАЯ СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЯ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ	113
<i>Мамадалиева М.А.</i> ДЕФОРМАЦИОННОЕ ПОВЕДЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	116
<i>Мансуров А.Н.</i> ОЦЕНКА СТАНЦИОННЫХ ПОПРАВOK (САЙТ-ЭФФЕКТ) СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СЕТИ КНЕТ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА	119

<i>Михайлова Я.А.</i> СЕЙСМИЧЕСКИЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА	122
<i>Молдобаев А.С.</i> КОЧКОР-АТИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1992 ГОДА	125
<i>Муравьев Л.А.</i> ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЕРИМЕНТА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАБОРАТОРНЫМ ЯМР-РЕЛАКСОМЕТРОМ	128
<i>Муртазин Д.Г.</i> МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В УСЛОВИЯХ СЛОЖНОЙ ТЕКТониКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АТТРИБУТОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ	131
<i>Нафикова А.Р.</i> МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА РАДОНА В КУСОЧНО-ПОСТОЯННЫХ АНИЗОТРОПНЫХ СЛОИСТЫХ СРЕДАХ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ	135
<i>Непешина К.С.</i> ЭФФЕКТИВНЫЙ ПОИСК СИГНАЛОВ НА ЗАПИСЯХ ПАССИВНОГО СЕЙСМОМОНИТОРИНГА "МСА "МИХНЕВО"	139
<i>Павлова В.Ю.</i> МЕТОД ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (ГОРОД ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ)	142
<i>Павлова В.Ю.</i> ОСОБЕННОСТИ ДАННЫХ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ КАМЧАТКИ	145
<i>Паскарь С.Ю., Макаров Е.О.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПЕРЕНОСА РАДОНА В ЗОНЕ ПОЛНОГО ВЛАГОНАСЫЩЕНИЯ НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ	148
<i>Плешков Л.Д.</i> ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ НАНОТЕХНОЛОГИЙ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ	152
<i>Полец А.Ю.</i> ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ОХОТОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 Г. ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	155
<i>Полянский П.О.</i> ПРЕЛОМЛЯЮЩИЕ ГРАНИЦЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ	158
<i>Рахмединов Э.Э.</i> ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА	161
<i>Родионов А.И.</i> ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА В КАРЕЛИИ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСКА И ПГС	164
<i>Рябова С.А.</i> ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И МАГНИТНОГО ТИППЕРА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АТМОСФЕРЫ	166
<i>Селезнев А.А.</i> ОЦЕНКА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА)	170
<i>Тихомиров Ф.А.</i> ВНЕДРЕНИЕ В ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС	173
<i>Усупов Ш.Н.</i> НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОГЕОФИЗИЧЕСКОГО СУТОЧНОГО АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШААМБАРЫ В ТАДЖИКИСТАНЕ	176
<i>Федоренко И.В.</i> ИССЛЕДОВАНИЕ РОЕВОЙ АКТИВНОСТИ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ	179
<i>Фёдоров С.А.</i> ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ГУМЕШЕВСКОГО МЕДНО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	182
<i>Федоров А.В., Ганнибал А.Е.</i> ПРИМЕНЕНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО ДЕТЕКТОРА ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СВЯЗАННЫХ С ПРОЦЕССАМИ ДЕСТРУКЦИИ ЛЕДНИКОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН	185

Хацкевич Б.Д. ТЕПЛОВАЯ ВИЗУАЛИЗАЦИЯ СВОБОДНОЙ КОНВЕКЦИИ	188
Цидаев А.Г. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ CUDA ДЛЯ УСКОРЕНИЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СТРУКТУРНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ	191
Чубаров Д.Л. О РОЛИ ПРИЛИВНЫХ СИЛ ЛУНЫ И СОЛНЦА ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ФОРМИРОВАНИИ ЗОН СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ	194
Швецова М.Н. ИЗУЧЕНИЕ ПРЕЛОМЛЕННЫМИ ВОЛНАМИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА	197
Ширяев К.Н. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТЕХНОГЕННЫМИ РАССОЛАМИ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ	200
Шозиёв Ш.П., Смирнов В.Б., Айдаров Ф.А. ВАРИАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ЗАКОНА ОМОРИ В АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ПО ДАННЫМ КАТАЛОГА ТАДЖИКИСТАНА	203

Научное издание

**ХVII УРАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ ШКОЛА ПО ГЕОФИЗИКЕ**

Сборник научных материалов

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН*

Ответственный за выпуск: Беликов В.Т.
Компьютерная верстка: Осипов В.Ю.

Подписано в печать 14.03.2016 г. Формат 60x84 1/8
Усл. печ. л. 13.3, Уч.-изд. л. 13.3
Тираж 100 экз. Заказ № 17

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620000, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83

