

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции
Иркутск, 20–25 апреля 2015 г.

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН Е.В. Складов

Иркутск
2015

УДК 551.243
ББК Д211.1 я431+Д38 я438+Д9(2Р2)21 я431
С86

Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 20–25 апреля 2015 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – 245 с.

В сборнике представлены материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (20–25 апреля 2015 г., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск) и освещены вопросы общей геологии и тектоники, петрологии магматических и метаморфических комплексов, геохимии и рудообразования, эволюции осадочных бассейнов, современной геодинамики, неотектоники и геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии, геофизических исследований и геоинформатики.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся исследованиями в различных областях наук о Земле.

Председатель Оргкомитета
чл.-корр. РАН Е.В. Скляр

Ученые секретари
к.г.-м.н. А.М. Кононов
к.ф.-м.н. А.А. Добрынина

Проведение конференции и издание материалов осуществляются при организационной и финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 15-35-10075-мол_г), Объединенного совета молодых ученых ИНЦ СО РАН, Института земной коры СО РАН.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 1 от 13.02.2015 г.)

ISBN 978-5-902754-93-0

© Коллектив авторов, 2015
© ИЗК СО РАН, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Агеев А.О., Мироманов А.В. Мониторинг геологической среды на основе изучения электрических свойств горных пород Удоканского месторождения медистых песчаников.....	10
Афанаскин И.В., Крыганов П.В. Уточнение геологического строения нефтяных пластов путем гидродинамических исследований скважин с переменным дебитом.....	11
Афанасьева С.А. Структура Марковско-Ичерской и Киренско-Приленской складчатых зон по результатам комплексного геолого-геофизического анализа (Сибирская платформа).....	13
Афанасьева С.А. Структура осадочного чехла в Чечуйском секторе Предплатформского регионального прогиба (Сибирская платформа).....	15
Афонькин А.М. Оптическое моделирование напряженно-деформированного состояния горного массива вблизи кимберлитовой трубки Мир.....	17
Бадашкова Е.Е. Петрогеохимические особенности архейских метавулканических пород Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона.....	19
Белов В.А., Башкеев А.С., Бадмаева О.Л. Применение электромагнитного сканера «Nemfis» при малоглубинных исследованиях.....	21
Брыжак Е.В. Опыт применения расчетных методов сейсмического микрозонирования на территории Иркутской агломерации.....	22
Буй Ле Тху, Аузина Л.И. Методы увеличения нефтеотдачи на месторождении «Белый Тигр» (Вьетнам).....	24
Булгаков Н.С., Татьков И.Г., Предин П.А. Возможности применения магнитной градиентометрии при поисках золоторудных месторождений.....	26
Бухалов С.В., Яковлев С.В., Башкеев А.С. Апробация нового алгоритма подавления периодической промышленной помехи с использованием дифференцирующего фильтра методами робастной статистики.....	28
Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б. Тестирование U-Pb изотопно-геохронологического LA-ICP-SF-MS метода на примере датирования позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья.....	30
Бызов Л.М. Эволюция сбросовых уступов Байкальской рифтовой системы по данным комплексного математического моделирования.....	32
Быкова В.Г. Термодинамическое моделирование взаимодействия толеит-базальтовой магмы с карбонатно-эвапоритовыми отложениями чехла Сибирской платформы.....	34
Ванин В.А., Горовой В.А. Позднепалеозойский возраст золотого оруденения Мукодекского рудного поля (Северное Прибайкалье): первые данные $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования.....	36
Васильев Д.А. Реконструкция полей тектонических напряжений на севере Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса.....	38

Васильев А.П., Бочкарева В.И., Коробков И.Г. Формы отражения морфо-структур кимберлитовмещающих образований в строении интрузивного комплекса базитовых вулканоструктур в Западной Якутии.....	40
Воробьева Е.В. Новый подход к методике определения катагенеза РОВ (на примере Рязано-Саратовского прогиба).....	42
Восель Ю.С. Применение метода последовательного выщелачивания для обнаружения фаз UO_{2+x} в донных осадках озера Цаган-Тырм.....	43
Воскресенский А.Г., Саньков В.А. Внутренняя структура зоны Цэцэрлэгского сдвига (Северная Монголия) по результатам дешифрирования детальных космических снимков.....	46
Гонегер Т.А., Елбаев А.Л. Петрогеохимические особенности гранитоидов даурского интрузивного комплекса (Центральное Забайкалье).....	48
Горбунова Е.А. Применение ГИС Digital Faults для оценки пространственно-временных закономерностей возбуждения землетрясений в зонах активных разломов.....	49
Гордеева О.Н., Белоголова Г.А. Влияние форм нахождения химических элементов в почвах на бионакопление их растениями.....	51
Горовой В.А., Шевелев А.С. Новые данные о возрасте кристаллизации чароитовых пород (Маломурунский щелочной массив, ю-з Алданского щита)...	53
Гусейнов Р.Г., Петров А.В., Агафонов Ю.А., Шарлов М.В., Буддо И.В., Гомульский В.В. Система оценки качества сигналов нестационарных электромагнитных зондирований.....	55
Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Чумбаев А.С. Формы нахождения ртути в снежном покрове Урского хвостохранилища (Кемеровская область) и его окрестностях.....	57
Данусевич Н.О. Исследование теплофизических свойств льда как имитатора газогидратов донных отложений.....	59
Денисенко И.А. Расчетные модели локализации опасных геологических процессов для Култукского и Цаганского землетрясений.....	60
Добрынина А.А., Герман В.И. Временные вариации затухания сейсмических волн в очаговых областях сильных землетрясений.....	62
Добрынина А.А., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Предеин П.А. Сейсмическая добротность литосферы южного обрамления Сибирской платформы.....	64
Добрынина А.А., Шагун А.Н., Саньков А.В., Саньков В.А. Исследования зон активных разломов с применением метода микросейсмического зондирования.....	66
Долгая А.А. Моделирование пространственно-временных закономерностей геодинамической активности.....	68
Дугданова Е.Е., Удоратина О.В. Минералого-петрографические особенности щелочных гранитоидов Шербахтинского массива (Западное Забайкалье)..	70
Ефименко О.С., Диханов Е.Н., Ефименко С.А. Рентгенорадиометрическое опробование руд на шахтах ТОО «Корпорация Казахмыс» с помощью спектрометров РПП-12.....	72

Жилич С.В., Рудая Н.А., Кривоногов С.К. Изменение условий накопления голоценовых отложений озер Большие Тороки и Большое Яровое, юг Западной Сибири: сравнительное исследование.....	74
Журкова И.С. Влияние верхового лесного пожара на изменение геохимического фона в почвенно-растительном покрове.....	76
Замятин А.Л. Диагностика массива горных пород в деформационной зоне угольного разреза.....	78
Иванова И.С. Геохимия марганца в пресных питьевых подземных водах Томской области.....	80
Калашникова Т.В. Датирование возраста флогопита в ксенолитах из кимберлитовых трубок как отражение процессов метасоматоза в мантийной литосфере Сибирского кратона.....	82
Каргалов Ф.С. Проблема определения границ месторождения углеводородов, осложненного фациальными замещениями (на примере Чаяндинского НГКМ).....	84
Кириллов М.В. Формирование аутигенного самородного золота в хвостах цианирования золото-сульфидно-кварцевых руд.....	85
Ключевская А.А., Какоурова А.А. Варианты и способы декластеризации «Каталога землетрясений Прибайкалья».....	87
Кобелев М.М., Мордвинова В.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинная структура Саяно-Байкальской складчатой области по данным далеких землетрясений.....	89
Колеватов А.А., Штейнберг Ю.М., Гавриленко Т.В. Уточнение геологического строения нефтяного месторождения посредством исследований методом гидропрослушивания.....	91
Колот Е.А. Геохимические особенности углеродистых сульфидизированных сланцев Стрекаловского участка Воронежского кристаллического массива....	93
Комарова Я.С., Костицын Ю.А. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования пород Срединного хребта Камчатки	95
Кононов А.М., Алексеева Л.П., Алексеев С.В., Ма Тенг, Лю Юньде. Распределение изотопов хлора в соленых водах и рассолах Западной Якутии....	98
Крыганов П.В., Афанаскин И.В., Вольпин С.Г. Оценка фильтрационно-емкостных свойств нефтяных пластов с помощью гидродинамических исследований скважин на двух режимах.....	100
Кузьмина Е.А. Моделирование физико-химических процессов в системе «вода-порода» (на примере Алгинского термального источника Байкальской рифтовой системы и термальной воды скважины Вржидло в Карловых Варах).....	102
Лаврентьева Н.А., Давыденко Ю.А., Бухалов С.В. Выявление тектонических нарушений по комплексу геофизических методов при поисках подземных вод на юге Якутии.....	104
Ласточкин Е.И., Буянтуев М.Д. Новые геохронологические данные по Арсентьевскому габбро-сиенитовому массиву.....	106

Лопатин М.Н. Вариации концентраций растворенного радона в подземных водах Южного Прибайкалья при подготовке и реализации очагов землетрясений.....	108
Магидов С.Х., Мусаев Г.Ю. Влияние техногенной деятельности на геодинамические процессы.....	109
Маркова П.А. О геодинамических условиях образования протолитов доверхнерифейского разреза Приполярного Урала.....	111
Марчук М.В., Левин А.В. Экспериментальное исследование влияния флюидного режима на мобилизацию элементов в гранитной системе.....	113
Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К. Временной интервал формирования ветреного пояса по данным U-Pb датирования (Фенноскандинавский Щит).....	114
Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. Применение электроразведки ЗСБ на стадии региональных геолого-геофизических работ (на примере картирования рифейских отложений на территории Республики Саха, Якутия).....	116
Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Баринов Н.Н. Золотосодержащие кобальтмарганцевые корки С-3 Пацифики	118
Михеева Е.А. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в отложениях Иркутского угольного бассейна.....	120
Москалев О.М., Даниленко В.В. Особенности локализации уранового оруденения в пределах Октябрьско-Малиновской рудоперспективной площади Припятского прогиба.....	122
Мотова З.Л. Возраст детритовых цирконов и условия формирования терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (Присяянье).....	124
Мягкая И.Н., Густайтис М.А., Лазарева Е.В. Корреляционные взаимоотношения меди, цинка, селена, бария, ртути, золота и серебра в потоке рассеяния Урского хвостохранилища (Кемеровская область).....	126
Павлов Н.Ч. Гидрогеология Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.....	128
Павлова В.Ю. Изучение кепрока геотермальных систем с помощью геофизических методов и морфоструктурного анализа (на примере Камчатки).....	130
Пашкова Г.В., Маркова Ю.Н., Иванов Е.В. Применение различных вариантов метода рентгенофлуоресцентного анализа для определения брома в донных осадках при палеоклиматических исследованиях.....	132
Пеллинен В.А., Козырева Е.А. Геоинформационный анализ геолого-морфологических условий острова Ольхон (оз. Байкал).....	134
Пеллинен В.А., Лапердин В.К., Леви К.Г., Рыбченко А.А. Селеопасность Южного Прибайкалья.....	137
Предеин П.А., Тубанов Ц.А., Герман Е.И. Изучение затухания сейсмических волн в земной коре Байкальского рифта методом нормализации.....	140
Проскурякова З.В. Рифтогенез – основа гидросферы Байкальского региона..	142

Рахимов И.Р. Тектонические условия формирования утлыкташского лополита (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала).....	143
Реснянский И.О. Связь офиолитов с современной океанической корой.....	145
Рубцова М.Н., Худоногова Е.В. Экологические функции современных эоловых отложений Байкальского региона.....	147
Руднева Н.А., Чувашова И.С. История исследования кайнозойских вулканических пород Витимского плоскогорья и нерешенные вопросы.....	149
Русаль О.С. Особенности состава минералов группы роценита шерловогорского олово-полиметаллического месторождения Забайкальского края.....	151
Садыкова Я.В. Методика восстановления солевого состава вод древних мезозойских морских и озерно-аллювиальных бассейнов.....	152
Салко Д.В. Признаки подготовки Култукского землетрясения по результатам анализа данных деформационного мониторинга.....	154
Самойлова О.М. Глубинная геоэлектрическая модель восточного побережья Южной Камчатки.....	156
Светлаков А.А., Козырева Е.А. Изменение термодинамического состояния грунтов степных участков острова Ольхон.....	158
Светлаков А.А., Козырева Е.А., Рыбченко А.А. Предварительный анализ термодинамического состояния грунтов на острове Ольхон (по материалам мониторинга).....	160
Селятицкий А.Ю. Метаморфическая эволюция УНР гранатитов Кокчетавского массива, С. Казахстан.....	162
Семинский А.К. Систематизация источников подземных вод Прибайкалья и Забайкалья по содержанию радона: предварительные результаты.....	164
Серебряков Е.В., Гладков А.С., Кошкарев Д.А., Потехина И.А. Новые данные о разломно-блоковой структуре участка локализации кимберлитовой трубки Ботуобинская (Якутская алмазоносная провинция).....	166
Середкина А.И. Строение верхней мантии Азиатского континента по данным о дисперсии волн Рэлея и Лява.....	168
Скузоватов М.Ю. Разработка методики поиска и разведки газовых месторождений в вендских терригенных отложениях Ангаро-Ленской ступени.....	170
Сластников В.В. Анализ структур рудной зоны Водораздельная, Многовершинное месторождение.....	172
Смирнов Ю.В. Особенности химического состава габбро и габбро-диабазов, пространственно ассоциирующих с условно позднепротерозойскими – раннепалеозойскими образованиями нора-сухотинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	174
Смирнова Ю.Н. Источники детритовых цирконов в терригенных отложениях хинганской серии Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	176
Соколова Т.С., Дорогокупец П.И., Литасов К.Д. Уравнение состояния корунда при высоких температурах и давлениях.....	178

Старикова А.Е., Шарыгин В.В. Алюмофторидные минералы из пород Катугинского редкометалльного месторождения.....	180
Стреляев В.И. Влияние химико-термических воздействий глубинных нагревателей на формирование золотосульфидных руд (Енисейский кряж).....	182
Стреляев В.И. К методике выявления рудного золота и сопутствующих элементов термохимическим анализом (Енисейский кряж).....	183
Суворов А.О. Палеогеография Оксфордского резервуара в зоне сочленения Юганской мегавпадины и Нижневартовского свода (на примере Угутско-Киньяминской зоны).....	185
Тагиев Э.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности рифея северного склона Байкитской антеклизы.....	187
Тарасова А.А., Борняков С.А., Пантелеев И.А. Экспериментальное изучение сегментной активизации разломов.....	188
Татьков П.Г. Солёные озера Забайкалья как объекты изучения.....	190
Тирских С.А. Физико-механические свойства протерозойских песчаников строительной площадки в районе Удодана.....	192
Ткачева К.Ю., Башкеев А.С., Шаргородский А.В. Результаты комплексных геофизических исследований на опорном профиле, пересекающем главную сдвиговую зону Приольхонья.....	194
Украинцев А.В., Плюснин А.М. Химический состав снежного покрова как индикатор влияния последствий лесных пожаров.....	196
Уляшева Н.С. Кислые ортопороды марункеуского комплекса (Полярный Урал).....	198
Федорова Е.А. Переработка берегов Новосибирского водохранилища.....	200
Фомин М.А. Нефтематеринские толщи для природных битумов Оленекского месторождения и очаги возможной генерации.....	202
Фролов А.О., Мащук И.М., Аржанникова А.В. Первые палеоботанические находки из Кудинской и Тальцинской свит (Иркутский угленосный бассейн) и их стратиграфическое значение.....	204
Хайрулина Л.А. Основные теории формирования земной коры.....	206
Харитонов А.С. Модель геологического строения Крапивинского месторождения.....	207
Хритова М.А., Мордвинова В.В., Треусов А.В., Кобелев М.М. Р-томография юга Байкальской рифтовой системы.....	209
Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Предеин П.А. Строение литосферы в Западном Забайкалье по телесеismicким данным станции «Улан-Удэ».....	211
Чен-лен-сон Ю.Б., Колеватов А.А. Определение структуры пустотного пространства карбонатных пород при помощи ГИС и ГДИ.....	213
Черенева В.А. Ведущая роль геолого-структурных условий в формировании Каролокского месторождения питьевых подземных вод.....	214

Чертовских Е.О. Особенности взаимодействия техногенных вод и вендских рассолов на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении.....	216
Шелепов Я.Ю., Шелепаев Р.А. Вещественный состав шибэйнгольского габбро-монцит-граносиенитового комплекса (Озерная зона Западной Монголии).....	218
Шкиря М.С., Паршин А.В., Давыденко Ю.А. Первые результаты поиска подземных вод на реке Снежная методом электромагнитного зондирования и вызванной поляризации.....	220
Штельмах С.И., Павлова Л.А. Геохимические особенности бурых суглинков и погребенных почв Приморского края.....	222
Эрдынеев Б.Р., Тубанов Ц.А. Районирование сейсмической опасности территории г. Улан-Удэ по методу регистрации землетрясений.....	224
Юричев А.Н. Арсениды и сульфоарсениды Кингашского Pt-Cu-Ni месторождения (Восточный Саян).....	225
 ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ-ЛЕКЦИИ	
Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Броше Р., Жоливе М. Возраст последнего оледенения Восточного Саяна по данным бериллиевого датирования.....	228
Гладкочуб Д.П. Сибирский кратон и суперконтиненты докембрия.....	230
Кадетова А.В. Селевые потоки 28 июня 2014 г. в Тункинских гольцах (Бурятия, Россия).....	231
Козырева Е.А. Трансформация геологической среды Сибирского региона (инженерно-геологический аспект).....	232
Мельникова В.И. К вопросу о механике очага землетрясения.....	235
Склярв Е.В. Практические советы по подготовке публикаций и презентаций докладов.....	237
Шерман С.И. О природе первичной разномасштабной делимости формирующейся и современной литосферы Земли.....	238
Авторский указатель	243

МОНИТОРИНГ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Агеев А.О., Миromanов А.В.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Zvezda_a08@mail.ru

Одним из важнейших свойств геологической среды, которые используются при ее изучении геофизическими методами, является удельное электрическое сопротивление. В разные годы при изучении района Удоканского месторождения для исследования распределения этого параметра использовалась методика, основанная на одном и том же принципе, но реализация его существенно отличалась применяемой аппаратурой, особенностями методики измерения и обработки данных. Удоканское медное месторождение расположено в 30 км южнее железнодорожной станции Новая Чара Забайкальского края России на хребте Удокан и является крупнейшим в стране по запасам меди порядка 25 млн тонн (это 60 % российских запасов меди).

Месторождение было открыто в 1949 г. С 1960 по 1966 г. проводилась детальная разведка месторождения. В 1966 г. геологоразведочные работы были свернуты. И только 2010 г. начался новый этап геологоразведочных работ для обновления оценки запасов полезных ископаемых месторождения и условий его разработки.

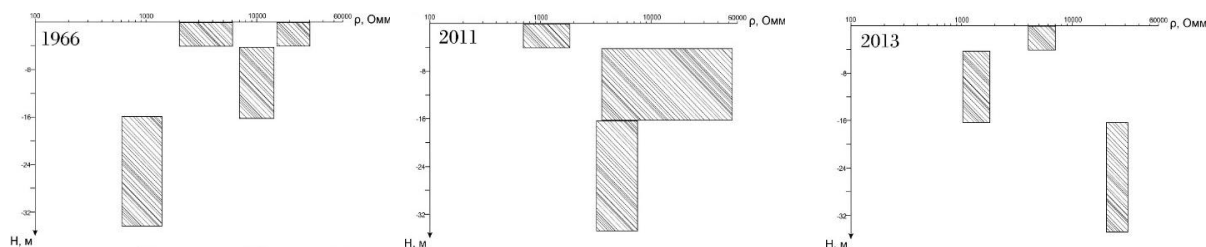
В 2002–2003, 2011 и 2013 гг. разными подразделениями Иркутского государственного технического университета проводились комплексные геофизические работы с целью уточнения геологического строения как самого месторождения Удоканское, так и инженерных изысканий под строительство ГОКа. Данные работы проводились различными методами, в том числе электроразведочными – георадарное профилирование, ВЭЗ, ЗСБ.

После проделанных работ были получены различные карты, графики и разрезы, в том числе геоэлектрические разрезы, которые были построены в различные годы на одной и той же площади. Из архивных данных (отчеты о результатах инженерно-геологических изысканий на площадках Удоканского ГОКа Гриценко В.С., Фюлера Ю.С. и других авторов с 1966 по 1969 г.) также были взяты геоэлектрические разрезы по этой же площади. Эти данные и послужили материалом для осуществления мониторинга геологической среды на основе изучения электрических свойств горных пород.

В настоящей работе были использованы геоэлектрические разрезы, полученные в разные годы исследования. Они находятся на одной площади, длина и глубина исследования у них их разная. Так, за 1966 г. – глубина 250 м, длина профиля 6000 м; за 2011 г. – глубина 60 м, длина 1200 м; за 2013 г. – 25 м и 800 м соответственно. Располагаются они по отношению друг к другу по-разному, например за 1966 и 2013 гг. направление одно и находятся они рядом, а за 2011 г. разрез идет перпендикулярно и находится на расстоянии 500 м. Но несмотря на это, можно выделить три слоя (таблица):

УЭС слоев

Слой	Порода	УЭС, Ом·м		
		1966	2011	2013
1 – «рыхлые»	Делювий	2000–6000	700–1800	4000–7000
2 – «мерзлые»	Метапесчаники (супесь)	7000–15000	3500–55000	1000–1900
3 – «коренные»	Метапесчаники (супесь)	600–1000	3200–7500	23000



Распределение УЭС по времени и глубине.

Первый слой – рыхлые отложения, мощность 3–5 м, представленные песками с галькой или щебенистым грунтом с супесью. Удельное электрическое сопротивление (УЭС) данного слоя от 700 до 7000 Ом·м. Значение за 2013 г. выше, так как работы проводились уже осенью и сказалась на этом сезонная мерзлота. За 1966 и 2011 гг. значения схожи.

Второй слой – слой с многолетней мерзлотой, мощность его составляет 12–20 м, представлен чаще всего метапесчаниками. УЭС от 3500 до 55000 Ом·м. Значение УЭС за 2013 г. отличается и составляет всего 1000–1900 Ом·м, что свидетельствует об оттаивании этих пород.

Третий слой – уже коренные породы, скорее всего также метапесчаники. Сопротивление от 600–1000 Ом·м за 1966 г., 3200–7500 за 2011 г. и 23000 за 2013 г.

На рисунке представлен диапазон изменения УЭС по каждому слою за разные годы исследования.

Анализ имеющихся данных показывает, что характер геоэлектрического разреза не меняется, однако абсолютные значения УЭС имеют со временем тенденцию к его росту с каждым годом у третьего слоя, а у второго слоя, наоборот, к уменьшению его значения.

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ ПУТЕМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН С ПЕРЕМЕННЫМ ДЕБИТОМ

Афанаскин И.В., Крыганов П.В.

Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, Москва,
info@ivanafanaskin.ru

Гидродинамические исследования позволяют с большой степенью достоверности определять важные параметры скважин и пластов: текущую фазовую проницаемость, абсолютную проницаемость, пластовое давление, скин-фактор, коэффициенты продуктивности, расстояние до границ пласта и пр. Преимуществом гидродинамических исследований скважин является тот факт, что в ходе этих исследований изучают непосредственно процесс фильтрации (замеряют изменение давления и дебита) в отличие от геофизических (изучают акустические, радиоактивные, электромагнитные и тепловые поля) и сейсмических исследований, хотя наиболее полную информацию о строении нефтяных пластов можно получить лишь с помощью комплексирования различных видов исследований и многовариантного численного моделирования.

Наиболее информативным видом гидродинамических исследований являются исследования методом восстановления (падения) давления. Они позволяют определять наибольшее количество параметров. Кроме того, при анализе исследования методом восстановления с помощью диагностических графиков Бурде [1–3] можно с высокой степенью достоверности определить модель пласта (тип пласта коллектора, наличие границ, особенности потока в околоскважинной зоне пласта и пр.).

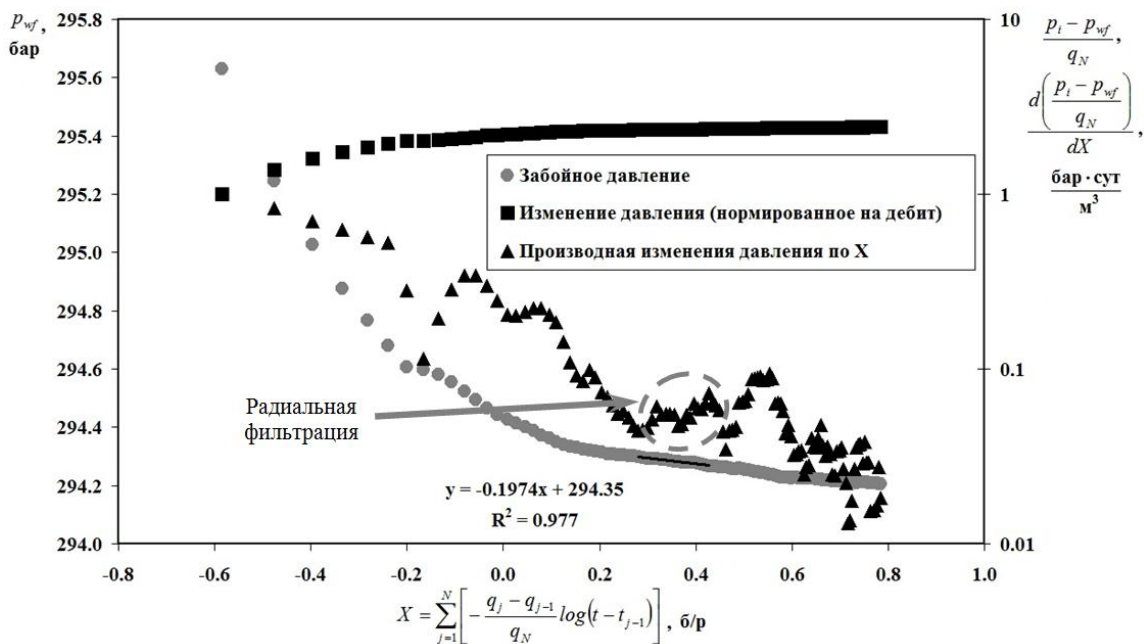
Однако для исследования скважины методом восстановления падения ее необходимо остановить, что приводит к потере в добыче нефти. Кроме того, для корректной интерпретации этого вида исследований необходимо, чтобы скважина «вышла» на радиальный или псевдорадийный (для горизонтальных скважин и скважин с трещиной гидроразрыва пласта) режим фильтрации. В низкопроницаемых коллекторах для этого необходимо остановить скважину на длительное время, поэтому используют методы гидродинамических исследований без остановки работы скважины – исследования с переменным дебитом. Кроме отсутствия потерь нефти в результате остановки скважины такие исследования позволяют минимизировать эффект влияния ствола скважины (который может скрыть радиальный режим фильтрации) и эффект разделения фаз в скважине и, таким образом, получить хорошие результаты даже в тех случаях, когда малоэффективны исследования методами восстановления (падения) давления [5].

В общем случае исследования скважины с переменным дебитом уравнение, описывающее радиальный неустановившийся приток жидкости к скважине в однородном бесконечном пласте на N -ом режиме работы, с удовлетворительной точностью можно представить в виде [4, 5]:

$$\frac{P_i - P_{wf}}{q_N} = m' \sum_{j=1}^N \left[-\frac{q_j - q_{j-1}}{q_N} \log(t - t_{j-1}) \right] + b', \quad (1)$$

где

$$m' = \frac{21.5\mu}{kh}, \quad b' = m' \left[\log\left(\frac{k}{\phi\mu c_t r_w^2}\right) - 3.0923 + 0.86859s \right], \quad (2)$$



Диагностический график исследования.

k – проницаемость (мД), ϕ – пористость (д.ед.), μ – вязкость (мПа·с), c_i – полная сжимаемость (1/бар), r_w – радиус скважины (м), s – скин-фактор (б/р), p_i – пластовое давление (бар), p_{wf} – давление на N -ом режиме (бар), q_j – дебит на j -ом режиме (м³/сут), t – время (ч). Для интерпретации исследований скважины с переменным дебитом (когда количество дебитов более двух) необходимо знать пластовое давление p_i , которое может быть оценено по индикаторной диаграмме либо известно из результатов исследований окружающих скважин. При двухфазной фильтрации нефти и воды используется концепция эффективной вязкости.

В качестве примера рассмотрим исследование скважины на одном из месторождений Тимано-Печорской НГП. Скважина исследовалась с переменным дебитом, а затем проводилось исследование методом восстановления давления (как более точное, контрольное). Диагностический график исследования с переменным дебитом (рисунок) соответствует модели вертикальной скважины в однородном пласте с линейной границей постоянного давления [1–3], что свидетельствует о влиянии соседней нагнетательной скважины. Результаты исследования скважины с переменным дебитом (проницаемость пласта 9400 мД и скин-фактор 17 б/р) близки к результатам исследования методом восстановления давления (проницаемость пласта 7800 мД и скин-фактор 16 б/р), что говорит об удовлетворительной точности рассматриваемого метода.

Литература

1. Bourdet D. A new set of type curves simplifies well test analysis // World Oil. 1983. May. P. 95–106.
2. Bourdet D. Well test analysis: the use of advanced interpretation models. Amsterdam: Elsevier Science B.V. 2002. P. 425.
3. Bourdet D. Интерпретация результатов исследований скважин // Материалы лекций. М.: Petroleum Engineering and Related Management Training Gubkin Academy, 1994. С. 109.
4. Russell D.G. Determination of formation characteristics from two rate flow test // J. Pet. Tech. 1963. Dec. P. 1347–1355.
5. Эрлогер Р. Гидродинамические методы исследования скважин / Под ред. М.М. Хасанова. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 512 с.

СТРУКТУРА МАРКОВСКО-ИЧЕРСКОЙ И КИРЕНСКО-ПРИЛЕНСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Афанасьева С.А.

Иркутское геофизическое подразделение ОАО «Росгеология», Иркутск,
usvetochka@mail.ru

Изучение сложных, с геологической точки зрения, территорий, лучше всего проводить комплексно несколькими методами. Так, с помощью двух видов геофизических исследований – электроразведки и сейсморазведки – было проведено исследование переходной зоны двух складчатых зон: Марковско-Ичерской и Киренско-Приленской. Это связано с тем, что данная территория представляет большой интерес для выяснения природы формирования и проникновения структур на глубины, т.е. характера деформации горизонтов подсолевого комплекса.

Складчатые зоны расположены в пределах сопряжения юго-восточной части Сибирской платформы с Байкало-Патомской складчатой системой.

В пределах Марковско-Ичерской зоны по отложениям надсолевого комплекса вырисовывается стройная волновая структура, выраженная в закономерном чередо-

вании субпараллельных валов и прогибов. Расстояние между осями соседних валов обычно составляет 20–25 км. Для соленосного яруса характерны сложные дислокации за счет перетока солей, что приводит к возникновению сложных складчатых форм с локальными осложнениями. Однако их структурный план в целом вписывается в структурный план надсолевого комплекса. Сложнопостроенные структуры в соленосном этаже Марковско-Ичерской зоны исчезают в низах усольской свиты. Подсолевые отложения в складчатость не вовлечены и слагают пологую моноклинали, согласную с поверхностью фундамента. В геологическом разрезе данной зоны наблюдается чередование карбонатных, галогенных и терригенных отложений. Такая дифференциация отложений разреза по плотности является одним из основных моментов, сказывающимся на качестве сейсморазведочных разрезов. В пределах данной структурной зоны сейсморазведочные работы дают хорошие результаты. Хороший результат на данной территории получен и по данным электроразведки. Проводящие аномалии прослеживаются, как и положено для подобных территорий субгоризонтально. Надсолевой и подсолевой комплексы характеризуются повышенной электропроводностью. Повышенная электропроводность надсолевого комплекса обусловлена наличием здесь водоносных горизонтов, а для подсолевых отложений – наличием в них пластов-коллекторов.

При переходе в Киренско-Приленскую зону строение геологического разреза значительно усложняется. Здесь отложения булайской, ангарской, литвинцевской свит выходят на дневную поверхность среди верхнекембрийских и ордовикских отложений.

В структурном плане в зоне выделяют (с запада на восток) Киренский вал, Осино-Кутулакский прогиб, Иванушковский вал, Кутимо-Чуйский прогиб [1, 2]. Отложения надсолевого и соленосного комплексов в этих структурах смяты в асимметричные высокоамплитудные складки. Ярким примером может служить Киренский мегавал, в котором при относительно пологом юго-восточном крыле северо-западное крыло крутое, до подвернутого, и на значительном протяжении срезано продольным разломом. Породы, подвергающиеся складчатости, весьма разнообразны по своим механическим свойствам и обладают слоистостью. Наиболее часто плоскости слоистости являются механически ослабленными поверхностями, вдоль которых возможно скольжение во время деформаций. Пластовые соли могут оказаться главными ослабленными поверхностями скольжения. Для данной территории, также характерно обессоливание разреза вследствие перетока солей в ядра валов. Судя по геолого-геофизическим разрезам, деформациями в Киренско-Приленской зоне затронуты не только надсолевая и соленосная части разреза, но и подсолевые отложения. В связи с этим можно предположить, что на формирование структур в подсолевом комплексе оказали влияние тангенциальные силы со стороны Байкало-Патомского нагорья в сочетании с блоковыми движениями фундамента.

Четкой дифференциации отложений разреза по плотности в пределах этой складчатой зоны практически нет. Сейсморазведочный материал на данной территории очень сложен. Сейсмические данные показали раздробленность пород осадочного чехла. На временных разрезах наблюдается отсутствие устойчивых стратифицируемых отражений в соленосной части разреза. В зонах смятия и дробления пород нет качественного и интерпретируемого материала. На тех участках, где породы осадочного чехла сохранились и не претерпели каких-либо изменений, имеется хорошо или частично интерпретируемая картина. Перераспределение отложений в разрезе привело к тому, что проводящие горизонты, по данным электроразведки, имеют сложную конфигурацию и смещены вниз по разрезу. Часть проводящих аномалий прослеживаются вертикально в фундамент. Вероятно, пологонаклонные фрагменты аномалий (проводники) представляют собой разломы, образовавшиеся в

результате смещения осадочных образований от периферии во внутренние области Предпатомского прогиба.

Таким образом, комплексный анализ аномалий ЗСБ и временных разрезов в пределах переходной зоны между складчатыми зонами Предпатомского прогиба показал:

- интерпретация сейсморазведочных данных в тех областях, где геологические условия залегания отложений спокойные, не вызывает затруднений и может использоваться самостоятельно, так же как и электроразведка ЗСБ;
- сложное геологическое строение, смятие и обессоливание разреза вызывают значительные трудности при интерпретации сейсморазведочных данных и данных электроразведки по отдельности. Но сопоставление полученной информации позволяет объяснить геологическую природу сложного геофизического материала;
- на совмещенных разрезах этими методами выделяются участки, которые сложены плотными карбонатными породами, при этом деформация в пределах этих участков незначительная. Проводники в таких участках не выделяются, электропроводность пониженная;
- зоны повышенной проводимости, зафиксированные в фундаменте, имеют юго-восточное падение. Они находят свое продолжение и в осадочном чехле, где корреспондируют с зонами интенсивного выщелачивания солей и аккумуляции рассолов в трещиноватых карбонатных породах.

Литература

1. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 94 с.
 2. Никольский Ф.В. Тектоническое строение Северо-Байкальского нагорья и Приленского плато // Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. С. 6–35.
-

СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ЧЕЧУЙСКОМ СЕКТОРЕ ПРЕДПАТОМСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Афанасьева С.А.

Иркутское геофизическое подразделение ОАО «Росгеология»,
Иркутск, usvetochka@mail.ru

Чечуйский сегмент Предпатомского регионального прогиба охватывает площадь, расположенную между Байкало-Патомским горным поднятием и р. Леной на отрезке от р. Кутимы до р. Чаи. В контуре этой площади выделяется Марковско-Ичерская и Киренско-Приленская складчатые зоны [2]. Обе зоны, значительные по размерам, протягиваются с севера на юг, в их пределах выделен целый ряд структурных элементов различного порядка.

На геологической карте структуры Киренско-Приленской зоны отчетливо выражены выходы пород карбонатного нижнего кембрия (булайская, ангарская, литвинцевская свиты) среди верхнекембрийских и ордовикских отложений. Вместе с тем территория Марковско-Ичерской складчатой зоны в геологическом плане характеризуется выходами на поверхность пород ордовика. Граница между этими двумя структурными зонами на геологической карте четко прослеживается по смене ордовикских отложений нижнего среднего кембрия.

Структуры Марковско-Ичерской зоны почти все прямолинейные, северо-северо-восточного простирания и имеют, как правило, однообразную асимметрию. Их западные крылья сравнительно узкие (обычно 6–8, реже 4–10 км) и крутые (средний угол падения около 3°), строение довольно простое моноклинальное. Восточные крылья более широкие (14–16, иногда 12–18 км) и пологие (средний угол падения не более 2°). Средняя амплитуда валов 150–200 м, максимальная 500 м.

Складчатые структуры Киренско-Приленской зоны имеют более частое распространение на единицу площади, увеличивается их амплитуда, усложняется план расположения. Крупнейшей и наиболее изученной структурой данной зоны является Киренский вал. Его западное крыло крутое с углами падения 30–50°, высотой 500–800 м, шириной 4–5 км. Обширное восточное крыло вала значительно деформировано, оно достигает ширины до 25 км, амплитуда крыла 400 м. В общем, средняя ширина вала 6–18 км, амплитуда 700–1000 м. При анализе карты отмечается запрокинутость Киренской структуры в северо-западном направлении. Продольный разрыв и прямолинейность ее северо-западного крыла на сотни километров резко контрастирует с морфологией и амплитудами складок соседней Марковско-Ичерской зоны.

Исходя из перечисленных фактов, представляется, что местоположение, глубинность и зарождение Киренской структуры могут быть связаны с первоначальным смещением по вертикали блоков осадочного чехла вместе с фундаментом по разлому северо-северо-восточного направления. Плоскость взброса или образовавшаяся флексура явилась затем порогом на пути складкообразующих сил сжатия со стороны Патомского нагорья и участком разгрузки этих сил. Одновременно происходило нагнетание солей в образовавшуюся структуру и рост ее амплитуды по солевому и надсолевому комплексам отложений. Совокупность сил сжатия и перераспределение солей в осадочной толще явились причинами образования складок более высокого порядка.

Наличие флексуры подтверждается данными сейсморазведки. По одному из отработанных профилей, который проходит вкрест складчатых структур рассматриваемых зон, получен временной разрез. На разрезе видно, что в пределах Марковско-Ичерской зоны фундамент и подсолевые отложения залегают горизонтально. На уровне усольской свиты наблюдается незначительное увеличение толщины солей. Далее идет стабильный комплекс отложений бельской и булайской свит. И лишь от кровли булайской свиты до кровли литвинцевской прослеживается увеличение толщины за счет солей ангарской свиты. Литвинцевская свита перекрыта верхоленской свитой и ордовикскими отложениями, и отражающая граница от нее хорошо прослеживается.

Двигаясь по разрезу на восток, мы видим, что отложения литвинцевской свиты поднимаются по западному склону Киренского вала и выходят на поверхность, при этом отражающая граница литвинцевской свиты перестает прослеживаться. Сокращение толщины отложений бельско-булайского комплекса наблюдается в сводовой части вала, а ядро вала сложено солями усольской свиты. Немного не доходя до вала, по разрезу, от поверхности фундамента до кровли осинского горизонта прослеживается флексурный перегиб и дальнейшее воздымание поверхности фундамента в восточном направлении. Под действием сжатия происходит уплотнение и сокращение толщины отложений мотской свиты и переток подосинских солей в западном направлении. На разрезе видно, что толщина отложений мотской свиты сокращается примерно на треть от той, что была в пределах Марковско-Ичерской зоны.

Еще одним фактом, подтверждающим, что флексура явилась порогом на пути складкообразующих сил сжатия со стороны Патомского нагорья, является сдвоенный осинский горизонт, вскрытый скв. 220-УКР. Скважина пробурена на западном склоне Киренского вала, и осинский горизонт в ней вскрыт три раза, толщина пла-

стов горизонта равна 85, 65 и 39 м. Получается, что пластичные соли при тангенциальном сжатии и наличии порога нагнетались в ядро вала, а в осинском горизонте, сложенном карбонатными породами, образовывались разломы и по подосинским солям, он как бы проскальзывал вверх, накладываясь сам на себя.

Основной причиной, породившей линейную складчатость Марковско-Ичерской и Киренско-Приленской зон, по мнению большей части геологов, является региональное боковое давление на осадочный чехол Байкало-Патомской складчатой зоны [1, 3].

Литература

1. Александров В.К. Надвиги и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 102 с.
 2. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 94 с.
 3. Сметанин А.В. Предбайкало-Патомский надвиговый пояс // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 14–20.
-

ОПТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНОГО МАССИВА ВБЛИЗИ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ МИР

Афонькин А.М.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, andrei.afonkin@mail.ru

Участки проявления геомеханических процессов, как правило, связаны с зонами разломов или узлами их пересечения, а также с контактами различных пород. Особенности активизации разломной сети алмазоносной кимберлитовой трубки Мир рассмотрены в предыдущей публикации [3]. В данной работе рассматриваются предполагаемые процессы активизации, приуроченные к контакту кимберлитового тела на пострудных этапах ее существования.

Кимберлитовое тело представляет собой неоднородность в горном массиве, границей раздела которой служат ее магматические и тектонические (по разломам) контакты. Под воздействием горизонтального сжатия вдоль этих границ происходит перераспределение напряжений и, как следствие, активизация трещинной сети. На этих участках отмечаются водопроявления различного типа и их следы (промоины), а также проявления геомеханических процессов (вывалы, куполение кровли). Цель – выделение наиболее активизированных участков контактов рудного тела в том или ином поле и сравнение с натурными данными.

Для проверки данного предположения был использован метод оптического моделирования, традиционно используемый для изучения специфики перераспределения поля напряжений в окрестностях разрывов и других неоднородностей верхней части земной коры [2]. Установка для моделирования состоит из полярископа-поляриметра ПКС-250 и деформационного стола, позволяющего прикладывать к моделям различные виды нагрузки. Применение в качестве модельного материала упругого желатинового студня позволяет воспроизводить в моделях статические поля напряжений и деформаций. Основной особенностью метода является специфика напряженного состояния, когда главные нормальные напряжения лежат в горизонтальной плоскости модели, что согласуется с доминирующим соотношением напряжений в районе исследования.

После проведения тарировки на модель переносилась схема эксперимента, включающая контур трубки Мир. Ее контакты воспроизводились в виде вертикаль-

ных прорезей на всю толщину модели со смазкой их поверхностей водой, что продиктовано особенностями метода [1]. В ходе эксперимента картина распределения в моделях цветов (изохромы и изоклины), необходимая для изучения напряженного состояния, фиксировалась цифровым фотоаппаратом.

Была проведена серия из трех экспериментов, в которых воспроизведено напряженно-деформированное состояние горного массива в приконтактной части трубки Мир и вмещающих породах под действием полей напряжений, установленных для этапов пострудной активизации.

В первом эксперименте воспроизводилось сдвиговое поле с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия и субширотной – оси растяжения. При этом наличие в земной коре алмазоносной трубки как обособленного тела влияет на изменение напряженного состояния приконтактных участков даже при одинаковой реологии модельных аналогов вмещающих пород и кимберлитов, в значительной мере перераспределяя максимальные касательные напряжения по величине.

Прежде всего это касается мест изгибов контактов трубки, на участках которых наблюдаются характерные области повышенных значений касательных напряжений. Применительно к природному аналогу – трубке Мир – полученный при первом эксперименте результат свидетельствует о том, что на северо-западном и юго-восточном окончаниях кимберлитового тела горного массива существуют участки, которые характеризуются повышенными значениями максимальных касательных напряжений. В данных объемах горного массива происходит активизация трещинной сети, микросмещения по отдельным элементам которой могут служить фактором, увеличивающим интенсивность проявления гидрогеомеханических процессов (вывалы, куполение кровли). Два других эксперимента воспроизводили воздействие на трубку сил сжатия условно в широтном и северо-западном направлениях. В обоих этих случаях также наблюдались области повышенных касательных напряжений на северном и южном окончаниях трубки. При условном широтном воздействии на модель участки повышенных касательных напряжений возникали также в местах изгибов юго-западного и юго-восточного контактов. В модели, подверженной сжатию условно северо-западном направлении, сколько-нибудь значимых областей повышенных касательных напряжений по северо-восточному и юго-западному контактам не наблюдалось.

Таким образом, выполненные исследования показали, что вдоль контактов трубки Мир возможно существование участков повышенных касательных напряжений, в которых происходит активизация трещинной сети и к которым приурочены проявления геомеханических процессов в горных выработках. Современной ситуации распределения таких участков на горизонтах рудника Мир наиболее полно отвечает проделанный эксперимент, воспроизводящий субмеридиональное направление сжатия. Это позволяет предположить, что данное поле действует на современном этапе активизации участка локализации трубки Мир.

Литература

1. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазопроисхождении. Методическое пособие. М.: Научный мир, 2008. 175 с.
2. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника. (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С. 163–197.
3. Черемных А.В., Гладков А.С., Афонькин А.М., Потехина И.А., Серебряков Е.В., Кузьмин И.В. Моделирование напряженно-деформированного состояния в окрестностях разломного узла района кимберлитовой трубки «Мир» (Якутская алмазоносная провинция) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2014. № 1 (44). С. 35–43.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ
МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА
ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА
СИБИРСКОГО КРАТОНА**

Бадашкова Е.Е.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, evgenia@crust.irk.ru

Иркутский блок занимает юго-восточную часть Шарыжалгайского краевого выступа, входящего в структуру архейского Тунгусского супертеррейна, согласно схеме О.М. Розена [1]. С запада Иркутский блок по зонам разломов отделен от Китойского гранулит-гнейсового и Онотского гранит-зеленокаменного блока Шарыжалгайского выступа. С юга и юго-запада границей этого блока является зона Главного Саянского разлома, отделяющая Сибирский кратон от Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Иркутский блок сложен как архейскими, так и палеопротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями.

В качестве объекта исследования были выбраны метавулканические породы двух участков в западной части Иркутского блока с условными названиями Тойсук и Холомха, которые в позднем архее испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Исследованные метавулканические породы представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами, иногда с амфиболом и биотитом, а также биотит-гиперстеновыми и амфибол-биотит-двупироксеновыми гнейсами. Среди двупироксеновых кристаллических сланцев отмечаются линзы метаультрабазитов. Двупироксеновые кристаллические сланцы состоят из плагиоклаза, орто- и клинопироксена, амфибола, а также второстепенных минералов – кварца, биотита, аксессуарных минералов: апатита, циркона, рудных минералов. Биотит-гиперстеновые и амфибол-биотит-двупироксеновые гнейсы имеют следующий минеральный состав: главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, орто- и клинопироксеном; второстепенные минералы – кварцем, биотитом, амфиболом; аксессуарные минералы – апатитом, цирконом, рудными минералами.

Sm-Nd изотопные исследования проведены для семи образцов метавулкаников. Проанализированные образцы ортогнейсов характеризуются отрицательными первичными значениями $\epsilon_{Nd} = -1.9 \dots -13.4$. Метавулканические разности характеризуются значениями $T_{Nd}(DM) = 3.1-3.9$ млрд лет, отвечающими архейскому возрасту.

Содержание кремнезема во всех проанализированных породах изменяется от 45 до 70 мас. %. На классификационной диаграмме TAS изученные метавулканики соответствуют базальтам, андезибазальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам и относятся к умеренно и нормально-щелочным разностям. Среди проанализированных метавулкаников отмечаются как толеитовые, так и известково-щелочные разности. По классификации Л. Дженсена [2] исследованные метабазаальты относятся к высокожелезистым и высокомагнезиальным толеитовым базальтам, метаандезиты могут рассматриваться как известково-щелочные андезиты, а метадациты можно отнести к толеитовым и известково-щелочным дацитам.

На основании геохимических характеристик изученные метабазаальты были разделены на две группы. Метабазаальты первой группы характеризуются значениями $Mg\#$ от 46 до 63. Для пород отмечаются умеренные содержания TiO_2 (0.6–1.7 мас. %), P_2O_5 (0.06–0.18 мас. %), La (5.7–11.7 г/т), Y (20.06–48.30 г/т), Th (0.15–0.45 г/т), Nb (2.6–7.3 г/т). Для метабазаальтов первой группы наблюдаются нефракционированные и слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элемен-

тов $(La/Yb)_n = 1.5–1.9$, близкие к базальтам E-MORB. Для metabазальтов второй группы индекс дифференцированности варьируется от 36 до 64 и отмечаются более высокие содержания TiO_2 (1.4–2.4 мас. %), P_2O_5 (0.2–0.4 мас. %), La (11.2–50.2 г/т), Y (35.4–93.4 г/т), Th (0.3–1.6 г/т), Nb (6.9–25.8 г/т) относительно первой группы metabазальтов. Metабазальты второй группы характеризуются более фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 1.6–7.5$ и наличием европиевого минимума $(Eu/Eu^*)_n = 0.4–0.9$.

На тройной диаграмме Zr-Ti/1000-Y·3 [3] точки составов всех исследованных пород ложатся в поля базальтов срединно-океанических хребтов, островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов. На диаграмме Zr/4-Nb·2-Y metabазальты первой группы попадают в поле N-MORB и базальтов океанических дуг, а metabазальты второй группы располагаются в поле E-MORB.

На диаграмме в координатах Th/Yb-Nb/Yb [4] все изученные metabазальты попадают в поле типичных мантийных пород в области E-MORB и N-MORB. Некоторые точки составов располагаются выше мантийной области, что может быть вызвано либо коровой контаминацией, либо примесью субдукционного компонента. Отношения Th/La_{pm} и Th/Nb_{pm} для большинства metabазальтов < 1 , что указывает на невозможность контаминации коровым материалом.

Метаандезиты характеризуются повышенными содержаниями легких РЗЭ (La = 34.5–83.9 г/т) и фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов, а также наличием отчетливого Eu минимума $(Eu/Eu^*)_n = 0.6–0.9$. По сравнению с metabазальтами для них отмечаются более высокие содержания Rb, Ba, Th и La, что может указывать на их образование в результате контаминации коровым материалом мантийного источника.

Метадацитам свойственны высокие значения $f^* = FeO^*/(FeO^* + MgO)$, которые варьируются от 0.81 до 0.85 и относятся к железистым образованиям. Умеренные содержания щелочей позволяют отнести их к известково-щелочным разностям. Индекс ASI составляет 0.87–0.99, что позволяет рассматривать исследованные породы как метаглиноземистые разности. Характерными особенностями метадацитов являются повышенные содержания Rb, Y, Zr, Ba и La. На диаграмме (Y+Nb)-Rb точки составов попали в поле внутриконтинентальных гранитов. На диаграмме Дж. Вейлина и др. метадациты расположились в области гранитов А-типа.

Наличие в разрезе базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов, среди которых встречаются как базальты, близкие к E-MORB, так и обогащенные базальты, а метадациты имеют характеристики гранитов А-типа, свидетельствует о том, что все исследованные породы могли быть образованы в обстановке активной континентальной окраины.

Литература

1. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
2. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous: Ontario Department of Mines, 1976. 22 p.
3. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
4. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Cheshire, UK: Shiva Publishing Limited, 1983. P. 230–249.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО СКАНЕРА «NEMFIS» ПРИ МАЛОГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Белов В.А., Башкеев А.С., Бадмаева О.Л.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, belov-1992@yandex.ru

Опытно-методические работы методом ЭЧЗ (электромагнитное частотное зондирование) проводились в г. Иркутске, на стадионе НИ ИргТУ, с целью тестирования электромагнитного сканера «Nemfis». Исследуемый участок расположен в нижней части стадиона и представляет собой двенадцать профилей через 10 м, пройденных с шагом 1 м между пикетами. Так же со сканером были выполнены работы на территории Ярактинского месторождения, с целью обнаружения железных труб и кабелей, закопанных на производственной площадке.

Электромагнитный сканер «NEMFIS» реализует метод электромагнитного индукционного частотного зондирования и представляет собой трехкатушечный зонд. Генераторный контур излучает электромагнитное поле на 14 частотах в диапазоне от 2.5 до 250 кГц. Аппаратурой измеряются квадратурная и синфазная составляющие разностной ЭДС, индуцированной вихревыми токами, текущими в среде. Общая длина зонда в рабочем состоянии 2.75 м, в транспортном положении – 1.4 м. Среднее время одного зондирования на всех 14 частотах составляет около 2 с.

На основе модели однородного проводящего полупространства были рассчитаны теоретические кривые чувствительности для вертикальной составляющей переменного магнитного поля. Анализируя эти кривые, можно сделать вывод, что низкоомный объект может ошибочно быть выделен как высокоомный, так как значения на одной частоте соответствуют два существенно разных значения сопротивления. Это объясняет тот факт, что на Ярактинском месторождении железная труба была выделена как объект с высоким сопротивлением, что, очевидно, не соответствует действительности.

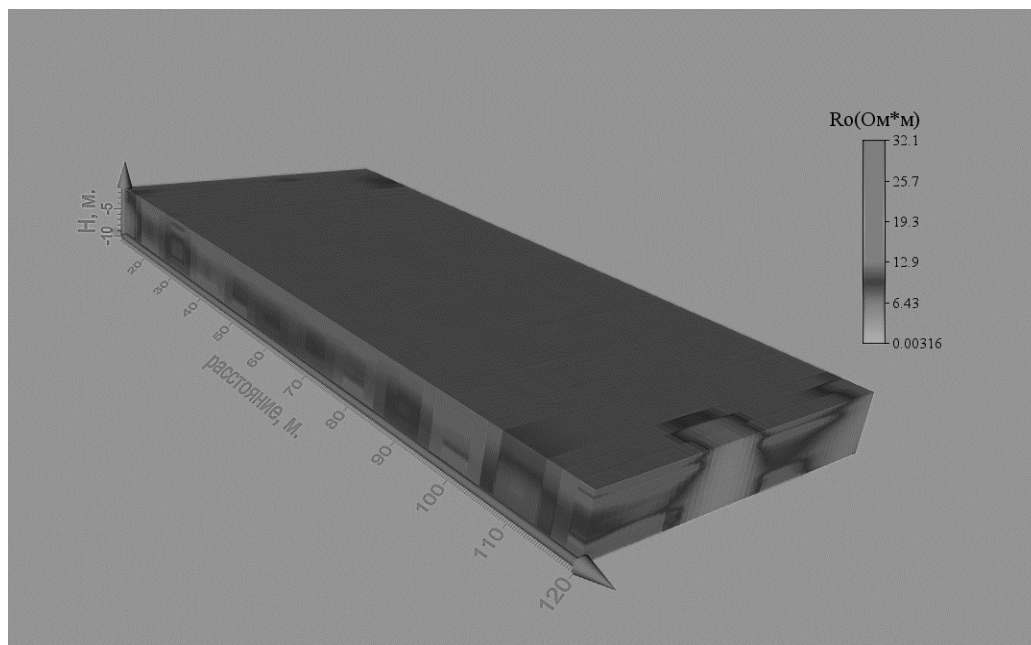
Другой задачей являлось определение глубинности исследования. Глубинность частотных зондирований традиционно оценивается по толщине скин-слоя для плоской волны, падающей на полупространство. Скин-эффект вызван возникновением вихревых токов в проводящей среде при распространении через нее электромагнитной волны. В результате этого в среде возникают потери энергии, что приводит к уменьшению напряженности электрического и магнитного полей и плотности тока, то есть к затуханию волны. С увеличением частоты переменного тока скин-эффект проявляется все более явно.

Для решения этой задачи в программе Mathcad был произведен расчет глубины скин-слоя для тех четырнадцати частот, что используются в сканере. Формула для расчета скин-слоя z :

$$z^* = \frac{3}{2} \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} - h,$$

где ρ – удельное сопротивление, ω – частота, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$, h – поправка за высоту датчика, z – мощность скин-слоя.

Результаты расчетов показали, что данные, которые можно интерпретировать и получать из них какую-либо объективную информацию о разрезе, можно получить с глубины, в среднем достигающей 10 м. Достижению большей глубинности мешает затухание сигнала и, как следствие, значительное понижение соотношения сигнал/помеха.



Геозлектрическая модель участка, построенная в программе Voxler.

По результатам, полученным после обработки данных, записанных на территории стадиона ИрГТУ, были построены геозлектрические разрезы по двенадцати профилям и площадные карты на различных глубинах до 10 м. На рисунке представлена трехмерная геозлектрическая модель площади стадиона. На срезе крайнего профиля № 12 отчетливо выделяются две низкоомные аномалии: в центре и по правому краю. Они обусловлены наличием железобетонных конструкций. Эти объекты расположены прямо на поверхности, и при выполнении зондирования они влияют на сигнал от более низких частот, имеющих большую глубину скин-слоя. Высокая проводимость данных объектов входит своей долей в общую проводимость объема пород, возбуждаемого переменным электромагнитным полем.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. В процессе обработки следует учитывать возможность неверной оценки сопротивления исследуемого объекта. Данные площадной съемки рекомендуется обрабатывать с использованием методов робастного регрессионного анализа, для того чтобы подавить в нижележащих слоях эффект, вносимый объектами, расположенными на поверхности.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Брыжак Е.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bryzhak@crust.irk.ru

В докладе приводится пример районирования сейсмической опасности на конкретных строительных площадках на территории г. Иркутска с использованием расчетных методов. Данные по разломной тектонике, сейсмологии и сейсмогеологии района строительства, карта эпицентров местных землетрясений, карта активных разломов окрестностей строительной площадки с установленной магнитудой

будущих вероятных очагов землетрясений из зон ВОЗ, фрагменты карт сейсмической опасности для территории РФ (ОСР-97*) [1] дают основание принять уточненную исходную сейсмичность района расположения площадки строительства равной 8 баллам. Принятая величина исходной сейсмичности является вполне обоснованной для района строительства и не противоречит установленным правилам по уточнению исходной сейсмичности согласно СНиП II-7-83* [2]. В итоге расчеты сейсмической опасности площадки строительства, в зависимости от грунтовых условий, проведены относительно уточненной исходной сейсмичности, равной 8 баллам (Карта А). Это 10%-ный риск вероятности превышения (или 90%-ный вероятности не превышения) указанной расчетной интенсивности, в параметрах сейсмических воздействий, в течение 50 лет. Период повторяемости сильных землетрясений, соответствующих принятой исходной сейсмичности, один раз в 500 лет.

Расчетные величины изменений сейсмических воздействий от принятого уровня сейсмичности (8 баллов, для средних грунтов) определялись местными строительными условиями площадок и обосновываются путем использования инженерно-геологических данных и постановки комплекса экспериментальных и расчетных методов сейсмического микрорайонирования.

По данным экспериментальных методов, в соответствии с поставленной задачей уточнения сейсмической опасности площадки в зависимости от грунтовых и строительных условий, получены все необходимые сведения о сейсмических параметрах эталонных и исследуемых грунтов, скоростях распространения в них сейсмических волн и распределения уровней микросейсм. Эти данные были необходимы для обоснованной оценки основных параметров сейсмических воздействий по методу сейсмических жесткостей и микросейсм. Сходимость расчетных данных хорошая и находится в пределах среднеквадратической погрешности каждого из использованных методов (± 0.25 баллов), что повышает достоверность оценок и тем самым, при обеспеченной достаточно высокой плотности измерений, позволило провести оценку сейсмической опасности исследуемой площадки по инструментальным методам.

Необходимым этапом работ был прогноз сейсмических воздействий вероятных сильных землетрясений на основание сооружения. Для этого использовались расчетные методы [3]. Для их реализации сформирован исходный сигнал (с учетом зон ВОЗ, их параметров и соответствующего местным землетрясениям спектрального состава колебаний), построено необходимое число сейсмических моделей, которые обоснованы по вероятным оценкам скоростей Р и S волн, данным бурения, сейсморазведочным и электроразведочным измерениям. В результате по расчетным методам получены необходимые сведения о количественной оценке параметров движений грунта для трех сформированных грунтовых моделей на случай сильных землетрясений. Они обосновывают объекты строительства по прогнозируемым основным параметрам сейсмических воздействий (максимальным ускорениям и преобладающим частотам), необходимым для проектирования сейсмостойких сооружений. Расчеты сейсмических воздействий проведены в предположении упругого деформирования, и величины остаточных деформаций могут определяться по шкалам балльности с учетом расчетных значений максимальных ускорений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31359- мол_а).

Литература

1. Карта общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. ОСР-97. Масштаб 1:8000000. М: Министерство науки и технологий РФ, ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 1999. 57 с.

2. СНиП II-7-83* (Актуализированная редакция). Строительство в сейсмических районах. М.: Министерство регионального развития, 2014. 71 с.

3. Джурик В.И. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 224 с.

МЕТОДЫ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ «БЕЛЫЙ ТИГР» (ВЬЕТНАМ)

Буй Ле Тху, Аузина Л.И.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, lethuht92@gmail.com

Месторождение «Белый Тигр» – одно из крупнейших нефтяных месторождений Вьетнама, оно разрабатывается СП «Вьетсовпетро» с июня 1986 г. Месторождение расположено в пределах Кыулонгской впадины в шельфовой зоне Южно-Китайского моря в 100 км к юго-востоку от береговой линии. Длина впадины 450–500 км, ширина 75–110 км (рисунок). Впадина заполнена в основном терригенными отложениями третичного возраста, максимальная мощность осадочного чехла в центре впадины достигает 8–9 км.

На месторождении «Белый Тигр» разрабатывается крупная залежь нефти в гранитоидах фундамента. Месторождение является уникальным по запасам нефти, мощность коллектора более 1600 м, нижняя граница соответствует абсолютной глубине около 5014 м, объем нефтенасыщенных гранитоидов 88.2 млрд м³. На месторождении уже добыто около 100 млн т нефти. Большинство скважин являются высокодебитными: дебиты более 1000 т/сут.

Уникальность месторождения «Белый Тигр» заключается, прежде всего, в большой мощности продуктивного разреза, в котором нефтесодержащими являются, в первую очередь, трещиновато-каверозные коллекторы, пустотность которых представлена макро- и микротрещинами, изометрическими кавернами и пустотами в молодых позднемиоценовых гранитоидах.

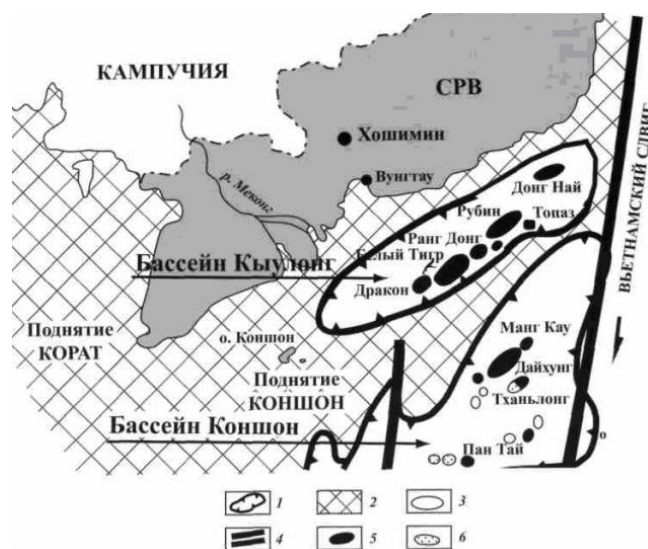


Схема расположения нефтегазоносных бассейнов шельфа Южного Вьетнама.

Обозначения: 1 – бассейны; 2 – поднятия; 3 – локальные; 4 – разломы;
5 – нефтяные; 6 – газовые.

Основная проблема при эксплуатации месторождения заключается в том, что обводненность добываемой продукции со временем начала закономерно увеличиваться, составляя на некоторых морских стационарных платформах (МСП) и блоккондукторах (БК) 15–80 %. Из-за роста обводненности коллектора дебит эксплуатационных скважин постепенно уменьшается. Анализ результатов эксплуатации скважин показывает, что обводнение в основном связано с преждевременным прорывом воды по трещиноватым зонам, развитым в субвертикальном направлении. При этом основными причинами появления воды в скважинах являются: увеличение скорости движения (поднятие) водонефтяного контакта (ВНК); наличие тектонической трещиноватости, создающей гидравлическую связь между нагнетательными и эксплуатационными скважинами, а также между нефтяной залежью и водоносной зоной. В результате происходит вытеснение нефти водой из макротрещин и каверн, а также капиллярное замещение нефти в микротрещиноватых блоках водой из прилегающих к ним макротрещин. При вытеснении нефти из пористой среды реализуется режим, близкий к поршневому, когда от 65 до 80 % нефти добывается в почти безводный период. В свою очередь, водный период для трещиноватых пород непостоянный, и при закачке 0.7–1.5 поровых объемов воды достигается максимальная добыча нефти. В связи с расширением трещин снизу вверх, фильтрация воды происходит в первую очередь по мелким капиллярам, из которых нефть выталкивается в виде капель в более крупные капилляры. При вытеснении вода формирует непрерывные каналы через трещины, а толщина нефтяных пленок закономерно уменьшается.

В СП «Вьетсовпетро» в качестве основного используется следующий метод водоизоляционных работ: устанавливаются мосты из тампонажного цемента в обводненных интервалах скважин или применяются взрывные пакеты с последующей установкой цементной пробки. В последнее время наряду с заливкой тампонажным цементным раствором в добывающих скважинах проводились опытно-промышленные работы по селективной изоляции, изоляции пеноцементными растворами, применялись различные химические реагенты по ограничению водопритока, обработке нефтекислотными эмульсиями и глинокислотными растворами и др.

Анализ обводненности скважин до и после водоизоляционных работ показывает, что используемые технологии по изоляции в открытом стволе методом отсечки нижней части трещиноватого пласта малоэффективны. Вероятнее всего, причинами этого является то, что выбранные изоляционные составы не подходят к геологическим условиям месторождения «Белый Тигр» из-за высокой пластовой температуры и небольшой глубины проникновения изоляционных составов в пласт (не более 10–15 см). Кроме того, предложенные составы имели недостаточно продолжительное время гелеобразования и термостабильности.

Проблема увеличения нефтеотдачи пластов особенно актуальна при неуклонном снижении добычи нефти и выработке активных запасов. Применение водорастворимых ПАВ, полимеров, гелей, циклического воздействия на пласт и других методов с ростом обводненности для трещиноватых коллекторов становится малоэффективным. Например, при использовании неионогенных ПАВ происходит их адсорбция на поверхности породы. Водные растворы ПАВ характеризуются достаточно большим межфазным натяжением на границе с нефтью. За последние годы специалистами ведущих нефтедобывающих компаний выполнены определенные научные и практические работы по созданию новых методов увеличения нефтеотдачи пластов, достаточно эффективных в условиях высокой обводненности нефтяных залежей. Их можно разделить на три основные группы:

- увеличение коэффициента вытеснения нефти из пористой среды путем улучшения нефтеотмывающих свойств закачиваемой воды;
- повышение охвата залежи заводнением;

– комплексное воздействие на залежь, позволяющее одновременно увеличить коэффициент вытеснения нефти и охват пласта заводнением.

Для повышения нефтеотдачи на месторождении «Белый Тигр» специалистами СП «Вьетсовпетро» проведены исследования по разработке методов воздействия на продуктивные пласты нефтяных залежей с применением различных реагентов. На основе изученных научных публикаций [1–7] и опыта промысловых испытаний других компаний для проведения лабораторных исследований были выбраны алюмохлорид, карбонат натрия, тринатрийфосфат, гидроксид натрия и щелочные стоки капролактама. Из-за отсутствия образцов керн с месторождения «Белый Тигр» лабораторные исследования проводились на образцах керн пласта месторождения «28 Мая» Государственной нефтяной компании Азербайджана. Экспериментальные работы дали положительные результаты. Разработанные методики применения перечисленных реагентов рекомендуется использовать на месторождении «Белый Тигр», а также других залежах, находящихся в аналогичных геолого-технических условиях и разрабатываемых СП «Вьетсовпетро».

Литература

1. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Поспелов В.В. и др. Характер пустотности и состава пород нефтесодержащего фундамента шельфа Южного Вьетнама // Нефтяное хозяйство. 1996. № 8.
2. Арешев Е.Г., Донг Ч.Л., Киреев Ф.А. Нефтегазонасность гранитоидов фундамента на примере месторождения «Белый Тигр» // Нефтяное хозяйство. 1996. № 8.
3. Поспелов В.В. Кристаллический фундамент: геолого-геофизические методы изучения коллекторского потенциала и нефтегазонасности. М., 2005.
4. Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В., Шнип О.А. Геология и нефтегазонасность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 10. С. 25–29.
5. Кошляк В.А., Куи Х.В. Распределение коллекторов месторождения «Белый Тигр» и оценка их фильтрационно-емкостных свойств // Нефтяное хозяйство. 1996. № 8.
6. Нгуен Х.Б. Геофизические исследования скважин при изучении магматических коллекторов месторождения Белый Тигр // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 27–33.
7. Bui Thi Luan. Cac tang da me be Cuu Long thuoc them luc dia Viet Nam // Tap chi dau khi. 2004. Т. 11, № 7. Р. 9–15.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАГНИТНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Булгаков Н.С., Татков И.Г., Предеин П.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tigr325@gmail.com

Магниторазведка по-прежнему остается наиболее массовым и информативным методом геофизических исследований, применяемым для изучения структурного строения объектов рудной минерализации. Тем не менее применение только магниторазведки, отдельно от комплекса геофизических методов, для решения задач картирования ограничивается высокой степенью неоднозначности решения обратной задачи. Развитие технологий позволило добиться повышения эффективности применения магниторазведки путем применения режимов непрерывной записи, привязки точки записи в пространстве с помощью Glonass/GPS.

Магнитная градиентометрия является дальнейшим развитием магниторазведки путем добавления дополнительного измерительного канала. Производится измерение как модуля полного вектора магнитного поля, так и вертикального или горизонтального градиента. Основным достоинством метода является возможность разбраковки глубинных и поверхностных объектов за счет одновременного измерения

магнитного поля на разных высотных уровнях и, как следствие, более высокая помехоустойчивость, а также выделение в поле маломощных неоднородных объектов и границ основных структурных комплексов.

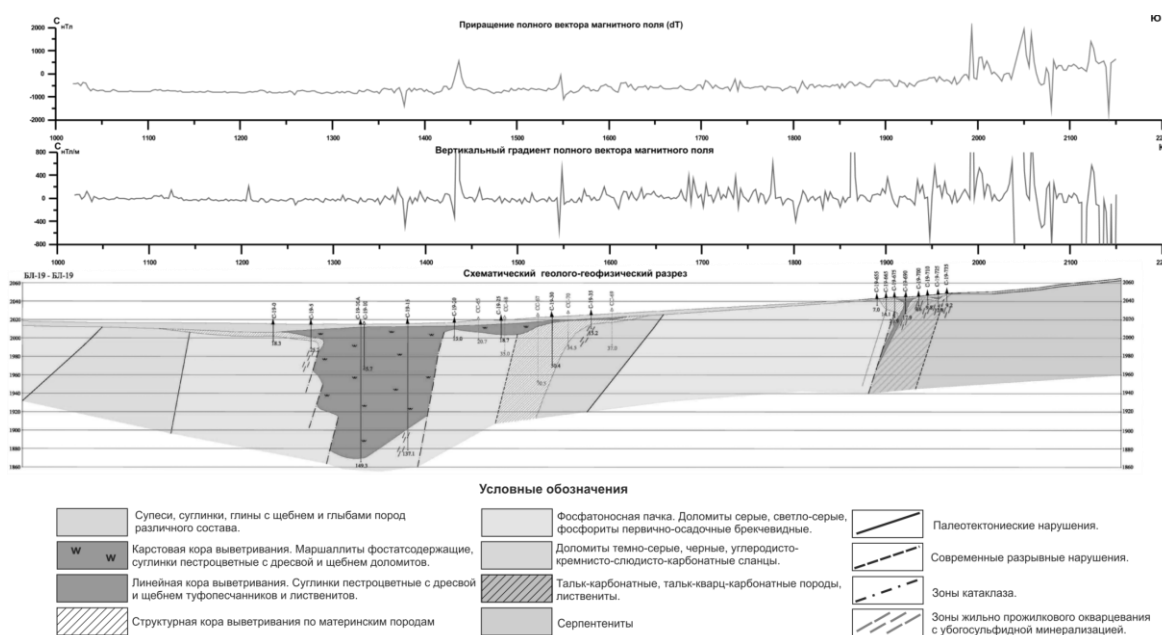
В геофизическом отряде ГИН СО РАН для проведения полевых геофизических работ применяются современные оверхаузеровские магнитометры-градиентометры ММРОС-2. В качестве вариационных станций используются магнитометры ММРОС-1.

Работы, как правило, выполняются в пешеходном режиме с применением непрерывной записи магнитного поля или на частотах 0.25–1.00 Гц, с автоматической привязкой точки записи по GPS/Glonass. При движении в режиме измерения вертикального градиента датчики располагаются на высотах не ниже 50 см для нижнего датчика и не ниже 230 см для верхнего. Таким образом, используемая при съемке база градиентометра составляет 180 см. Данные геометрические параметры позволяют получить максимальные значения градиента для пешеходной съемки [1].

Основной задачей метода при поисках является выделение зон приконтактных изменений, колчеданных тел, геологического картирования границ различных геологических формаций.

Метод также применяется для выделения в слабодифференцированном магнитном поле отложений, обогащенных магнетитом (черный шлик при поисках россыпных объектов), отбраковки близповерхностных аномалий и уточнения поисковых геофизических критериев и признаков. Наибольшую эффективность методика показала при изучении горизонтальных неоднородностей разреза и выделении зон околорудных изменений [2].

По итогам опытно-методических работ на территории рудопроявления Харанур в Восточном Саяне, Черная Бирюза и Хохюрта в Закаменском ЗРУ установлена зависимость амплитудно-частотных характеристик поля магнитного градиента. Анализ полученных данных совместно с результатами горно-буровых работ показал возможность выделения в разрезе незначительных неоднородностей в виде локальных интенсивных аномальных объектов. Так, например, локальный пик в районе С-19-20 объясняется резкой сменой состава вмещающей среды с углеродистых сланцев на доломиты, с выраженной зоной дробления (рисунок).



Сравнение результатов магнитной-градиентометрии с данными буровых работ на участке Харанур (использован геологический разрез А.А. Миронова).

В целом был определен спектр геологических объектов, выделяемых при съемке магнитной градиентометрии полем вертикального градиента: минерализованные зоны дробления, массивы гипербазитов и габбро, зоны измененных пород (серпентинизации и лиственитизации), зоны скарнирования, а также выделены интервалы смены литологического состава.

Определяемые методом типы аномальных объектов встречаются на ряде золоторудных месторождений, являются маркерами, позволяющими выделить золоторудные объекты, и характеризуют горизонтальные неоднородности в вмещающей среде. Таким образом, применение данной методики в профилном варианте направлено на повышение качества и детализации проводимого комплекса методов с целью повышения эффективности разбраковки аномальных объектов.

Литература

1. Гершанок Л.А. Малоуглубленная магниторазведка в условиях промышленных помех // Вестник Пермского университета. Геология. Пермь, 2013. С. 34–49.
2. Татьков И.Г., Дамдинов Б.Б., Гармаев Б.Л., Будяк А.Е. Комплексная геолого-геофизическая модель верхней части разреза Среднеолготайского золоторудного месторождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. С. 77–80.

АПРОБАЦИЯ НОВОГО АЛГОРИТМА ПОДАВЛЕНИЯ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОЙ ПОМЕХИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИФФЕРЕНЦИРУЮЩЕГО ФИЛЬТРА МЕТОДАМИ РОБАСТНОЙ СТАТИСТИКИ

*Бухалов С.В. * Яковлев С.В. ** Башкеев А.С. **

* Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, xerogodger@mail.ru.

** Сибирская геофизическая научная производственная компания, Иркутск

В период с 19 сентября по 20 октября 2014 г. сотрудниками НИ ИрГТУ были проведены опытно-методические работы на двух участках – «Стрельцовское рудное поле» (г. Краснокаменск) и полигон «Стадион» с целью тестирования аппаратно-программного комплекса «MARS» в условиях индустриальных помех.

Измерения для участка работ на полигоне «Стадион» проводились установкой срединного градиента. Силовая установка состояла из аккумулятора напряжением 12 В, генератора ЭРГ-120, линии АВ, длиной 500 м, состоящей из провода геофизического ГПМП и заземлений, выполненных с помощью 10 стальных электродов. Ток во время измерений составлял 0.9 А. Заземление линии А-Б проводилось на глубину до полуметра. Для участка «Стрельцовское рудное поле» использовали 18-разрядный 4- и 8-канальный модуль с частотой дискретизации в 100 кГц – АЦП (аналого-цифровой преобразователь), пылевлагозащищенный ноутбук Panasonic, с программой сбора данных; силовой установки на базе генератора переменного тока мощностью 6 кВт и коммутатора с токовой стабилизацией ВП-1000м, создающего в линии АВ ток в 2–4 А.

Инверсия кривых ЭМЗВП выполнялась в рамках одномерной поляризующейся модели. Расчеты осуществлялись путем использования комплексных, зависящих от частоты удельных электрического сопротивления и электропроводности. Наиболее известным и часто применяемым представлением частотной характеристики вызванной поляризации вещества, удовлетворяющей большинству экспериментальных

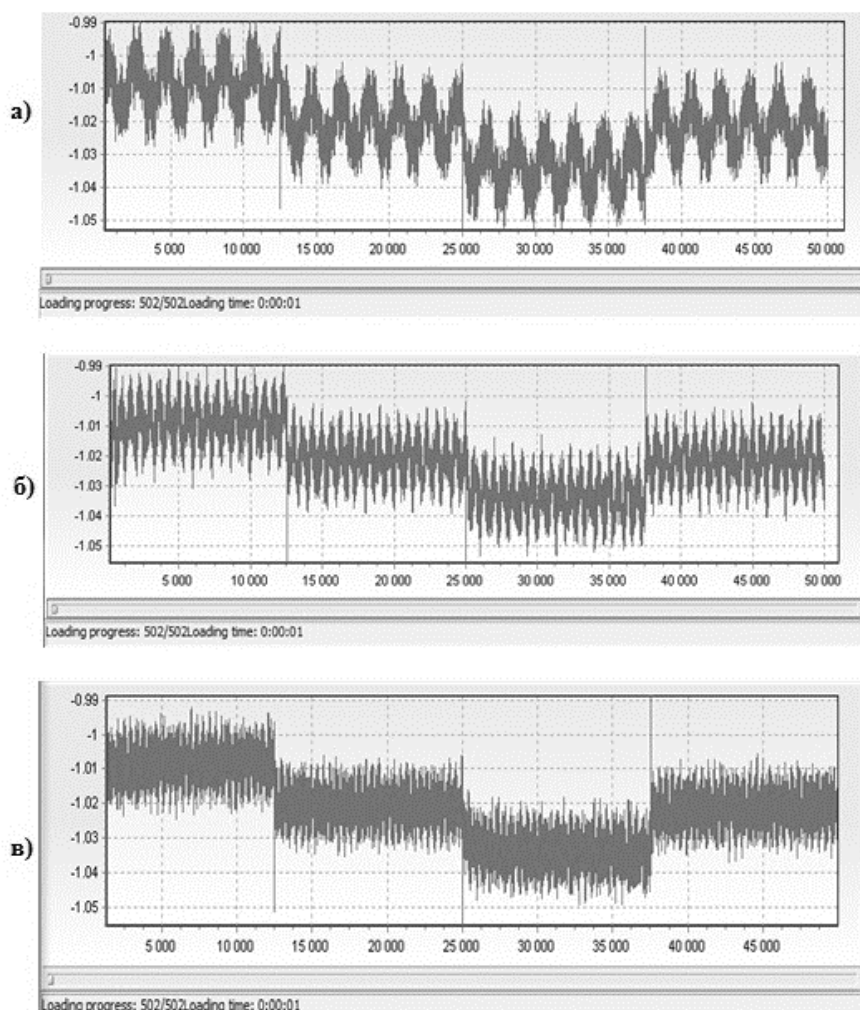
дисперсионных зависимостей, является формула Коула-Коула. Для комплексного удельного сопротивления и удельной электропроводности она имеет вид:

$$\rho_{\omega} = \rho_0 \left\{ 1 - \eta \left[1 - \frac{1}{1 + i\omega\tau^c} \right] \right\},$$

где i – мнимая единица, ρ_0 – удельное электрическое сопротивление, (Ом·м), η – поляризуемость $0 \leq \eta \leq 1$, τ – время релаксации (с); c – показатель степени $0 < c \leq 1$ [1, 2]. Таким образом, количество определяемых в результате инверсии параметров для каждого слоя возрастает в 2.5 раза: к удельным сопротивлениям (ρ_0) и мощностям пластов добавляются еще три поляризационных параметра (η , τ , c) [3].

Съемка ЭМЗВП на участке «Стадион» обусловлена большим количеством помех, из-за непосредственной близости к вышке ЛЭП. На участке «Стрельцовское рудное поле» также имеются вышки ЛЭП и железная дорога. Эти и многие другие факторы периодической промышленной помехи вносят в сигнал помеху, равную 50–150 Гц.

Сотрудниками ООО «Гелиос» Давыденко Ю.А. и Яковлевым С.В. был разработан алгоритм подавления периодической промышленной помехи. Пример работы алгоритма подавления отображен на рисунке.



Пример работы алгоритма подавления периодической промышленной помехи.

a – исходный сигнал; *б* – сигнал с подавленной помехой 50 Гц;

в – сигнал с подавленной помехой 50 и 150 Гц.

В результате проделанной работы был протестирован аппаратно-программный комплекс «MARS 1D» в условиях индустриальных помех. Полученные данные прошли первичную обработку, была удалена промышленная помеха частотой 50 и 150 Гц, и отстроены карты и разрезы по удельному электрическому сопротивлению.

Литература

1. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. V.6. P. 341–353.
2. Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu. Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies // Geophysical Prospecting. 2006. V. 54. P. 383–397.
3. Давыденко Ю.А. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 74–83.

ТЕСТИРОВАНИЕ U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО LA-ICP-SF-MS МЕТОДА НА ПРИМЕРЕ ДАТИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, molon2@rambler.ru

LA-ICP-MS метод локального U-Pb изотопного датирования благодаря низкой бюджетности, простоте пробоподготовки, высокой пропускной способности, а также пространственному разрешению представляется одним из перспективных инструментов для геохронологических исследований. LA-ICP-MS системы базируются на коротко-волновых лазерах и квадрупольных масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-Q-ICP-MS). Такая приборная конфигурация, как правило, применяется для датирования докембрийских цирконов с относительно повышенными содержаниями радиогенного свинца. В этом случае точность измерения U-Pb изотопных отношений ненамного уступает точности результатов, полученных SIMS методом.

Альтернативой LA-Q-ICP-MS являются системы, основанные на аналогичных лазерах и на магнитно-секторных масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-SF-ICP-MS) [4, 6]. Магнитно-секторные масс-спектрометры благодаря двойной фокусировке ионного пучка обладают на порядок лучшей аналитической чувствительностью и точностью. Поэтому использование LA-SF-ICP-MS более предпочтительно для U-Pb изотопного датирования цирконов фанерозойского возраста, которые накопили значительно меньше радиогенного свинца, чем протерозойские.

В работе приведены данные о условиях оптимизации LA-SF-ICP-MS для U-Pb изотопного датирования магматических цирконов. Апробация метода проведена на примере определения возраста двух стандартных образцов цирконов (GJ-1 [2] и Plešovice [4]) и цирконов из шести позднепалеозойских гранитоидных массивов [7, 8], а также Халютинского карбонатитового месторождения Забайкалья [5], ранее датированных SHRIMP методом.

Исследования проведены на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия) с системой пробоотбора лазерной абляции UP-213 (New Wave Research, США). Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц диаметром 40 мкм в течение 30 с. Испаренные

Результаты геохронологических исследований стандартных и природных цирконов
LA-ICP-MS методом в сопоставлении с данными SHRIMP

Образец (массив)	LA-ICP-MS возраст, Ма	SHRIMP возраст, Ма
GJ-1 – аттест 608.5±0.4	608.2±1.5	–
Plešovice – аттест. 337.13±0.37	337.3±1.3	–
Хс-59а (Хасуртинский)	283.3±2.5	283.7±5.3
Хн-62а (Хангинтуй)	300.1±2.1	302.3±3.7
GI-10-03 (Гольцовый)	312.3±2.2	313.3±3
пр. 023а-04 (Унэгэтэйский)	290.1±2.8	289±2.3
Вч-113-04 (Бургасский)	289.7±3.8	287.3±4.1
Те-01-06 (Тэмэнский)	316.6±2.3	318±4
КНАЛ1 (Халютинский)	131.3±1.1	130±1

частицы из лазерной установки в масс-спектрометр транспортировались потоком чистого инертного газа гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей проведены в программе Glitter [1], в качестве стандартного образца использовался циркон Plešovice. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией проведен с помощью программы Isoplot 3 [3].

Измерялись четыре изотопных отношения: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, при этом процедура поправки на общий свинец не проводилась. Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) системы на конкордии. В таблице приведены результаты LA-ICP-MS U-Pb изотопных датировок исследованных проб цирконов, а также результаты их датировок на приборе SHRIMP по [5–8]. Как видно, LA-ICP-MS и SHRIMP результаты достаточно хорошо согласуются и находятся в пределах погрешностей значений возрастов. Следует отметить, что относительная погрешность измерения изотопного отношения в одной точке (1σ) для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет ~1.5 %, а $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – 4–5 % для стандартных цирконов, что в первом приближении сопоставимо с показателями погрешности измерения этих изотопных отношений, получаемых SHRIMP методом.

Очевидно, что представленные данные об измерении U-Pb изотопных отношений в стандартных образцах свидетельствуют о возможности использования метода в решении задач по датированию палеозойско-мезозойских магматических комплексов.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00498) и Сибирского отделения РАН (проект № 17).

Литература

1. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2008. 40. P. 307–311.
2. Jackson S., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation – inductively coupled plasma – mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
3. Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2003.
4. Slama, J., Košler, J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1–35.
5. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. С. 79–96

6. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Звонцов И.В. U-Pb изотопное датирование цирконов LA-ICP-MS методом: процедура измерения и расчета изотопных отношений. // Геодинамика и минерогения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всеросс. науч.-практ. конф. посв. 40-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ, ИД «Экос», 2013. 448 с.
7. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
8. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48(1). С. 156–180.

ЭВОЛЮЦИЯ СБРОСОВЫХ УСТУПОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Бызов Л.М.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, leo212002@yandex.ru

Сбросовые уступы и структуры, с ними связанные, являются важными индикаторами геологических процессов, происходящих в рифтовой системе. Они несут в себе информацию о скорости вертикальных движений земной коры, интенсивности эрозии, палеоклиматических условиях. Таким образом, реконструкция развития сбросовых уступов позволяет исследовать особенности экзогенных и эндогенных процессов и общий характер рифтогенеза. Сегодня накоплен богатый опыт физического и математического моделирования эволюции рельефа континентальных рифтовых зон в Апеннинах, Скалистых горах, Байкальской рифтовой системе [3] и др. В настоящем исследовании представлены новые результаты комплексного математического моделирования развития сбросовых уступов в различных сегментах горного обрамления БРС.

Сбросовые уступы в Байкальском рифте распространены в пределах практически всех крупных горных сооружений, слагающих борта рифтовых впадин; как правило, они ограничивают эти впадины с севера или северо-запада. Объекты реконструкции были выбраны в пределах Тункинских гольцов, Приморском, Байкальском, Баргузинском хребтах, Святоносском поднятии, хребтах Кодар и Северо-Муйский. Основными критериями выбора являлись позднекайнозойская активизация (плиоцен), наличие фронта фасет единой генерации и, соответственно, активного разлома. Морфология выбранных сегментов, несмотря на общие черты, различается, что позволяет сформулировать цель работы – количественно определить индивидуальные особенности развития данных структур, и прежде всего скорость тектонического поднятия.

Моделирование проводилось с помощью компьютерных программ CHILD (Channel-Hillslope Integrated Landscape Development) и BFS (Bedrock Fault Scarp), разработанных Г. Такером [4, 5]. Первая представляет собой многофункциональный инструмент комплексного математического моделирования, включающий возможности реконструкции тектонического режима, флювиальных процессов, склонового переноса. Результатом экспериментов CHILD является трехмерное изображение земной поверхности на каждом этапе модели. Вторая программа создает график изменения профиля уступа, с учетом скорости смещения по разлому и интенсивности эрозии склона. Следует заметить, что точность реконструкций длительных процессов, охватывающих миллионы лет, достаточно условна. Целью исследования в дан-

ном случае является не получение копии реального рельефа, что практически невозможно, но определение стиля его развития и получение значений ключевых морфометрических показателей.

Процесс реконструкции в CHILD и BFS включает многочисленные входные параметры, характеризующие климатические (и палеоклиматические) условия, литологическое строение, русловую геометрию, русловые эрозионно-аккумулятивные процессы, склоновый крип, тектонические условия. В рамках настоящего исследования некоторые параметры (в частности, климат) были унифицированы для всех объектов. Например, условно считается, что климат был общим для всей территории и варьировался от теплого субтропического (как аридного, так и влажного) до холодного климата тундры и ледниковых зон [1]. Флювиальные и склоновые процессы определялись для каждого сегмента индивидуально, исходя из литологического состава и геометрии склона. Важным исследовательским вопросом явилось определение исходной поверхности модели. Решение было найдено в «обратном» моделировании на основе реального цифрового рельефа SRTM. В результате для каждого сегмента была получена стартовая поверхность со средним углом падения склона, равным среднему углу падения современного вершинного ската. При этом в полученной поверхности сохраняются следы крупных современных русел, что обеспечивает топографическую достоверность, не нарушая корректность модели. Предположение о том, что исходная поверхность во всех случаях носила черты невысокого пологого склона, основывается, в том числе, на данных трекового датирования по апатитам, выполненного для Баргузинского хребта [2]. Согласно им, до начала плиоценовой активизации территория длительное время находилась в состоянии тектонического покоя, что привело к пенепленизации ранее созданных горных сооружений и вылаживанию склона. Скорость тектонического поднятия определялась экспериментально для каждого сегмента в отдельности, с одной стороны, вычисленными параметрами модели, а с другой – современным рельефом. В целом, для каждого объекта были получены математические модели, демонстрирующие внешнюю схожесть с современным рельефом и высокую степень корреляции структурных линий. Полученные значения скорости сопоставляются со стратиграфическими данными по впадинам, структурными и геодезическими данными.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01097_a) и ОНЗ РАН (проект № 7.7).

Литература

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
2. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V. A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal rift zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. 28. TC3008.
3. Petit C., Meyer B., Gunnel Y., Jolivet M., Sankov V., Strak V., Gonga-Saholiariliva N. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: insights from the North Baikal rift system, Siberia // *Tectonics*. 2009. 28. doi:10.1029/2009TC002555.
4. Tucker G. CHILD Users Guide for version R9.4.1. Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) and Department of Geological Sciences University of Colorado, Boulder. CO 80309 USA. 2010. 52 p.
5. Tucker G., McCoy S, Whittaker A., Roberts G., Lancaster S., Phillips R. Geomorphic significance of post-glacial bedrock scarps on normal-fault footwalls // *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 2011. 116. doi: 10.1029/2010JF001861.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ С КАРБОНАТНО-ЭВАПОРИТОВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Быкова В.Г.

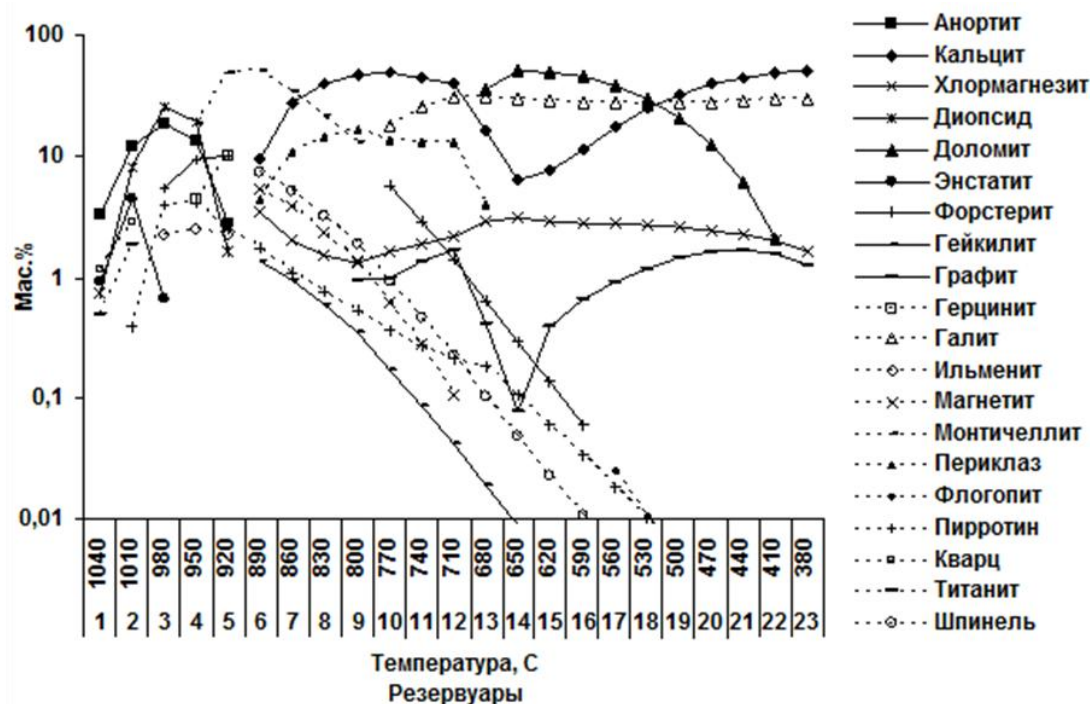
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, valentina.bykova.87@mail.ru

Формирование траппов среди отложений чехла Сибирской платформы сопровождалось образованием крупномасштабных флюидных рудообразующих систем [1]. Цель данной работы – реконструкция динамики минералообразования и флюидного режима на контактах долеритов с доломитами, известняками и каменной солью с помощью методов численного моделирования.

Решение задачи выполнялось с помощью программного комплекса Селектор-Windows [3, 4]. Моделирование производилось по схеме многорезервуарной динамической модели проточного реактора с учетом фактора времени, который задавался 50 временными шагами. Нами была взята следующая схема описания контакта долерита с карбонатно-солевым разрезом. Рассматривается цепочка проточных реакторов. Из внешней среды поступает флюид, который проходит через первый резервуар, представленный долеритом. Далее он проходит через реакторы, состоящие из доломита и галита, а затем из кальцита и галита. Предполагается, что система содержит существенно безводный флюид до температуры 400 °С, далее рассматриваем систему с флюидом, содержащим раствор и газовую фазу. В качестве породы, через которую проходил рудообразующий существенно безводный флюид, насыщаясь петрогенными компонентами, был взят контаминированный долерит следующего состава (мас. %) – 47.2 SiO₂, 2.25 TiO₂, 12.74 Al₂O₃, 4.07 Fe₂O₃, 11.74 FeO, 0.24 MnO, 5.47 MgO, 10.75 CaO, 3.4 Na₂O, 0.71 K₂O, 0.22 P₂O₅ [2]. Состав флюида в источнике для системы с существенно безводным флюидом принимается постоянным и определяется составом следующих газовых фаз (моль): 1 CO₂, 0.1 CO, 1 CH₄, 0.01 N₂, 0.1 H₂O, 0.1 H₂S, 0.01 HCl, 0.01 HF. Давление принимается постоянным (1 кбар), а температура равномерно изменяется от 1040 °С в источнике (внешний резервуар) до 400 °С в последнем 22-м резервуаре (шаг по температуре 30 °С).

Физико-химическое моделирование динамики метасоматоза в условиях массопереноса в указанном диапазоне температур при постоянном давлении показало, что главными факторами минеральных равновесий являются состав долерита и газовый состав. По результатам моделирования обособляются виртуальные минеральные ассоциации, отвечающие парагенезисам безводных магнезиальных скарнов, гидратированных магнезиальных скарнов и сложных оксидов, входящих в состав рудных минералов (рисунок). В составе колонки скарнов для системы с существенно безводным флюидом возможно выделение некоторой температурной зональности: 1) 1040–980 °С – диопсид, энстатит, анортит, кварц, ильменит, герцинит, пирротин; 2) 980–710 °С – монтчеллит, форстерит, магнетит, гейкилит, периклаз, шпинель, кальцит, графит; 3) 710–380 °С – кальцит, доломит, флогопит, галит, графит. Температурные ступени в целом соответствуют известным оценкам по экспериментальным данным и природным наблюдениям [2].

Результаты моделирования системы с существенно безводным флюидом показывают последовательную смену титаносодержащих минералов (от титанита для высоких температур, сменяющегося последовательно ильменитом, гейкилитом, до рутила в последних резервуарах), разнообразии минералов группы шпинели, находящихся в интервале температур 1000–700 °С. Также получены результаты по термодинамическим условиям образования флогопита (T=710 °С), галита (770 °С) для данной системы, определено место монтчеллита (T=950–830 °С) в парагенезисах магнезиальных скарнов.



Распределение минеральных фаз по резервуарам для системы с существенно безводным флюидом.

Первые отвечают ближе всего магнезиальным скарнам магматической стадии. К следующей минеральной ассоциации относятся наиболее разнообразные по составу руды, включающие парагенезисы безводных магнезиальных скарнов. Для этих областей агентом контактово-метасоматических процессов служит флюид, представленный газовой смесью. Последний этап скарнообразования маркируется появлением доломита и галита, тем самым процесс рудоотложения контролируется солевым раствор-расплавом. Эта область относится к преобразованным магнезиальным скарнам. Силикаты в высокотемпературной области представлены диопсидом и энстатитом, далее при понижении температуры они сменяются монтichelлитом и форстеритом.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00798).

Литература

1. Антипов М.А. и др. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М.: Гос. научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. 375 с.
2. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 306–320.
3. Чудненко К.В., Карпов И.К. Селектор-Windows – программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. Краткая инструкция. Иркутск, 2004. 96 с.
4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 287 с.

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
МУКОДЕКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ):
ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ**

Ванин В.А., Горовой В.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, balagan-2000@mail.ru

Район исследования находится в пределах Мамского золоторудного узла Северо-Байкальского золоторудного района на границе Байкало-Муйской (БМ) и Байкало-Патомской (БП) зон в устье реклевой и Правой Мамы.

В строении золоторудного поля Мукодек (ЗРПМ) участвуют породы поздне-рифейского и позднепалеозойского возраста. Позднерифейские образования представлены метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями ушмуканской свиты, разгнейсованными плагиогранито-гнейсами, габброидами муйского комплекса и габброидами таллаинского комплекса. Главными рудовмещающими породами на рассматриваемой территории являются вулканиты ушмуканской свиты, с которыми, собственно, и связаны все промышленные запасы золота. Эти вулканиты являются аналогом келянской толщи с возрастом 824 ± 2 млн лет. Разрез ушмуканской свиты (R_3 ush) в пределах Мукодекского рудного поля характеризуется чередованием кварц-амфибол-эпидотовых, хлорит-амфибол-кварц-эпидотовых, хлорит-серицит-кварцевых и мусковит-эпидот-кварцевых ортосланцев. Породы ушмуканской свиты на площади Мукодекского рудного поля прорваны магматическими образованиями муйского и таллаинского интрузивных комплексов позднего рифея и гранитоидами конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса позднего палеозоя. Муйский комплекс (R_3 ms) с возрастом 812 млн лет в пределах золоторудного поля представлен двумя фазами. К первой фазе муйского комплекса отнесены мигматизированные и расслоенные габбро. Вторая фаза сложена плагиогранитами. Габбро таллаинского комплекса (V_1 tl) с возрастом 604 ± 7.4 млн лет характеризуются как наиболее «свежие», массивные и равномерно-зернистые относительно пород муйского комплекса. Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса (C_2 km) с возрастом 320 млн лет в пределах рассматриваемой территории представлены двумя фазами. Первая фаза представлена гранитами, граносиенитами, сиенитами и редко диоритами. Вторая фаза конкудеро-мамаканского комплекса включает биотитовые мелко- и среднезернистые граниты и лейкограниты. Кроме того, гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса сопровождаются малыми интрузиями, среди которых выделяются сиенит-порфиры, гранит-порфиры и риолит-порфиры.

ЗРПМ относится к гидротермально-метаморфогенному геолого-промышленному типу. Золото распространено в метасоматитах березит-лиственитовой формации, которые приурочены к долгоживущим Мукодекскому и оперяющему его Мукодекско-Янскому разломам. Поверхности рассланцевания всех тектонизированных пород совпадают с простираем разломов. Самородное золото находится в кварце и в виде включений в пирите. Ряд признаков свидетельствует о совместной кристаллизации пирита и самородного золота: золотины часто располагаются по зонам роста кристаллов пирита, характеризуются правильной изометричной формой с элементами кристаллографической огранки, что представляет для нас интерес в плане использования $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метода датирования включений слюды в пирите.

Для геохронологических исследований методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ в правом борту реки Пр. Мама на уч. Правомамский рудного поля Мукодек были отобраны две пробы (КП-200 и КП-400). Проба КП-400 представляет собой серицит-хлорит-анкерит-альбит-кварцевый метасоматит, обогащенный пиритовой минерализацией (размер кристаллов пирита ≤ 1 мм). Проба КП-200 представляет собой жилу кварц-

анкеритового состава с более крупными кристаллами пирита (размер кристаллов пирита ≥ 1 см). Для анализа было отобрано около 25 г кристаллов пирита разной размерности из каждой пробы.

По пробе КП-400 был получен возраст плато 321 ± 1.9 млн лет, для пробы КП-200 – 284 ± 15 млн лет. Таким образом, возраст пробы КП-400 соответствует началу становления Ангаро-Витимского батолита (330–310 млн лет), а проба КП-200 соответствует окончательному этапу становления Ангаро-Витимского батолита (285–275 млн лет). Полученные данные о возрасте руд не противоречат, а, наоборот, дополняют уже устоявшуюся концепцию генезиса рудного золота на таких крупных месторождениях, как Сухой Лог, Ирокинда, Каралон и др.

На сегодняшний день большинство исследователей придерживаются следующей концепции: позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского ареал-плутона не были обогащены золотом, а лишь выступали в качестве источника гидротермальных растворов и теплового потока. Таким образом, можно дополнить предложенную модель формирования золоторудного поля Мукодек, предложенную в статье [1]. Формирование рудного поля происходило в несколько этапов: 1) неопротерозойский вулканизм и осадконакопление в условиях островодужной тектонической обстановки [2, 3]; 2) метаморфизм 635 ± 21 млн лет в пределах БМ зоны [4]; 3) метаморфизм 469 ± 4 млн лет в Икат-Баргузинской зоне, который также проявился и на территории БМ пояса [3]. Полученные датировки свидетельствуют о наличии и четвертой, заключительной, стадии формирования рудного поля, которая связана со становлением позднепалеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. На этом этапе нам представляется следующий сценарий формирования: гидротермальные растворы, источником которых являлись гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, проникали в верхние горизонты земной коры по Абчадскому глубинному разлому регионального масштаба и по оперяющим его Мукодекскому и Мукодекско-Янскому разломам. Вполне вероятно, что эти флюиды также были обогащены рудным компонентом, на что указывает наличие незначительных содержаний золота в метасоматитах по гранитам и габброидам муйского комплекса. Таким образом, привнос золота в зоны разломов и соответственно в зоны метасоматитов осуществлялся из вулканитов ушмуканской свиты, на что указывают промышленные содержания золота, связанные только с вулканитами этой свиты, а также за счет флюидного переноса, вызванного становлением гранитоидов Ангаро-Витимского ареал-плутона. Под действием метаморфометасоматических процессов, которые присутствовали на всех этапах становления ЗРПМ, происходила постепенная ремобилизация золота из вулканитов в благоприятные для отложения рудного компонента зоны разломов и парагенетически связанных с разломами метасоматитов.

Литература

1. Ванин В.А., Гладкочуб Д.П. Геология и этапы формирования золоторудного поля Мукодек (Северное-Прибайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3, Ч. 1. С. 50–54.
2. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 470 № 1. С. 53–70.
3. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.
4. Шацкий В.С., Ягоуцц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН. 1996. Т. 3500, № 5. С. 677–680.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ХАРАУЛАХСКОГО СЕГМЕНТА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Васильев Д.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
juorankhay@mail.ru

На севере Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) (нижнее течение р. Лены) выделяются следующие деформационные этапы: 1) среднепалеозойский рифтогенный, предшествовавший образованию пассивной континентальной окраины [3], 2) позднемеловой складчато-надвиговый, к которому относится преобладающее большинство складчатых и надвиговых структур территории [1, 2], 3) позднемеловой сбросо-сдвиговый [1], 4) палеогеновый рифтогенный [4], 5) кайнозойский складчато-надвиговый [4]. Природа, кинематика и взаимоотношение деформационных структур, связанных с этими этапами, изучены недостаточно. Нами были проведены детальные структурные исследования на трех ключевых участках западного крыла Хараулахского антиклинория одноименного сегмента ВСНП, сложенных деформированными пермскими и триасовыми отложениями [1, 2], сопровождавшиеся массовыми замерами пространственной ориентировки элементов залегания всех наблюдаемых тектонических образований, а также штрихов на зеркалах скольжения разломов.

Участок «Кенгдей» расположен на правом берегу одноименного правого притока р. Лены, к северо-востоку от Кенгдейской палеогеновой впадины. Основной тектонической структурой здесь является Бырылахская синклиналь [1]. Рассчитанная ось этой складки имеет аз. пад. $192^\circ \angle 2^\circ$. Участок «Таас-Арыы» расположен на западном побережье одноименного острова в нижнем течении р. Лены на западном крыле Таасаринской синклинали [2] в 44 км к северо-западу от участка «Кенгдей». Рассчитанная ось складки имеет аз. пад. $354^\circ \angle 3.5^\circ$. Участок «Тиит-Арыы» находится в 18 км к северу от участка «Таас-Арыы» и локализован на западном крыле Хараулахского антиклинория (правобережье р. Лены, напротив о. Тиит-Арыы) в области изменения общего простирания складок с субмеридионального на северо-западное. Рассчитанная ось складчатости имеет аз. пад. $118^\circ \angle 0.5^\circ$. Таким образом, простирание складок между участками «Кенгдей», «Таас-Арыы» и «Тиит-Арыы» изменяется на 74° . Предполагаемая ориентировка осей сжатия, расположенных ортогонально простиранию складчатости, южнее перегиба $264\text{--}282^\circ\text{--}84\text{--}102^\circ$, севернее – $28\text{--}208^\circ$. В целях определения направления палеонапряжений были построены стереограммы дуг большого круга и рассчитаны оси сжатия и растяжения по методике [5]. Для этого использовались замеры элементов залегания сместителей и штриховок на зеркалах скольжения разломов. Оси палеонапряжений определялись отдельно для каждого типа разломов. Надвиги и взбросы являются самыми распространенными разрывными структурами со смещением. Установлены два преобладающих направления сжатия, при которых они были сформированы: $249.5\text{--}276.5^\circ \angle 6.1\text{--}28.5^\circ$ южнее перегиба складчатости (уч. «Кенгдей» и «Таас-Арыы») и $193.8^\circ \angle 25.0^\circ$ – севернее (уч. «Тиит-Арыы»). Ось растяжения для всех участков является либо субвертикальной (уч. «Кенгдей» – аз. пад. $79.7^\circ \angle 83.6^\circ$), либо крутопадающей (уч. «Таас-Арыы» – $78.8^\circ \angle 61.1^\circ$, уч. «Тиит-Арыы» – $22.8^\circ \angle 64.7^\circ$). Левосторонние и правосторонние сдвиги менее распространены, а на уч. «Таас-Арыы» не были обнаружены. Вычисленные оси сжатия имеют следующие значения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $151.5^\circ \angle 16.4^\circ$, уч. «Тиит-Арыы» – $45.9^\circ \angle 4.3^\circ$. Вычисленные оси растяжения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $35.7^\circ \angle 56.0^\circ$, уч. «Тиит-

Арыы» – $138.7^\circ \angle 32.7^\circ$. На уч. «Тиит-Арыы» сдвиги являются преобладающим типом разломов. Сбросовые деформации проявлены достаточно широко, встречаясь на всех участках, хотя по распространенности уступают надвигам. На уч. «Таас-Арыы» сбросы являются преобладающим типом разломов. Вычисленные оси сжатия имеют следующие значения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $101.8^\circ \angle 64.6^\circ$, уч. «Таас-Арыы» – $85.5^\circ \angle 79.3^\circ$ и уч. «Тиит-Арыы» – $135.6^\circ \angle 76.8^\circ$. Вычисленные оси растяжения: уч. «Кенгдей» – аз. пад. $290.8^\circ \angle 25.1^\circ$, «Таас-Арыы» – $245.20 \angle 10.1^\circ$, «Тиит-Арыы» – $285.7^\circ \angle 11.5^\circ$.

Таким образом, в результате морфологического, геометрического и кинематического анализа складчатых и разрывных структур удалось установить следующее:

позднемеловой складчато-надвиговой деформационный этап, являющийся основным тектоническим событием региона, происходил при воздействии двух разноориентированных направлений сжатия: субширотного ($249.5\text{--}276.5^\circ \angle 6.1\text{--}28.5^\circ$; уч. «Кенгдей» и «Таас-Арыы»), явившегося причиной возникновения Хараулахского сегмента ВСНП, и субдолготного ($193.8^\circ \angle 25.0^\circ$; уч. «Тиит-Арыы»), связанного, скорее всего, с более поздним формированием расположенного восточнее Оленекского складчатого пояса [6];

сдвиги входят в единый структурный парагенез с надвигами. В южной части Хараулахского сегмента ВСНП они образуются на конечной стадии складчато-надвигового этапа, в северной – одновременно со складчато-надвиговыми структурами;

сбросовые деформации не связаны со складчато-надвиговыми событиями и были сформированы в результате палеогенового рифтогенеза при субширотном субгоризонтальном растяжении (ось растяжения – аз. пад. $245.2\text{--}290.8^\circ \angle 10.1\text{--}25.1^\circ$).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31298).

Литература

1. Биджиев Р.А., Горшкова Е.Р., Леонов Б.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Верхоянская. Лист R-52-III, IV. Объяснительная записка. 1979. 71 с.
2. Гогина Н.И., Грошин С.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. R-52-I, II. Объяснительная записка. 1976. 82 с.
3. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 160–178.
4. Сергеенко А.И., Прокопьев А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 113–120.
5. Marrett R., Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Structural Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.
6. Prokopiev A., Khudoley A., Ershova V., Vasiliev D. Structure and Late Mesozoic – Early Cenozoic evolution of the Verkhoyansk and Olenek fold belts (Laptev Sea shore) junction zone // 3P Arctic, Stavanger, Norway, October 14–18, 2013. P. 48.

ФОРМЫ ОТРАЖЕНИЯ МОРФОСТРУКТУР КИМБЕРЛИТОВМЕЩАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЙ В СТРОЕНИИ ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Васильев А.П. , Бочкарева В.И.* , Коробков И.Г. ***

* Ботуобинская ГРЭ, АК «АЛРОСА» (ОАО), Мирный, vasilev_ap@alrosa.ru

** Мирнинский политехнический университет, Мирный

При алмазопроисследовательских работах на закрытых территориях важнейшей задачей является реконструкция погребенного рельефа карбонатного цоколя. В первую очередь это необходимо для картирования разноранговых палеодолин, которые определяют снос местного обломочного материала и формируют ореолы рассеяния алмазов и их минералов-спутников. В состав перекрывающего комплекса перспективных территорий многих алмазоносных районов входят эксплозивные и интрузивные образования базитовых вулканоструктур.

При исследовании взаимосвязей между морфоструктурными особенностями карбонатного плотика и строением вулканоструктур было установлено, что они имеют разноранговый характер. Так, региональные элементы рельефа, которые предопределили положение палеоландшафтных зон, повлияли и на размещение объемов интрузивного каркаса крупных вулканоструктур. В пределах наиболее низкого яруса древнего рельефа, который контролируется среднепалеозойскими впадинами и грабен-синклиналями и где в среднем карбоне господствовали палеоландшафты низкой аллювиальной равнины, картируются эпицентральные области крупных вулканоструктур. Именно к этим областям и приурочены основные объемы их интрузивных и эксплозивных образований, которые частично, а иногда и полностью вытесняют верхнепалеозойские отложения. В пределах развития среднего яруса рельефа (пологохолмистая равнина) с увеличением его относительных высотных отметок нередко происходит бронирование поверхности цоколя интрузивными массивами. Наиболее высокий ярус рельефа, представляющий возвышенную равнину, также влияет на характер поведения интрузивного комплекса крупных вулканоструктур, вызывая его определенные изменения. Они заключаются, прежде всего, в подъеме подошвы интрузий на наиболее высокие гипсометрические уровни и в зависимости от крутизны подъема выражаются в появлении апофиз, участков щепления, резком или плавном уменьшении мощности интрузий, вплоть до их полного выклинивания с образованием обширных бестрапповых площадей над наиболее возвышенными площадками водоразделов, откуда сносился местный, в том числе и кимберлитовый, материал.

Выделение подобных площадей актуально при мелкомасштабном (1:200000) прогнозировании, где объектами прогноза являются территории новых кимберлитовых полей. При средне- и крупномасштабном (1:50000–1:10000) прогнозировании, когда в качестве искомым объектов выступают локальные и узколокальные участки, перспективные на выявление кустов кимберлитовых тел и отдельных диатрем, а также погребенных россыпей, в анализ вовлекаются уже совсем другие соразмерные морфоструктурные элементы кимберлитовмещающей толщи. По результатам наших исследований, ведущую роль здесь играют линейные депрессии, выделяемые в ранге грабенов, которые унаследованно находят отражение в подобных отрицательных морфоструктурах погребенного плотика. Данные морфоструктуры, в свою очередь, также находят свое отражение и в особенностях строения интрузивного комплекса вулканоструктур. Сегодня становится очевидным то, что для выделения, трассирования и уточнения этих отдельных форм палеорельефа на участках широкого развития базитового магматизма необходимо использовать, как это ни парадоксально на первый взгляд, карты и схемы изопакит интрузивного комплекса вулканоструктур,

построенные по данным бурения. Выполненные детальные исследования в районах широкого площадного распространения этих интрузий показали, что характер распределения их мощностей и поведение подошвы обусловлены динамикой и направлением внедрения расплавов. Так, участки повышенной мощности имеют в плане вытянутые валлообразные, иногда слабоизогнутые формы, ориентированные длиной осью вдоль направлений, по которым происходило основное продвижение магмы. При этом было отмечено, что наиболее «любимым» местом для внедрения данных интрузий служили древние палеодолины. Слагающий их комплекс русловых отложений, обладая повышенной проницаемостью, вызванной значительной пористостью, влагонасыщенностью и пониженной степенью литификации осадков, являлся наиболее благоприятным для проникновения магматических расплавов [1]. Здесь важно также подчеркнуть, что вектор движения расплавов всегда направлен вверх по долинам. В самых верховьях палеодолин расплав «упирается» в водоразделы, где за счет этого нередко образуются интрузивные массивы повышенной мощности, которые в современном эрозионном срезе формируют весьма контрастные трапповые уступы. В тех случаях, когда палеодолины унаследованно формировались в пределах заведомо кимберлитоконтролирующих грабенов, иногда возникают геолого-ландшафтные обстановки, когда из-под этих трапповых уступов частично обнажаются кимберлитовые трубки. Широкоизвестными примерами подобных ситуаций служат над- и околотрубочные пространства кимберлитовых тел «Молодость», «Юность» и некоторых других, а также таких известных коренных месторождений алмазов, как трубки «Сытыканская» и «Айхал» [2].

Подобная сопряженность тальвегов верхнепалеозойских водотоков и векторов движения магматических расплавов выявлена нами практически на всех территориях алмазоносных районов, где развиты интрузивные образования вулканоструктур. Установленная закономерность обусловлена тем, что обладающая избыточным давлением газо-флюидная составляющая расплавов, являющаяся их основной движущей силой, всегда стремится вверх, к наиболее высоким гипсометрическим уровням земной коры. Избирательно внедряясь по наиболее пониженным участкам палеорельефа, базитовый расплав огибает встречающиеся на его пути положительные морфоструктурные элементы, что приводит к резкому сокращению над ними мощностей интрузивных тел, вплоть до их полного выклинивания с образованием линейно-вытянутых или изометричных бестрапповых участков.

Таким образом, использование выявленных закономерностей в площадном характере распределения мощностей интрузий является весьма актуальным при реконструкции погребенного рельефа на площадях, где трапповые массивы полностью или частично вытеснили стратифицированные объемы верхнепалеозойского разреза.

Литература

1. Васильев А.П., Коробков И.Г., Коробкова А.И. Фациальные условия осадконакопления каменноугольных коллекторов алмаза Западной Якутии // Тез. докл. VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2014.
2. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борга Тунгусской синеклизы. Томск: STT, 2013. 270 с.

НОВЫЙ ПОДХОД К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАТАГЕНЕЗА РОВ (НА ПРИМЕРЕ РЯЗАНО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА)

Воробьева Е.В.

Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики,
Саратов, Vorobievae@yandex.ru

Сегодня для хорошо изученных районов характерно усложнение условий поисков, но при этом накоплен обширный геолого-геофизический материал, комплексная интерпретация и обработка которого дают возможность выявить новые связи между наблюдаемыми показателями и прогнозируемыми геологическими объектами. Катагенез является важнейшим фактором, контролирующим формирование залежей углеводородов, во многом определяя их фазовое состояние и углеводородный состав.

Для определения степени зрелости органического вещества часто используют данные по отражательной способности витринита и пиролитические данные. Однако первый метод сопряжен с рядом сложностей, связанных как с характеристиками самого мацерала, так и с техническими особенностями проведения анализов. В породах витринит не всегда присутствует либо встречается в малых количествах или плохой сохранности. Надежная диагностика витринита также является одной из проблем метода. Измерения отражательной способности следует проводить только по витриниту, поскольку созревание других мацералов, так же как и спор, проходит иными темпами.

Экспрессный пиролитический метод Rock-Eval позволяет за короткое время провести множество анализов и определить важные геохимические параметры, такие как содержание органического вещества, нефти, углеводородного газа, остаточный нефтегенерационный потенциал, температуру максимального выхода углеводородов на пике S_2 (T_{max}). Кроме того, часто используются водородный и кислородный индексы. Однако установить степень катагенетической зрелости органического вещества в отложениях различного литологического состава и возраста только по данным пиролиза также весьма затруднительно. Низкие значения содержания C_{org} и генерационного потенциала в породах приводят к большим погрешностям при определении T_{max} . Все это часто приводит к противоречивым результатам. В таких условиях нередко прибегают к дополнительным данным, связанным с петрографическими, минералогическими исследованиями, изучением конодонтов и др.

Тем не менее, несмотря на очевидные сложности, данные по отражательной способности витринита и данные пиролиза остаются основными при определении степени катагенетической преобразованности органического вещества [1, 2]. Как правило, эти данные используются отдельно друг от друга. Использование их в единой системе позволит существенно уточнить степень катагенеза органического вещества. В работе сделана попытка предложить алгоритм совместного использования этих методов с помощью регрессионного анализа на материалах по палеозойским отложениям Рязано-Саратовского прогиба. На данной территории еще до широкого применения пиролитических методов накоплено большое количество геохимической информации (НОП, содержание органического углерода, содержание пиритной серы и т.д.). Созданные базы данных, включающие большое количество битуминологических анализов, результаты пиролитических исследований Rock-Eval, геологическую информацию, такую как глубина залегания, литологический состав отложений, возраст и некоторые другие, послужили информационной основой для создания регрессионных моделей.

Анализ этих данных показывает, что вне зависимости от возраста и литологии структура взаимосвязи идентична. При расчете моделей из использованного набора показателей в модели в качестве информативных всегда входят глубина залегания и содержание органического вещества, а для некоторых и T_{max} . Полученная система уравнений позволяет рассчитывать значения витринита в зависимости от исходных данных. Система уравнений позволила перевести значения, полученные по Rock-Eval, в прогнозные значения отражательной способности витринита, которых получено по девонским отложениям 1518, по каменноугольным – 326.

С использованием данной методики был построен профиль катагенетической преобразованности пород, который проходит через Рязано-Саратовский прогиб с северо-запада на юго-восток. Из него видно, что отложения девонского возраста Каменско-Ровенской моноклинали, Черебаевско-Уметовского прогиба, Прибортовой моноклинали находятся в зоне «нефтяного окна».

При этом глубина залегания нефтегазоносного комплекса, которая учитывается в системе уравнений прогноза, корректируется с учетом величин денудационных срезов и амплитуд неотектонических движений. Так, для Рязано-Саратовского прогиба важное значение имеет величина предбайосского среза, которая достигает 400 м, а амплитуда неотектонических движений в пределах Доно-Медведицкого вала и Саратовских дислокаций – 850 м, поэтому реконструкция глубин залегания для прогноза отражательной способности витринита в данных условиях просто необходима.

Также построена карта с использованием вышеописанного метода. Сравнение этой карты с ранее построенными традиционным методом позволяет сделать вывод, что она является более детальной, так как учитывает гораздо большее значение данных по витриниту, а также новейшие тектонические движения и величины денудационных срезов.

Несомненными преимуществами данной методики является увеличение количества данных по отражательной способности витринита, а также универсальность метода для различных возрастов, литологических типов (особенно важно для карбонатных отложений) и даже различных геологических условий.

Литература

1. Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 248 с.
2. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 327 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ФАЗ UO_{2+x} В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА ЦАГАН-ТЫРМ

Восель Ю.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
vosel@igm.nsc.ru

Изучение форм нахождения радиоактивных элементов – одна из наиболее сложных задач радиогеохимии [1]. Ранее автором методом последовательного выщелачивания (ПВ) была показана возможность присутствия в озерных осадках фаз UO_{2+x} [2]. В данной работе проведено более детальное исследование с целью определения отдельных форм урана (UO_{2+x}) в осадках с помощью модифицированной

нами методики ПВ, разработанной Клемптом [5]. Измерения проводились методами рентгенофазового анализа (РФА), атомной адсорбции (АА) и альфа-спектрометрии.

Для исследования выбраны карбонатные осадки озера Цаган-Тырма (несколько образцов по разрезу). Это озеро подробно изучалось [3]. В его отложениях много U, что облегчает измерения, и резко восстановительная среда, что должно способствовать образованию восстановленных оксидов UO_{2+x} . Оно расположено в Приольхонье ($52^{\circ}51'59.52''$ N– $106^{\circ}35'33.47''$ E) в пределах грабеновой структуры.

Сначала были проведены четыре первые стадии выщелачивания, для того чтобы убрать из осадков основные хемогенные фазы (ХФ) и оставить только терригенную часть и UO_{2+x} . РФА полученных образцов показал, что ХФ из них удалены полностью, а в нерастворившемся остатке (НО) находится большое количество Vt, а также Pl, Qz, Kfs, Amf, следы Kaol и Chl. Затем было проведено выщелачивание этих образцов концентрированной HNO_3 без нагрева в течение одного часа, и далее проведено выщелачивание оставшегося вещества концентрированной кислотой при $t=90^{\circ}C$.

Три горизонта осадка согласно рентгеноструктурному анализу имеют примерно одинаковое количество неустойчивого в азотной кислоте Vt, соответственно на каждый из этих образцов воздействовали кислотой разное количество времени (6, 3 и 1 ч). Это было сделано, чтобы оценить, насколько быстро растворяется Vt и другие терригенные минералы.

Полученные растворы и НО проанализированы методом АА на основные порообразующие катионы. НО также исследовали методом РФА. Эти исследования показали, что при комнатной температуре Chl за один час выщелачивания в концентрированной кислоте HNO_3 растворяется полностью. Частично растворяются Vt, Amf, Pl, Kaol. При $90^{\circ}C$ происходит дальнейшее растворение этих минералов, причем при этой температуре основное количество Vt растворяется в течение одного часа.

Для подбора условий растворения фаз UO_{2+x} в качестве опытного образца была взята навеска 25 г нижнего горизонта. Сначала были проведены пять этапов ПВ образца для удаления из него ХФ и для измерения в них активностей, ^{234}U и ^{238}U . Оказалось, что изотопное отношение в ХФ $^{234}U/^{238}U = 2.81 \pm 0.06$. Хорошо известно, что в ХФ всегда $^{234}U/^{238}U > 1$, в то время как в литогенной всегда $^{234}U/^{238}U = 1$ [4]. Это позволяет определять одновременно активность литогенного и хемогенного урана в НО и в растворах после выщелачивания, что в данном случае особенно важно, поскольку, как отмечено выше, в HNO_3 растворяются не только фазы UO_{2+x} , но и терригенные минералы.

Было проведено несколько этапов обработки кислотой. На первом – образец обработали разбавленной 0.5 М HNO_3 в течение 40 мин при комнатной температуре. При этом предполагалось, что может раствориться часть относительно легко растворимого в HNO_3 уранинита, и в то же время будет значительно замедлен процесс растворения терригенных минералов.

На втором этапе при комнатной температуре было проведено выщелачивание концентрированной HNO_3 , затем в кипящей ($127^{\circ}C$) концентрированной HNO_3 , то есть в условиях, необходимых для растворения настурана. Высокотемпературное выщелачивание проводилось в четыре последовательных этапа различной длительности (3, 5, 10 и 10 ч) для исследования кинетики этого процесса.

Во всех полученных растворах и в конечном НО измерены активности изотопов урана. В таблице приведены результаты этих измерений.

Абсолютная активность изотопа ^{238}U (Бк) и ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в HNO_3 и HO

Этапы, условия	^{238}U (Бк)	($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)	$^{238}\text{U}_{\text{хем}}$ (Бк)
0.5 М HNO_3 (40 мин)	0.065±0.004	2.07±0.09	0.040
Конц. HNO_3 Хол. (1 ч)	0.017±0.002	1.28±0.20	0.003
Конц. HNO_3 Кип. (3 ч)	0.044±0.006	1.41±0.22	0.010
Конц. HNO_3 Кип. (5 ч)	0.012±0.002	1.58±0.24	0.004
Конц. HNO_3 Кип. (10 ч)	0.007±0.001	2.01±0.34	0.004
Конц. HNO_3 Кип. (10 ч)	0.016±0.002	2.13±0.24	0.010
Нераств. остаток	0.022±0.003	1.64±0.21	0.008
Сумма	0.183		0.079

Активность хомогенного урана, $^{238}\text{U}_{\text{хем}}$ (Бк) определялась по выведенной нами формуле:

$$^{238}\text{U}_{\text{хем}} = ^{238}\text{U} \frac{\gamma - 1}{\gamma_0 - 1},$$

где γ – измеренное изотопное отношение ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в растворах или HO , $\gamma_0 = ^{234}\text{U}_{\text{хем}}/^{238}\text{U}_{\text{хем}}$ – изотопное отношение в хомогенной составляющей образца (в данном случае $\gamma_0 = 2.81 \pm 0.06$), ^{234}U и ^{238}U – активность изотопов урана в кислотных растворах, получившихся после выщелачивания и в оставшемся HO .

Проведенное исследование показывает, что даже после всех стадий выщелачивания хомогенных минералов по стандартной методике в исследуемом образце остается большое количество хомогенного урана. По-видимому, как и предполагалось в [2], этот уран представляет собой различные оксидные минералы группы уранинита, поскольку он растворяется азотной кислотой. При этом часть минералов (вероятно, собственно уранинит) легко растворяются уже в 0.5М азотной кислоте, причем при комнатной температуре, а часть, которая, вероятно, представлена настураном, только в концентрированной кислоте и при кипячении. В исследуемом образце наблюдается достаточно медленная кинетика растворения настурана. Половина его активности переходит в раствор лишь за 18 часов (таблица). Однако не исключено, конечно, что медленность процесса связана со свойствами или морфологией настурана, находящегося в данном конкретном образце.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00341_a, 14-05-00139_a).

Литература

1. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: Учебное пособие. 2-е изд. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. С. 300.
2. Восель Ю.С., Страховенко В.Д., Макарова И.В., Восель С.В. Поведение урана и марганца в процессе диагенеза карбонатных осадков малых озер Байкальского региона // ДАН. (в печати).
3. Скляр Е.В. и др. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 3. С. 303–328.
4. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. С. 236.
5. Bondareva L. The relationship of mineral and geochemical composition to artificial radionuclide partitioning in Yenisei river sediments downstream from Krasnoyarsk // Environ. Monit. Assess. 2012. V. 186. P. 3831–3847.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ ЦЭЦЭРЛЭГСКОГО СДВИГА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ДЕТАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Воскресенский А.Г., Саньков В.А.* ***

* Иркутский государственный университет, Иркутск, voskres42@icloud.com

** Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Цэцэрлэгский сдвиг ЮЗ-СВ простирается от верховьев р. Агарын-гол через базальтовое поле Алтын-Кулин-Нуру вдоль ЮВ склона поднятия Шавырын-Урд-Нуру в его приводороздельной части, пересекает долину р. Тэсийн-Гол в районе устья р. Шаварын-Гол и в районе оз. Ойгон-Нур причленяется к зоне Болнайского разлома. Он представляет собой сегмент зоны более протяженного Цаганульского разлома. Исследуемый разлом известен тем, что в его зоне произошло Цэцэрлэгское землетрясение (09.07.1905 г., $M_w=8.0$), которое предшествовало катастрофическому Болнайскому землетрясению (23.07.1905 г., $M_w=8.4$) [1]. Зона дислокаций, связанных с Цэцэрлэгским землетрясением, общей протяженностью до 130 км, впервые описана отечественными геологами сразу после события [2], а также спустя более полувека [3]. Землетрясение характеризуется левосторонними взбросо-сдвиговыми подвижками по разрывам в очаге [1], а также сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями вдоль сейсмогенных разрывов на поверхности Земли [3]. Нами ставилась задача провести дешифрирование детальных космических снимков, доступных на ресурсе Google Earth, с целью выделения комплекса сейсмогенных разрывов, связанных с активизацией движений по Цэцэрлэгскому разлому в период одноименного землетрясения и оценки закономерностей современного разрывообразования на земной поверхности в зоне сейсмогенного сдвига. Детальные космоснимки QuickBird характеризуют два отрезка центральной части зоны Цэцэрлэгского разлома. Сбор информации о пространственном положении, простираемости и длине сейсмогенных дислокаций и создание базы данных производились с использованием ArcGIS, вычисления сделаны с использованием OpenOffice Calc.

Накопленная амплитуда левосторонних горизонтальных смещений контактов PZ гранитных массивов по Цэцэрлэгскому разлому достигает 2.0–2.5 км [4]. Об активности горизонтальных движений по разлому в позднем KZ свидетельствуют смещения долин водотоков разных порядков. Так, правый борт долины реки Тэсийн-Гол смещен по разлому с амплитудой около 2.0 км. Ряд долин притоков этой реки испытали левосторонние смещения с амплитудой от первых десятков до первых сотен метров. Согласно нашим полевым наблюдениям, на правом берегу р. Тэсийн-Гол, в районе эпицентра Цэцэрлэгского землетрясения, амплитуда левостороннего сдвига по зоне сейсмодислокаций составляет около 3.0 м при вертикальном смещении до 1.5 м. Дешифрирование снимков на этом сегменте разлома показывает, что в долинах Тэсийн-Гол и ее крупного левого притока наблюдается целый комплекс сейсмогенных разломов СВ (65°) субширотного и субмеридионального простираения. Зона главного разлома выражена серией сближенных кулисных разрывов СВ и субмеридионального простираения, часто соединенных валами сжатия ЗСЗ простираения и левосторонними сдвигами СВ простираения. Ширина зоны дислокаций варьируется в зависимости от мощности деформируемых осадков от первых метров на коренных склонах с маломощным делювием до первых сотен метров в днищах долин крупных водотоков. Зоны оперяющих разломов, чаще всего сдвигов, выражены на поверхности эшелонированными трещинами скола и отрыва длиной десятки и первые сотни метров. Как правило, они не имеют единого сместителя на поверхности ввиду малой амплитуды смещения по этим разломам. Кроме того, в бортах долины р. Тэсийн-Гол и ее притоков наблюдаются сбросовые уступы и трещины отрыва, образованные в

результате сотрясения при землетрясении в условиях гравитационной неустойчивости осадков на склонах. В отдельных случаях отмечаются две генерации трещин в бортах долин. Так, в левом борту долины субмеридионального левого крупного притока р. Тесийн-Гол в районе г. Сул-Ула отчетливо проявлена заполненная молодыми осадками трещина растяжения ССЗ простирания длиной более 3.0 км и шириной до 9 м, которую пересекают трещины, возникшие во время землетрясения 1905 г. На заболоченных участках в днищах широких долин притоков р. Тесийн-Гол выявлены расположенные поперек направления стока вторичные трещины отрыва, также связанные с гравитационной неустойчивостью обводненных осадков и интенсивным сейсмогенным «встряхиванием». На осушенных участках поймы и низких террасах отмечаются более древние генерации подобных разрывов, свидетельствующие о проявлении сильнейших сейсмогенных сотрясений в этом районе в голоцене.

Расположенный северо-восточнее, между верховьями рек Хул-Адзаргых-Гол и Буря-Гол, сегмент Цэцэрлэгского разлома представлен подобным вышеописанному парагенезом структур в осадках нешироких речных долин и конусов выноса и узкими (первые метры) зонами сдвиговых разрывов на водоразделах и коренных склонах. Валы сжатия развернуты до широтного простирания, а трещины отрыва – до субмеридионального вместе с некоторым отклонением простирания главного сместителя разлома к северу (аз. 65–70°). На отдельных участках зона разлома разделяется на субпараллельные малоамплитудные ветви и прослеживается с трудом.

В целом комплекс сейсмогенных разрывов в зоне Цэцэрлэгского разлома представлен типичным сдвиговым парагенезом опережающих [5] и оперяющих разрывных и пликативных структур в четвертичных осадках. Ширина зоны динамического влияния разлома прямо зависит от ширины долин пересекаемых им водотоков. Это отражает известную по результатам экспериментов зависимость ширины зоны сдвига от мощности разрушаемого слоя [6]. В коренных породах разлом чаще представлен единым сместителем, реже – серией субпараллельных разрывов. Многометровые смещения геоморфологических маркеров по разлому свидетельствуют о неоднократном обновлении быстрых движений, сопровождавшихся сильными землетрясениями. На это также указывает наличие как минимум двух генераций вторичных сейсмогенных разрывов земной поверхности в днищах речных долин.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01097_a) и ОНЗ РАН (проект № 7.7).

Литература

1. Schlupp A., Cisternas A. Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay) // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1115–1131. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03323.x.
2. Вознесенский А.В. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола // Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО. 1908. Т. 35, вып. 2.
3. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / Отв. ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1985. 224 с.
4. Geological map of Mongolia. Scale 1:1000000. Ulaanbaatar, 1998.
5. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. 244 с.
6. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

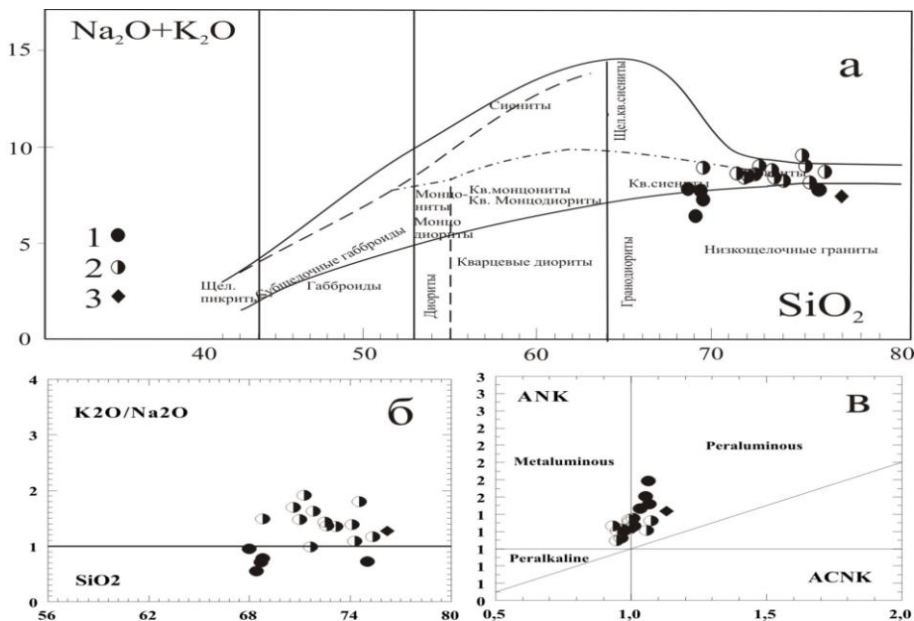
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ДАУРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гонегер Т.А., Елбаев А.Л.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, vetluga-work@mail.ru

Гранитоиды Даурского интрузивного комплекса C_3d широко развиты в Центральном Забайкалье и расположены к югу от Монголо-Охотского разлома. В бассейнах рек Чикой, Ингода, Онон гранитоиды слагают многофазные массивы, ориентированные в СВ и близмеридиональном направлениях. При изучении геологической карты масштаба 1:200000 можно сделать вывод о том, что данные гранитоиды прорывают среднепалеозойские отложения и сами прорываются раннеюрскими магматическими образованиями. Изучение данных гранитоидов осуществлялось нами вдоль рек Югал и Аца, левым притокам р. Чикой. Здесь на большой территории ($>1500 \text{ км}^2$) сформировался крупный гранитоидный массив, рассматриваемый нами как Югальский. Массив имеет многофазное строение и сложен серыми крупно-среднезернистыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами первой фазы, биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами и лейкогранитами второй фазы, а также лейкократовыми, аплитовидными гранитами и пегматитами жильной серии. Следует отметить, что геолого-съёмочными работами были выделены габброиды, входившие в состав первой интрузивной фазы. Нами габброиды не изучались. Они имеют весьма неширокое распространение и относятся, как мы полагаем, к экзоконтактовым преобразованиям. Полученный нами U-Pb изотопный возраст гранитов по циркону составляет 456–458 млн лет [1], что соответствует верхнему ордовику, а не карбону, как показано на геологической карте и в работах [2].

Анализ петрохимического состава гранитоидов показал, что по содержанию суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и K_2O породы разделяются на две серии: умереннокалиевые низкощелочные ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$) и высококалиевые субщелочные ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$) (рисунок, а, б).



Петрохимические диаграммы пород Югальского массива: а – отношения $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; б – $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ в – ANK/ACNK (по Минару и Пиколи, 1989). Цифры на диаграмме: 1 – I интрузивная фаза, 2 – II интрузивная фаза, 3 – дайки лейкогранитов.

Гранитоиды I интрузивной фазы попадают в поле пералюминивых пород, индекс $ASI > 1$, а гранитоиды II интрузивной фазы массива лежат на границе мета- и пералюминивых пород, для этого ряда переходных разностей индекс ASI (насыщенность алюминием) = 1 (рисунок, в). Таким образом, петрохимическое разделение интрузивных фаз по типам имеет генетическое значение.

В субщелочных гранитах заметно повышается редкометалльный фон по следующим элементам: Cs, Li, Sn, Sb, Mo, U, Th. Тренд нормированных по хондриту содержаний имеет отрицательный наклон. Проявляется отрицательная Eu-аномалия. Граниты I интрузивной фазы больше обогащены тяжелыми редкоземельными элементами, чем граниты II интрузивной фазы, и поэтому имеют различный вид кривой распределения при относительно равных содержаниях легких редкоземельных элементов.

В результате нашими исследованиями выявлена возможная возрастная и вещественная неоднородность гранитоидов Югальского массива. Внедрение таких крупных массивов гранитоидов в Даурском ареал-плутоне подтверждает образование аккреционно-коллизийной структуры региона к концу ордовика. В это время уже завершилось формирование Куналейского (U-Pb изотопный возраст ортоамфиболитов (метабазальтов) 484 ± 2 млн лет) и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов (U-Pb изотопный возраст базальтов 476 ± 5 млн лет) [1].

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00290, 12-05-00223) и ОНЗ СО РАН (проект № 10.1).

Литература

1. Гордиенко И.В., Антонов А.Ю., Медведев А.Я., Орсов Д.А., Ветлужских Л.И., Бадмацыренова Р.А., Климук В.С., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Новые данные по магматизму и геологическому строению Центрального Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 60–62.
2. Ярмлюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 375–399.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС DIGITAL FAULTS ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ЗАКОНОРНОСТЕЙ ВОЗБУЖДЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Горбунова Е.А.

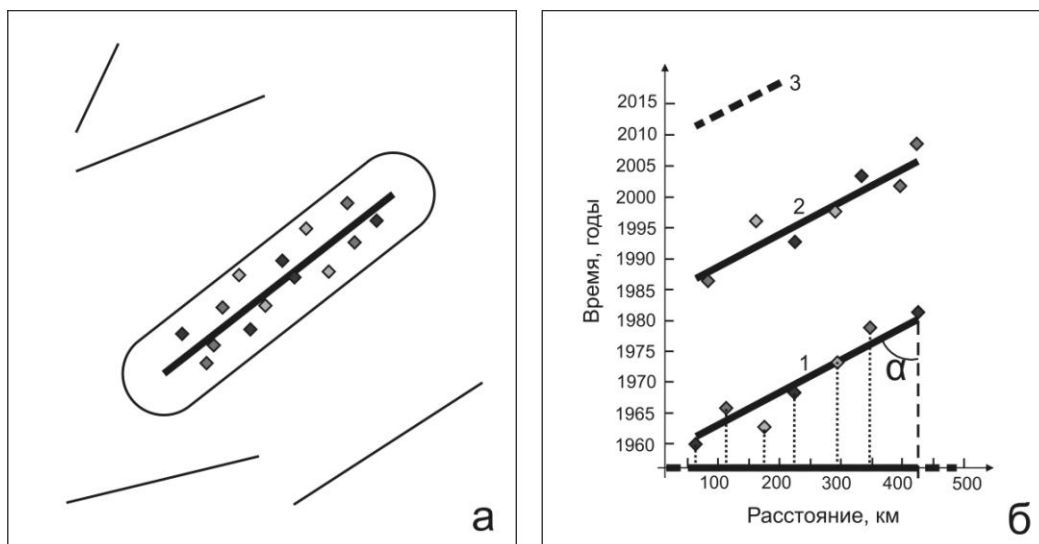
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, gorbunova@crust.irk.ru

Процессы разломообразования и сейсмичности тесно связаны между собой. Особый интерес вызывает процесс генерации сейсмических событий при активизации разломов в короткие интервалы времени и, в частности, закономерности миграции очагов землетрясений в зонах активных дизъюнктивов. Практической частью исследований данного направления является среднесрочный прогноз землетрясений. Для работы с многотысячными базами данных (БД) по разломной тектонике и сейсмичности потребовалось создание узко-специализированной ГИС Digital Faults. Она реализует модель короткопериодной активизации разломов, в основе которой лежит представление о том, что сейсмическое событие любого энергетического класса фиксирует и отражает нарушение равновесия в зоне разрыва, сопровождающееся увеличением трещиноватости и при сильных сейсмических событиях смещением крыльев. Триггерным механизмом активизации разломов и возникновения очагов

землетрясений – этих двух синхронно развивающихся процессов – являются деформационные волны, представления о которых широко описаны в литературе.

ГИС Digital Faults объединяет в единую систему три программных пакета, необходимых для решения поставленной задачи: MS Access, MS Excel и ESRI ArcView. Каждый пакет представляет собой уникальную информационную среду как совокупность программных средств хранения, обработки и передачи информации. Под управлением ГИС исходные данные по разломной тектонике и сейсмичности на разных этапах обработки меняют свой формат в соответствии с требованиями той или иной среды, необходимой для решения текущей задачи.

Вся исходная информация по разломной тектонике и сейсмичности представлена в виде таблиц баз данных MS Access формата *.mdb. Доступ из программы Digital Faults к содержимому таблиц и выборка необходимых данных осуществляется с помощью технологии ADO (ActiveX Data Object) и команд языка запросов SQL. Вся запрашиваемая из таблиц БД информация поступает в память компьютера, преобразуясь согласно формату внутренней структуры ГИС, построенной на принципах объектно-ориентированного программирования. После импорта исходных материалов происходит оценка областей активного динамического влияния (ОАДВ) отдельных разломов. Далее из всей гаммы сейсмических событий с помощью методов аналитической геометрии отбираются те землетрясения, которые попадают в границы рассчитанных ОАДВ (рисунок, а). Полученный сейсмический материал, «привязанный» к разломной тектонике, представляется в виде графиков «время события – место локализации» (рисунок, б), по оси абсцисс которых откладываются длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений (ℓ), по оси ординат – время землетрясений (t). События на графиках образуют совокупности, каждую из которых можно описать с помощью линии регрессии. Каждая из линий регрессии отражает фронт деформационной волны, проходящей вдоль оси разлома, активизируя его и возбуждая последовательное во времени и пространстве возникновение землетрясений. Каждая последующая субпараллельная, расположенная выше



Методика построения графика «время события – место локализации» для определения вектора и оценки средней скорости движения деформационной волны возбуждения: а – положение разлома на местности и землетрясения, попадающие в его ОАДВ; б – график «время события – место локализации», на котором жирной линией показана активизированная часть разлома, пунктирной – его полная длина; цифры у прямых – временная последовательность прохождения деформационных волн.

линия отражает наступление новой волны активизации. Количество линий показывает число активизаций разломов, а расстояние между ними – период активизации (период волны). Наклон линии показывает направление движения волны вдоль линии разлома, а угол наклона к оси абсцисс показывает скорость ее распространения. Полученные статистические и графические материалы экспортируются в виде таблиц и графиков в книгу MS Excel в файл формата *.xls. Доступ к книге MS Excel, работа с данными и построение графиков осуществляются на основе технологии COM (Component Object Model). С помощью этой же технологии происходит анализ графической информации и оценка скоростных и векторных параметров деформационных волн. Все исходные и результативные данные можно представить в виде шейп-файлов (*.shp) и использовать при составлении карт в среде ESRI ArcView.

С помощью разработанной ГИС Digital Faults были установлены пространственно-временные закономерности локализации землетрясений в сегментах сейсмической зоны и отдельных разломах Байкальской рифтовой системы. Оценены характерные скорости и направления распространения деформационных волн. Установлено, что векторы деформационных волн в центральной и юго-западной части Байкальской рифтовой системы, оцененные для сегментов сейсмической зоны и активных разломов, совпадают и направлены с запада на восток, а северо-восточной части – они противоположны. Временные последовательности землетрясений, выделенные на графиках «время события – место локализации», показали, что фиксируемый процесс распространения деформационных волн носит периодический характер, а период и длина волн определяют наиболее вероятные места локализации будущих землетрясений.

Последнее заключение определило возможность проведения опытного тестирования среднесрочного прогноза землетрясений для сегментов сейсмической зоны и избранных активных разломов Байкальской рифтовой системы. Для определения теоретического местоположения землетрясения использовались несколько подходов регрессионного анализа: прямая зависимость $t = f(\ell)$, установленная ранее, ортогональная и обратная регрессия $\ell = f(t)$. Показано, что все три подхода дают неплохую сходимость теоретического и фактического материала. Однако каждый из методов более точен на соответствующем иерархическом уровне разломных структур. Так, для основных сегментов Байкальской сейсмической зоны наиболее точные результаты дает обратная регрессия $\ell = f(t)$. Для опережающих их более коротких сегментов в юго-западной и центральной частях Байкальской сейсмической зоны более точной оказывается прямая зависимость $t = f(\ell)$, а в северо-восточной части – обратная зависимость $\ell = f(t)$. Для активных разломов в целом наилучшие результаты в области прогноза достигаются с помощью прямой регрессии $t = f(\ell)$.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-55-53023).

ВЛИЯНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ НА БИОНАКОПЛЕНИЕ ИХ РАСТЕНИЯМИ

Гордеева О.Н., Белоголова Г.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, gordeeva@igc.irk.ru

На примере промышленных городов Свирска и Усолье-Сибирского представлены некоторые особенности бионакопления химических элементов растениями, произрастающими на техногенно загрязненных почвах. В г. Свирске долгое время

располагалась промплощадка металлургического завода по производству мышьяка, в связи с чем территория города загрязнена этим элементом, а вблизи промплощадки также свинцом, кадмием, ртутью и др. В окрестностях г. Усолье-Сибирского имеется предприятие «Усольехимпром», где основным элементом-загрязнителем является ртуть.

В г. Свирске изучены дикорастущие (паслен сладко-горький *Solanum dulcamara* L., кровохлебка аптечная *Sanguisorba officinalis* L.) и сельскохозяйственные (клубни картофеля, листья капусты, корнеплоды моркови) растения, техноземы промплощадки завода и окультуренные дерново-карбонатные почвы частных хозяйств. В г. Усолье-Сибирском изучены травянистые растения (кровохлебка аптечная *Sanguisorba officinalis* L., герань луговая *Geranium pratense* L., горошек мышиный *Vicia cracca* L., костяника каменистая *Rubus saxatilis* L., осока мохнатая *Carex hirta* L., осот огородный *Sonchus oleraceus* L., тысячелистник обыкновенный *Achillea millefolium* L.), серые лесные и дерново-карбонатные почвы на территории «Усольехимпрома», отобранные в 1.5–2.5 км от цеха ртутного электролиза, дерново-карбонатные целинные почвы в окрестностях города.

Почвы и растения сушились до воздушно-сухого состояния и после измельчения подвергались химическому анализу атомно-абсорбционным методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. В отдельном эксперименте был проведен фазовый анализ почв, получены различные фракции: для As, Cd, Pb, Cu, Zn и др. – по методике [4], для Hg – по методике [5].

Как показали результаты предыдущих исследований [1, 2], в условиях техногенного загрязнения г. Свирска происходит сильное увеличение содержаний As и тяжелых металлов в почвах и растениях, особенно вблизи промплощадки мышьякового завода. В зоне техногенного воздействия, в 200–500 м от отвалов, находятся и дачные участки города, на которых выращивается сельскохозяйственная продукция. Установлено, что накопление As овощами г. Свирска в немалой степени зависит от форм его нахождения в почвах. Получена положительная корреляция ($R = 0.82$, $P < 0.05$) между содержанием легкообменного As в пахотных почвах дачных участков города и концентрациями его в картофеле (таблица), что связано с высокой подвижностью As в этих почвах. Положительная корреляция установлена и для Fe. Для других изученных элементов прослеживается отрицательная корреляция, либо отмечается ее отсутствие. Данный факт указывает на то, что эти элементы находятся в почвах в других формах и их биодоступность не зависит от содержания в почвах в легкообменных формах. Увеличение подвижности As в сельскохозяйственных почвах привело к накоплению его и в овощах г. Свирска, выращенных на этих почвах. Пределы содержаний As в клубнях картофеля составляют 0.12–0.83 мг/кг (фон 0.03–0.20 мг/кг [3]), среднее содержание в корнеплодах моркови – 2.34 мг/кг (фон 0.04–0.08 мг/кг [3]), в листьях капусты – 0.18 мг/кг (фон 0.02–0.05 мг/кг [3]).

Коэффициенты корреляции (КК) между содержаниями элементов в легкообменной фракции почв и концентрациями их в картофеле

Элемент	КК	Уровень значимости	Элемент	КК	Уровень значимости
As	0.82	0.023	Fe	0.93	0.007
Cd	-0.23	0.62	Mn	-0.77	0.044
Pb	0.15	0.74	Ca	0.14	0.76
Cu	-0.70	0.079	Mg	-0.40	0.37
Zn	0.16	0.72	Na	0.43	0.34
Ni	-0.57	0.18	K	0.34	0.46
Co	-0.11	0.81	P	-0.46	0.30

Особенности бионакопления ртути растениями рассмотрены на примере предприятия «Усольехимпром» (г. Усолье-Сибирское). При изучении фазового состояния Hg в почвах получены водо- и кислоторастворимая, органическая, прочносвязанная, сульфидная фракции. Исследования показали прямую зависимость ($R = 0.91$, $P < 0.05$) между содержанием Hg в органической фракции почв и концентрациями ее в травах, выросших в окрестностях «Усольехимпрома» (1.5–2.0 км от цеха ртутного электролиза) и окрестностях г. Усолье-Сибирского. Этого не наблюдается для других фракций Hg и ее валовых содержаний в почвах.

Полученные данные свидетельствуют о важной роли Hg-органических соединений в миграции ее в системе «почва-растение», так как органические комплексы Hg могут являться одним из основных источников этого металла для растений. Несмотря на установленный факт, содержания ртути в травах изученных усольских участков в основном невысокие, ниже естественного уровня в травах (до 0.1 мг/кг [3]). В единичных представителях трав – тысячелистнике обыкновенном, отобранном на территории «Усольехимпрома», и герани луговой, произраставшей в окрестностях этого предприятия, концентрации Hg выше этого уровня – 0.161 мг/кг и 0.132 мг/кг, соответственно.

Таким образом, бионакопление химических элементов растениями в значительной мере зависит от форм нахождения элементов в почвах. В условиях техногенного загрязнения эта зависимость может играть решающую роль в поступлении элементов-токсикантов в пищевую цепь человека. Несмотря на важность рассматриваемого вопроса, в России и за рубежом он изучен слабо, поэтому необходимы дальнейшие исследования в этой области.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-03919_a).

Литература

1. Гордеева О.Н., Белоголова Г.А., Гребенщикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва-растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 3. С. 108–113.
2. Гордеева О.Н., Белоголова Г.А. Формы нахождения и особенности миграции химических элементов в почвах г. Свирска в условиях техногенного загрязнения (Южное Прибайкалье) // Инженерная экология. 2011. № 4. С. 11–29.
3. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.
4. Кузнецов В.А., Шимко Г.А. Метод постадийных вытяжек при геохимических исследованиях. Минск: Наука и техника, 1990. 88 с.
5. Bloom N.S., Preus E., Katon J., Hiltner M. Selective extractions to assess the biogeochemically relevant fractionation of inorganic mercury in sediments and soils // Anal. Chim. Acta. 2003. № 479. P. 233–248.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД (МАЛОМУРУНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ, ЮГО-ЗАПАД АЛДАНСКОГО ЩИТА)

Горовой В.А., Шевелев А.С.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vagorovoi@mail.ru

Маломурунский массив расположен вблизи гольца Мурун в междуречье р. Чара и Токко, 50 км к ЗЮЗ от пос. Торго. Этот район известен проявлениями щелочных интрузивов с одним из которых – Маломурунским массивом – пространственно и, по-видимому, генетически связано месторождение чароита «Сиреневый Камень». Под термином чароит понимают как одноименный минерал [3], мономине-

ральные сростки, так и полиминеральные породы с чароитом. Происхождение чароитовых пород и чароита остается геологической загадкой. Можно выделить две крайние гипотезы образования чароитовых пород – (1) из уникальной чароитовой магмы или (2) за счет метасоматического преобразования вмещающих пород флюидами, отторженными от магм Маломурунского массива. По имеющимся геологическим данным, кристаллизация чароитовых пород происходила на заключительной стадии развития этого массива [1]. Целью данной работы является определение времени кристаллизации минералов, слагающих чароитовые породы с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода датирования.

Ранее попытка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования чароитовых пород была осуществлена в работе [4], в которой методом ступенчатого нагрева датировались мономинеральные фракции чароита и при помощи лазерной абляции – зерна чароита, микроклина и тинаксита. Датирование чароита при обоих способах плавления образца не показало значимых значений возраста, поскольку этот минерал содержит в своей структуре молекулярную воду и, по-видимому, обменивается ею (и радиогенным аргоном) с окружающей средой. Датирование лазерной абляцией микроклина и тинаксита показало разброс возрастов от 133 до 113 млн лет даже в пределах одного зерна с типичной ошибкой измерения 3–4 млн лет. Наиболее древние значения возраста были проинтерпретированы в качестве возраста кристаллизации минералов, а молодые – как результат вторичных изменений [4]. Имеющиеся K-Ar датировки по магматическим породам Маломурунского массива находятся в аналогичном диапазоне значений [2].

Для этой работы измерения выполнены в Институте земной коры СО РАН (Иркутск) при помощи масс-спектрометрического комплекса ARGUS VI (Thermo Scientific), включающего масс-спектрометр секторного типа с пятью коллекторами Фарадея и источником электронного удара Нировского типа, систему очистки газа с тремя SAES геттерами и резистивную печь двойного вакуума. Анализ изотопного состава аргона осуществлен методом ступенчатого нагрева от 390 °C до температуры полного плавления образца в 12–16 ступеней в зависимости от датируемого минерала. Возраст проб рассчитан относительно возраста стандарта BERN4M 18.885 млн лет, что позволяет согласовать $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные с U-Pb данными. Для датирования отобраны тинаксит, франкаменит и микроклин с участка «Старый». Тинаксит и франкаменит, соответственно, представлены фрагментами медово-желтого и серо-зеленого монокристаллов длиной ~6–8 см из чароитовой породы. Микроклин с характерным двойникованием отобран из зоны взаимодействия чароитовых пород с вмещающими их арфедсонит-микроклиновыми лампрофирами (вогезитами). Дополнительно взят токкоит с участка «Магистральный» из музея Института земной коры СО РАН (образец подарен музею Н.В. Владыкиным). Токкоит представлен сростком столбчатых кристаллов из чароитовой породы. Исходя из петрографических особенностей образцов и распространения этих минералов в пределах Маломурунского массива, отобранные минералы парагенны друг другу и чароиту.

В результате датирования токкоит, тинаксит и микроклин показали отчетливые возрасты плато, статистически не отличимые друг от друга со значениями 135.93 ± 0.49 , 135.87 ± 0.45 и 135.79 ± 0.42 млн лет, соответственно. Совпадение возрастов подтверждает парагенность этих минералов.

Франкаменит характеризуется нарушенным спектром выделения аргона, наиболее высокотемпературная часть которого дает платоподобный участок со значением возраста 137.55 ± 0.46 млн лет. Значение возраста высокотемпературной части франкаменита статистически древнее значений возраста по другим минералам, что говорит о возможной полифазности чароитовых пород.

Таким образом, впервые получены достоверные датировки высокого качества по минералам чароитовых пород. Для более полного понимания условий образова-

ния чароитовых пород необходимо такое же качественное датирование магматических пород Маломурунского массива.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04108-р_сибирь).

Литература

1. Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Гео, 2008. 140 с.
 2. Костюк В.П., Лапина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 239 с.
 3. Рогова В.П. Условия образования чароитовой породы – нового ювелирно-поделочного камня // Самоцветы: Мат. XI съезда ММА. М.: Наука, 1980. С. 79–86.
 4. Wang Y., He H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C. Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif, Siberia, Russia // International Geology Review. 2014. V. 56 (8). P. 1007–1019.
-

СИСТЕМА ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА СИГНАЛОВ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

*Гусейнов Р.Г. *, Петров А.В. *, Агафонов Ю.А. **, Шарлов М.В. **, Буддо И.В. **, Гомульский В.В. ***

* Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, grg@ierp.ru

** ЗАО «Иркутское электроразведочное предприятие», Иркутск

Оценка качества сигналов становления на этапе обработки – задача вполне формализованная и решается достаточно точно, с учетом специфики применяемых методов. Таким образом, в процессе первичной обработки оценить характеристики помехи можно путем статистического анализа данных на этапе внутрисерийного и/или межсерийного суммирования. По итоговой кривой с геометрическим шагом дискретизации оценить качество гораздо сложнее. Существуют различные подходы к оценке качества данных ЗСБ [4,5]. Для оценки дисперсии ЭДС в настоящее время применяются в основном два критерия.

Гладкость кривой. Оценка заключается в аппроксимации сигнала становления и расчета дисперсии, среднеквадратического отклонения (СКО) или расхождения в процентах итоговой кривой от сглаженной. Данный подход позволяет выделить в большом объеме данных сигналы, значительно осложненные влиянием помех. Главным недостатком такого способа является отсутствие прямой связи с величиной погрешности, так как дисперсия рассчитывается относительно сглаженного сигнала, а не истинного.

Невязка решения обратной задачи – расхождение теоретической и практической кривой. Данный критерий позволяет дать информативную оценку качества данных. Недостатком данного метода является чаще всего невозможность применения до этапа количественной инверсии, так как процесс является ресурсоемким (как в плане человеческих, так и в плане технических средств). Автоматическая 1D инверсия – активно развивающееся направление, она может позволить решать задачу оценки качества, но только в условиях однородной геоэлектрической среды. Наличие неоднородностей приводит к неэффективности применения 1D инверсии, а 3D инверсия в настоящее время является намного более сложным и ресурсоемким процессом.

Оба подхода не являются полноценным решением задачи оценки качества на этапе регистрации и первичной обработки данных.

Оценка случайной погрешности. Новизна данного критерия заключается в переходе от абстрактной величины «гладкость кривой» σ_S к прогнозируемому значению относительной погрешности ЭДС E_T (среднему значению по всему сигналу). Процесс оценки качества делится на два основных этапа: математическое моделирование и оценка погрешности E_T . На первом этапе выполняется оценка зависимостей: $f_\sigma(t)$ – зависимость дисперсии ЭДС итоговой кривой от времени становления.

$\sigma_0(\sigma_S)$ – связь между исходным значением СКО σ_0 и полученным при расчете относительно сглаженного сигнала σ_S .

$\delta(\sigma_0)$ – зависимость средней относительной погрешности от исходного значения СКО σ_0 .

На втором этапе производится нормировка сигнала (путем деления на $f_\sigma(t)$), сглаживание и расчет погрешности E_T (на основе зависимостей, полученных на первом этапе).

Оценка систематической погрешности. Оценка дисперсии является лишь частью системы оценки качества и не обладает высокой чувствительностью к влиянию систематических погрешностей. Применение современных телеметрических систем наблюдения позволяет использовать множество кривых, полученных от одного источника ЭМ поля, для комплексного анализа данных. Одним из критериев оценки качества является расхождение сигналов становления на поздних временах, что более контрастно проявляется на трансформациях R_T и $S_T(H_T)$. Для количественной оценки применяется процентное отклонение кажущейся проводимости от среднего значения для сигналов от одного источника ЭМ поля.

Критерий K_S позволяет оценить суммарный вклад различных факторов: влияние неоднородностей геоэлектрического разреза, проявление магнитной вязкости [1] и индукционно-вызванной поляризации [2], влияние случайных (природных, техногенных) и систематических (методических, инструментальных) погрешностей. Таким образом, чем меньше значение K_S , тем больше сигналы соответствуют отклику от горизонтально-слоистой среды и выше качество сигналов становления.

Для получения общей оценки качества данных ЗСБ (QC) применяется подход, основанный на технологии количественного контроля качества сейсморазведочных данных на базе программного обеспечения SeisWin-QC [3]. Комплексный коэффициент качества QC рассчитывается на основе показателей E_T и K_S .

Система комплексной оценки данных ЗСБ позволяет автоматически выполнять контроль качества и оперативно принимать корректирующие меры на основе количественных показателей. Многоуровневый анализ данных с применением критериев E_T и K_S , с одной стороны, позволяет определить степень влияния случайных погрешностей, в отличие от существующих критериев «гладкости», а с другой – оценить влияние систематических. Применение суммарного показателя QC дает возможность оценки качества геофизического материала не только на этапе камеральных, но и на этапе полевых электроразведочных работ, с учетом конкретной геологической задачи и геологических условий в районе исследований.

Литература

1. Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Матасова Г.Г., Камнев Я.К. Метод переходных процессов при изучении геологических сред с магнитной вязкостью // Геофизический журнал. 2012. № 4. С. 137.
2. Компаниец С.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Проявление и учет индукционно-вызванной поляризации при изучении осадочного чехла юга Сибирской платформы методом ЗСБ // Геофизика. 2013. № 1. С. 35–40
3. Тищенко И.В., Тищенко А.И., Жуков А.А. Алгоритмы и критерии оценки качества полевых сейсмических записей // Технологии сейсморазведки. 2011. № 2. С. 40–49.

4. Тригубович Г.М. Электромагнитная разведка становлением поля наземного и воздушного базирования: новая концепция и результаты // Материалы Пятой всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. СПб., 2011.
5. Черемисина Е.Н., Любимова А.В. Новые информационные технологии в мониторинге использования природных и энергетических ресурсов // Материалы четвертой конференции «Решения для бизнеса: нефть, газ и энергетика». Подмосковье, 2013.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ

*Густайтис М.А. *, Мягкая И.Н. *, Чумбаев А.С. ***

* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
gustaitis@igm.nsc.ru

** Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск

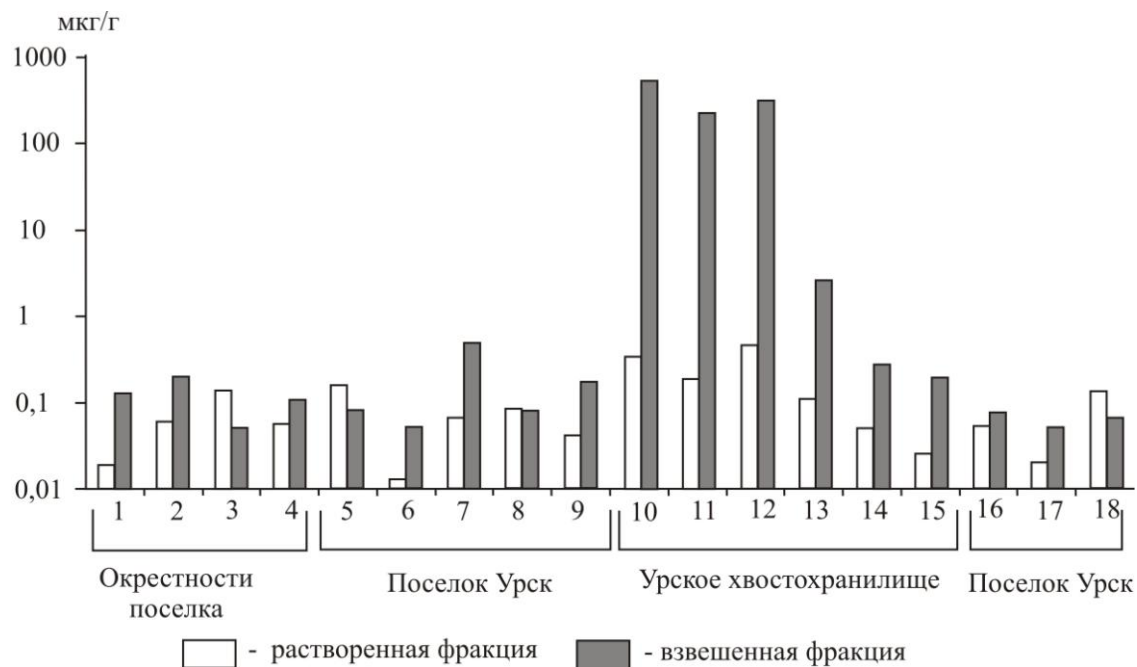
Снежный покров является эффективным накопителем аэрозольных загрязняющих веществ, выпадающих из атмосферного воздуха. По химическому составу снега можно установить площадное распределение и количественные характеристики веществ, выпадающих зимой из атмосферы. Следовательно, возможно выявить источники загрязнения и ореолы их влияния, получить приближенную оценку токсикантов, выносимых с территории городов и промышленных площадок тальми водами и попадающих в почвы и подземные воды [1]. Основные исследования загрязнения ртутью снежного покрова сосредоточены в зонах влияния промышленных предприятий городов [2]. Влиянию хвостохранилищ уделено не столь существенное внимание, несмотря на бедственные обстановки, развивающиеся на прилегающих к ним территориях. Цель работы – установить формы нахождения ртути в снежном покрове Урского хвостохранилища отходов цианирования и его окрестностей.

Хвостохранилище сформировано 80 лет назад среди жилого поселка. Оно сложено отходами цианирования первичных сульфидных руд и руд зоны окисления в виде двух отвалов, которые не закреплены. В заболоченный лог, расположенный ниже отвалов, сносятся отходы обогащения и стекают высокоминерализованные (4 г/л), кислые (рН 1.9) сульфатные ($\text{SO}_4^{2-} \sim 3600$ мг/л) дренажные воды (мг/л: Al (270), Fe (780), Cu (2.5), Zn (11); мкг/л: Pb (110), As (630), Se (440), Te (28), Hg (11.4), Cd (18) и др.), формирующиеся в процессе взаимодействия с сульфидным веществом отвалов потока рассеяния, который распространился вплоть до реки Ур (приток р. Иня).

Для расчета опасного воздействия ртутного загрязнения на окружающую среду и для определения форм нахождения ртути в районе Урского хвостохранилища отобраны пробы снега с трех основных участков: 1) хвостохранилище и его поток рассеяния (рисунок, точки 10–15), 2) поселок Урск (точки 5–9 и 16–18), 3) территории, прилегающие к поселку Урск (точки 1–4).

Пробы снега для определения в нем ртути отбирались с помощью снегомера ВС-1 и упаковывались в стеклянную тару. Затем снег топился при комнатной температуре, а полученный раствор фильтровался через фильтр «синяя лента» и через мембранный фильтр с диаметром пор 0.45 мкм. Также замерялись неустойчивые параметры рН и Eh, («Анион 7051», Россия).

Формирование снежного покрова в 2013/2014 гидрологические гг. на территории отвалов шло неравномерно. Данные снегомерной съемки (17.03.2014 г.)



Содержание растворимой и взвешенной фракций ртути в снеге.

показывают, что наибольшая масса снега формировалась в основании отвалов и у границы леса, примыкающего к территории хвостохранилищ. Снегозапасы к концу холодного периода варьировались от 220 мм под отвалами и в части хвостохранилища, примыкающего к лесу, до 90 мм – на возвышенных участках. Несмотря на неравномерное распределение снежного покрова по различным участкам изучаемой территории, плотность снежного покрова составила 0.22 г/см^3 . Установлено, что за холодный период 2013/2014 гг. на территории отвалов и их потока рассеяния было аккумулировано в среднем около 180 мм осадков. Ртуть в снеге, отобранном в районе Урского хвостохранилища и его потока рассеяния, распределена неравномерно. Разница в содержаниях достигает четырех порядков.

Максимальные концентрации установлены в снежном покрове хвостохранилища (574–230 мкг/л; рисунок, точки 10–12). Это обусловлено тем, что в зимнее время отвалы практически не покрыты снегом, что способствует ветровому переносу вещества. Содержание ртути в твердом осадке снега, отобранном непосредственно в поселке Урск (рисунок, точки 5–9), варьируется от 0.05 до 0.2 мкг/г. Концентрации Hg на значительном удалении от хвостохранилища (рисунок, пробы 1–4) – 0.05–0.20 мкг/г сопоставимы с содержаниями в твердом осадке снега, отобранном в районе поселка Урск. Это может быть обусловлено как ветровым переносом частиц отходов хвостохранилища, так и повышенным геохимическим фоном ртути, характерным для этого региона. В пробах снега, отобранных в районе хвостохранилища, количество ртути в растворенной форме составляет 0.2–0.45 мкг/л (рисунок, точки 10–12), в районе поселка – 0.01–0.16 мкг/л (рисунок, точки 5–9 и 16–18), на удалении от него – 0.05–0.014 (рисунок, точки 1–4). Во всех пробах снега взвешенная фракция преобладает над растворимой. В пробах, которые отобраны в поселке и на территориях, прилегающих к нему, содержания ртути во взвеси на порядок больше, чем в растворе (рисунок, точки 10–12).

Максимальная пылевая нагрузка характерна для территории отвалов (точки 10–12) и составляет $247\text{--}480 \text{ мг/м}^2\cdot\text{сут}$, что соответствует высокому и среднему уровню загрязнения снежного покрова. Остальная территория относится к низкому уровню загрязнения [3], которое в среднем составляет $30 \text{ мг/м}^2\cdot\text{сут}$. Установлена

сравнительно высокая величина среднесуточного притока Hg (0.123–0.349 мг/м²·сут) на отвалах и его потока рассеяния. Остальная местность испытывает значительно меньшую нагрузку, в среднем 0.0002 мг/м²·сут.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00668, 14-05-31280, 15-05-05362) и ИП СО РАН (проект № 94).

Литература

1. Боев В.А., Лежнина А.А. Тяжелые металлы в снежном покрове Тюменского района Тюменской области // Вестник Тюменского университета. 2012. № 7. С. 41–48.
 2. Таловская В.А., Филимоненко Е.А., Осипова Н.А., Язиков Е.Г. Ртуть в пылеаэрозолях на территории г. Томска // Безопасность в техносфере. 2012. № 2. С. 30–34.
 3. Саэт Ю.Е., Ревич Б.А., Янина Е.П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
-

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЬДА КАК ИМИТАТОРА ГАЗОГИДРАТОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Данусевич Н.О.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, nickcode@gmail.com

Изучение газогидратов донных отложений занимает важную роль в современной геофизике. Теплота разложения газогидрата метана составляет 500 Дж/г. Теплота таяния льда – 334 Дж/г. Следовательно, изучая теплофизические свойства фазового перехода льда, можно получить определенные выводы о тепловом разложении газогидратов.

Главной задачей данного исследования является установление величины той доли общего нарастания температуры зонда, которая приходится на перепад (снижение) температуры между осевой частью зонда и его наружной поверхностью.

Для определения теплопроводности исследуемых материалов был изготовлен игольчатый зонд [1, 3], цифровая схема для получения, обработки и оцифровки аналогового сигнала, и разработана методика для обработки и представления полученной информации в удобный корректный вид [2].

Были проведены два вида экспериментов:

- эксперименты на ряде материалов, цель которых показать соответствие значений теплопроводности, полученных при помощи изготовленного игольчатого зонда и табличных значений их теплопроводности;
- эксперименты, направленные на изучение теплофизических свойств льда.

В ходе проведения измерений разницы между температурой внутренней части исследуемого датчика и температурой границы раздела двух сред – стали (датчик) и льда – подтверждена работоспособность и возможность получения табличных значений теплопроводности при использовании созданного игольчатого зонда, электронной схемы и методики для изучения теплопроводности различных материалов и получены следующие результаты:

- низкие значения теплопроводности при первых 200–300 секундах измерения теплопроводности льда, которые отличаются от табличных в два раза;
- нелинейное повышение теплопроводности льда и значительное уменьшение значений теплопроводности льда в завершающей стадии эксперимента (3000–5000 секунд после начала разогрева с мощностью 22 Вт/м), которые отличаются от табличных на один порядок;
- явная неоднородность значений теплопроводности, имеющих скачкообразный характер, при температуре внутри датчика +9.5 °С, и невозмущенный нагрев льда от

–15 до +9 °С, исходя из чего можно заключить, что разница между температурой внутренней части исследуемого датчика и температурой границы раздела двух сред – стали (датчик) и льда составляет 32–35 % от общего изменения температуры датчика в процессе нагрева.

Литература

1. Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 224 с.
 2. Steinhart J.S., Hart S.R. Calibration curves for thermistors // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1968. V. 15, Issue 4. P. 497–503.
 3. Von Herzen R.P., Maxwell A.E. The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe methods // J. Geophys. Res. 1959. V. 64. P. 1557–1563.
-

РАСЧЕТНЫЕ МОДЕЛИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ КУЛТУКСКОГО И ЦАГАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Денисенко И.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, denisenkoivan.1994@mail.ru

Изучение закономерностей распределения опасных геологических процессов имеет важнейшее значение для оценки безопасности жизнедеятельности людей. Эти процессы, прежде всего, связаны с землетрясениями. На территории юга Восточной Сибири при сейсмических воздействиях в значительной степени проявляются такие геологические опасности, как разжижение грунта, часто сопровождаемое флюидизацией и гидрогеологическими аномалиями; разрывообразование; склоновые (гравитационные) процессы и проседание [3]. Мы находимся в области повышенной сейсмичности, генерируемой в результате раскрытия Байкальского рифта, значительно влияющей и на сопредельные территории, в частности на южную окраину Сибирской платформы, приграничной со смежной рифтовой зоной. В связи с этим важно иметь представление о возможных местах проявления опасных геологических процессов для предотвращения чрезвычайных ситуаций в населенных пунктах, находящихся в области сейсмической опасности.

Традиционно при оценке опасных геологических процессов, связанных с процессами разжижения и склоновыми движениями, учитывается наличие определенного типа осадков, пористость, способность грунтов водонасыщаться либо крутизна и тип склона. Кроме того, на особенности проявления опасных геологических процессов при землетрясениях значительное влияние оказывают разрывные нарушения [3]. В упомянутой работе были предложены теоретические модели распределения разных типов геологических опасностей с учетом произвольного разломно-блокового строения земной коры.

Цель настоящей работы заключалась в построении моделей локализации опасных геологических процессов для конкретных сейсмических событий, для которых известны основные характеристики и описаны вторичные косейсмические эффекты. Юго-Восточная Сибирь является благоприятной зоной для возникновения разжижения при землетрясениях, что связано с широким развитием рыхлых толщ озерного, озерно-болотного и аллювиального генезиса. В других местах, напротив, широко развиты горные ландшафты и соответственно – сейсмогравитационные явления.

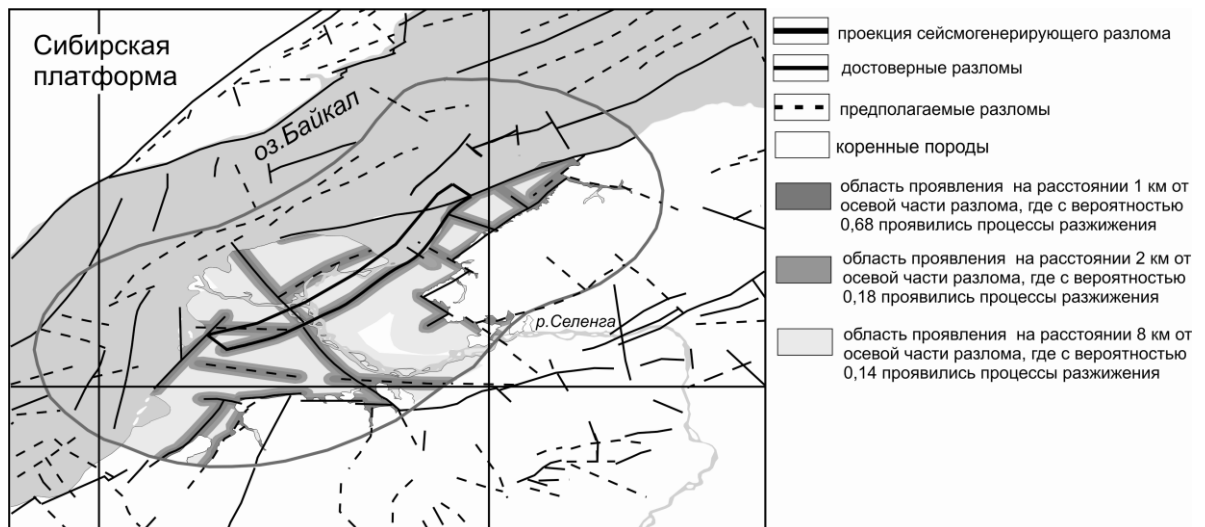
Для расчетов и построения моделей были взяты хорошо изученные землетрясения с ярко выраженными проявлениями вторичных косейсмических эффектов, та-

кие как Цаганское (12.01.1862 г., с магнитудой $\sim 7.4-7.5$, произошедшее в районе озера Провал) и Култукское (24.08.2008 г., с магнитудой (Ms) 6.3, произошедшее в районе Южного Байкала). Первое хорошо известно своими проявлениями выбросов песка, связанными с разжижением [2]. При втором хорошо описаны сейсмогравитационные процессы и вторичное разрывообразование грунта [1]. Нами с помощью уравнений в работе [3] вычислено предельное расстояние 32.79 км, на котором могли проявляться процессы разжижения в плейстосейстовой зоне землетрясения.

Согласно гистограммам распределения геологических опасностей [3], количество случаев их возникновения зависит от близости к разломам земной коры. Так, например, на расстоянии 1 км от осевой части разлома вероятность, с которой могут проявиться процессы разжижения, равна 0.68. Область проявления на расстоянии 2 км от осевой части разлома имеет вероятность 0.18 и соответственно для 8-километровой зоны вероятность равна 0.14. Согласно расчетным данным нами была построена модель локализации процесса разжижения (рисунок).

Для процессов разрывообразования и склоновых процессов использовались данные по Култукскому землетрясению [2]. Вычисленное предельное расстояние возможного проявления этих процессов равно 73.6 км для разрывообразования и 91.58 км для склоновых процессов. Область проявления процессов разрывообразования на расстоянии 1 км от осевой части разлома имеет вероятность проявления 0.56. В двухкилометровой зоне от осевой части разлома вероятность равна 0.24 и зона проявления на расстоянии 35.5 км имеет вероятность, с которой проявились сейсмогравитационные процессы, равную 0.2. Основные проявления склоновых процессов сосредоточены на расстоянии 1 км от осевой части разлома с вероятностью проявления 0.78. В 2 км от осевой части разлома вероятность составляет 0.14 и соответственно для 4.5 км вероятность сейсмогравитационных процессов составляет 0.08.

По имеющимся данным [1, 2], в зоне Цаганского землетрясения большинство выявленных проявлений процессов разжижения действительно находятся не далее 1 км от разрывного нарушения. Места проявления склоновых процессов в пределах Култукского землетрясения находятся на расстоянии не далее 1–2 км, что соответствует составленной модели.



Модель локализации процессов разжижения для Цаганского землетрясения.

Таким образом, проведенная работа показывает, что разработанные ранее теоретические модели [3] вполне удовлетворяют конкретным природным ситуациям. Они позволяют оценить общую площадь проявления опасных природных процессов, а также иметь более точные представления о потенциальных местах их возникновения в зонах разломов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-17-00007).

Литература

1. Бержинский Ю.А., Ордынская А.П., Гладков А.С., Лунина О.В., Бержинская Л.П., Радзиминович Н.А., Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Опыт применения шкалы ESI-2007 для оценки интенсивности Култукского землетрясения 27.08.2008 г., Южный Байкал // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 3. С. 5–26.
2. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 775–796.
3. Лунина О.В., Андреев А.С., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 8. С. 1294–1313.

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЯХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

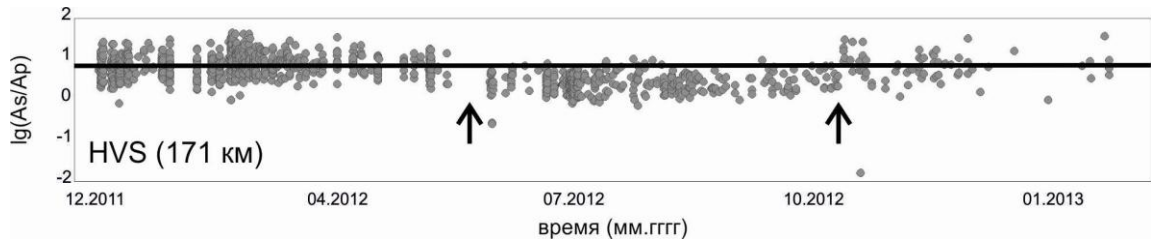
*Добрынина А.А. *, Герман В.И.***

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

** ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья», Красноярск

Затуханием сейсмических волн называют уменьшение амплитуды (или энергии) волны при прохождении ее в геологической среде [1]. С одной стороны, на затухание сейсмических волн оказывают существенное влияние такие факторы, как состав, прочность и возраст пород [2], с другой – степень современной активности, а также давление, температура и содержание флюида в среде [3]. Во втором случае возможно быстрое изменение этих параметров в реальном времени с увеличением или уменьшением сейсмической активности.

В работе исследуются временные вариации затухания в очаговых областях сильных землетрясений: Гелайского (17.07.2007., Mw=5.9, Северная Танзания [4]) и Тувинских (27.12.2011 г., Ms=6.6, и 26.02.2012 г., Ms=6.7, Саяно-Тувинская горная область [5]) землетрясений. В случае Гелайского землетрясения временные вариации затухания оценивались с помощью двух подходов: 1 – для каждого события на каждой станции рассчитывались значения сейсмической добротности по коде на частоте 1 Гц; 2 – оценивались зависимости добротности от частоты для землетрясений, произошедших до и после главного толчка. Полученные значения добротности показывают достаточно сильный разброс в течение одних суток, но, тем не менее, по данным близких станций (эпицентральных расстояния до 150 км) выявляется тенденция к понижению добротности (увеличению затухания) после основного события. Для станций, расположенных на удалении от очаговой области, такой тенденции не отмечено. Эмпирические зависимости добротности от частоты, полученные согласно второму подходу, также показывают, что для близких станций отмечается увеличение коэффициента затухания и частотного параметра в среде после сильного землетрясения.



Временные вариации отношений максимальных амплитуд объемных продольных и поперечных волн землетрясений Тувинской афтершоковой последовательности 2011–2012 гг. на станции Хову-Аксы (HVS). Линией показано среднее значение отношения A_S/A_P . Стрелками показана область понижения отношения A_S/A_P .

Наблюдаемая тенденция говорит о том, что после сильного землетрясения среда в очаговой области становится более раздробленной и, по-видимому, более флюидонасыщенной, что приводит к увеличению затухания. Подобное явление достаточно хорошо известно и находит свое отражение, в частности, в вариации отношения скоростей сейсмических волн (V_P/V_S). В то же время для некоторых станций, расположенных достаточно близко к очагу (например, станция MALJ, эпицентрального расстояние 70 км, расположена в пределах вулканического поля), наблюдается обратное поведение затухания – оно уменьшается после сильного землетрясения. Иными словами, происходит консолидация среды после землетрясения. Это явление может быть объяснено динамическим влиянием зоны сильного землетрясения: в отличие от очаговой области, в которой среда активно разрушается, разуплотняется с увеличением объема, за ее пределами, вследствие увеличения давления, происходит уплотнение материала. Последнее приводит к понижению затухания сейсмических волн и степени неоднородности среды.

Для Тувинских землетрясений помимо расчетов сейсмической добротности для оценки затухания также использовались отношения скоростей (V_P/V_S) и амплитуд (A_S/A_P) прямых объемных волн. На рисунке показаны вариации параметра A_S/A_P в процессе активизации Тувинской афтершоковой последовательности. Для станции Хову-Аксы (HVS, среднее эпицентрального расстояние 171 км) выделяется участок длиной несколько месяцев (от 13.06.2012 г. до 08.11.2012 г.) с пониженными значениями параметра A_S/A_P . На графиках вариации отношений скоростей этой области соответствуют области относительного повышения параметра V_P/V_S .

Сильное уменьшение амплитуд поперечных волн относительно продольных отмечается при попадании S-волн в слой сильного поглощения, содержащий заметную долю жидкой фазы. В нашем случае подобный эффект может быть вызван миграцией флюида в очаговую область из окружающего пространства. Также не исключено проявление в этот период постсейсмических деформаций, которые носят релаксационный характер, что способствует миграции флюидов и их перераспределению в очаговой области.

Наблюдаемые изменения в параметрах затухания являются отражением изменения физических свойств среды в результате ее неупругих деформаций, сопровождающихся землетрясениями, и последующего внедрения и перетока флюидов в область разрушения. Эти изменения могут происходить в течение всего периода проявления афтершоковой активности. Указанные «быстрые» вариации параметров затухания должны учитываться при исследовании регионального поля поглощения в сейсмически активных регионах.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04157-р_сибирь_a), ОНЗ РАН (проект № 7.7) и гранта Президента РФ (проект № МК-1171.2014.5).

Литература

1. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322–3342.
2. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 712–724.
3. Johnson L.R., McEvilly T.V. Near-field observations and source parameters of Central California earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Am. 1974. V. 64. P. 1855–1886.
4. Albaric J., Perrot J., Déverchère J., Deschamps A., LeGall B., Ferdinand R.W., Petit C., Tiberi C., Sue C., Songo M. Contrasted seismogenic and rheological behaviour from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa // J. African Earth Sciences. 2010. V. 58. P. 799–811. doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.09.005.
5. Еманов А.Ф. и др. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с $M=6.6$ и 26.02.2012 г. с $M=6.7$ // Землетрясения России в 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 88–93.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Добрынина А.А. *, Герман В.И. **, Тубанов Ц.А. ***, Предеин П.А. ****

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

** ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья», Красноярск

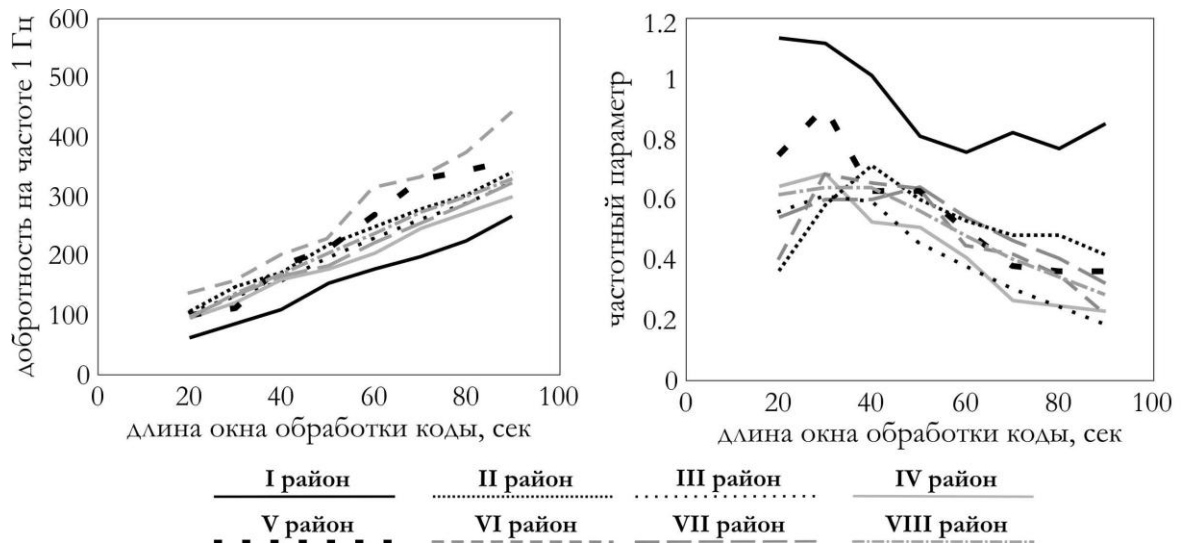
*** Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

В работе приведены результаты оценки сейсмической добротности по коде региональных землетрясений и взрывов для литосферы южного обрамления Сибирской платформы и прилегающих территорий: поднятия Кузнецкого Алатау, Саяно-Тувинского поднятия и юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы, включая Забайкалье. Данный регион является одним из наиболее сейсмически активных регионов России, тем не менее, несмотря на высокий сейсмический потенциал и длительную историю сейсмологических наблюдений, исследование добротности (Q) до сих пор носило локальный характер [1, ссылки в работе]. Поскольку рассматриваемая область включает в себя различные по уровню сейсмической активности и геодинамическому типу структуры, расчеты сейсмической добротности проводились для восьми отдельных районов: I – область поднятия Кузнецкого Алатау, регион с умеренной редкой сейсмичностью, для расчета параметров затухания использовались записи мощных карьерных взрывов; II – эпицентральная область Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. (использовались записи афтершоков, полученные на ближайших к эпицентральному полю станциях, расстояния до 350 км); III – Саяно-Тувинская горная область; IV – Тункинская рифтовая впадина; V – Хамар-Дабанский блок; VI – Забайкальский блок (часть Амурской плиты); VII – южная часть Южно-Байкальской рифтовой впадины; VIII – северная часть Южно-Байкальской впадины.

Изучение затухания сейсмических волн базировалось на модели однократного рассеяния [2]. Всего для определения добротности было отобрано 539 землетрясений и взрывов с энергетическими классами $K=7-15.9$, произошедших за период с 1998 по 2014 г. и зарегистрированных сетями сейсмических станций Байкальского и Бурятского филиалов Геофизической службы СО РАН, а также сетью Красноярского НИИГиМС. Значения добротности рассчитывались на шести центральных частотах: 0.3 ± 0.2 , 0.75 ± 0.25 , 1.5 ± 0.5 , 3 ± 1 , 6 ± 2 и 12 ± 4 Гц для длин окна обработки коды W от 10 до 90 с (шаг 10 с). Для каждого района получены эмпирические зависимости доб-

ротности от частоты вида $Q(f)=Q_0 \cdot f^n$ (Q_0 – добротность на частоте 1 Гц, n – частотный параметр, характеризует неоднородность среды): I район: $Q(f)=(61 \pm 1) \cdot f^{(1.14 \pm 0.02)}$, коэффициент затухания $\delta=0.015 \text{ км}^{-1}$, количество измерений $N=104$ (здесь и далее $W=20 \text{ с}$); II: $Q(f)=(106 \pm 13) \cdot f^{(0.70 \pm 0.13)}$, $\delta=0.008 \text{ км}^{-1}$, $N=192$; III: $Q(f)=(101 \pm 9) \cdot f^{(0.87 \pm 0.07)}$, $\delta=0.009 \text{ км}^{-1}$, $N=670$; IV: $Q(f)=(93 \pm 8) \cdot f^{(0.92 \pm 0.05)}$, $\delta=0.010 \text{ км}^{-1}$, $N=177$; V: $Q(f)=(100 \pm 8) \cdot f^{(0.90 \pm 0.05)}$, $\delta=0.009 \text{ км}^{-1}$, $N=35$; VI: $Q(f)=(134 \pm 13) \cdot f^{(0.73 \pm 0.09)}$, $\delta=0.007 \text{ км}^{-1}$, $N=22$; VII: $Q(f)=(96 \pm 5) \cdot f^{(0.87 \pm 0.04)}$, $\delta=0.009 \text{ км}^{-1}$, $N=440$; VIII: $Q(f)=(94 \pm 7) \cdot f^{(0.90 \pm 0.06)}$, $\delta=0.009 \text{ км}^{-1}$, $N=1794$. Анализ полученных зависимостей показывает, что с увеличением длины окна обработки коды также отмечается рост Q (рисунок). Изменение частотного параметра с увеличением длины окна происходит неравномерно, для некоторых районов отмечается повышение значения n с увеличением W . В то же время наблюдается общая тенденция к уменьшению частотного параметра с увеличением длины окна, что свидетельствует о более однородном состоянии среды на глубине по сравнению с поверхностными частями.

Нелинейное поведение частотного параметра с глубиной может объясняться существованием на этих глубинах скоростных границ и/или локальных неоднородностей, приводящих к увеличению затухания. Анализ зависимостей $Q(f)$ для разных районов показывает, что они достаточно сильно отличаются. Максимальный коэффициент затухания δ и частотный параметр n получены для района I. Такое высокое затухание для относительно стабильного региона объясняется, во-первых, использованием записей карьерных взрывов, т.е. сейсмическая волна изначально распространяется близ поверхности, где нарушенность среды наибольшая, и, во-вторых, высокой неоднородностью среды, связанной с шахтами и карьерами. Самое низкое затухание получено для Забайкалья (район VI), что подтверждается как низкой сейсмической активностью района, так и его относительной ненарушенностью разломами. Высокие коэффициенты затухания ($\delta=0.009-0.010 \text{ км}^{-1}$) получены для кайнозойских рифтовых впадин, а также для Хамар-Дабанского блока и Саяно-Тувинской горной области.



Зависимость сейсмической добротности (слева) и частотного параметра (справа) от длины окна обработки коды для каждого района.

В дальнейшем планируется продолжить расчеты сейсмической добротности и частотного параметра с помощью двух подходов – с выделением отдельных тектонических структур, как в работе [1], что даст возможность оценить затухание и степень неоднородности среды для конкретных тектонических структур региона, во втором случае будут выполняться расчеты затухания для каждой сейсмической станции по профилям разного азимута. Это позволит получить оценку анизотропии среды и влияния крупных разломов на затухание сейсмических волн.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00158-а, 14-45-04157-р_сибирь_а), ОНЗ РАН (проект № 7.7) и гранта Президента РФ (проект № МК-1171.2014.5).

Литература

1. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 712–724.
2. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322–3342.

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Добрынина А.А., Шагун А.Н.*, Саньков А.В.*, Саньков В.А.* ***

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

** Иркутский государственный университет, Иркутск

Метод микросейсмического зондирования [1] в настоящее время находит все большее применение в исследованиях глубинного строения различных геологических структур. Глубина зондирования в зависимости от аппаратуры и поставленных задач может варьироваться от нескольких метров до сотен километров [2, 3]. В настоящей работе проведено исследование строения разрезов верхней части земной коры в зонах активных разломов Тункинских впадин Байкальской рифтовой системы (БРС) и Жигаловского вала Сибирской платформы методом спектральных отношений Накамуры [1]. Метод использует отношения спектральных амплитуд горизонтальных и вертикальных компонент (H/V отношения) записей микросейсмических колебаний для определения характеристических частот и амплитуд усиления колебаний локального участка. В основе метода лежит предположение о том, что микросейсмические колебания представляют собой поверхностные волны Лява и Рэлея. В средах различной плотности эти волны затухают неодинаково, что позволяет на качественном уровне оценить разрез коры (наличие слоев, неоднородностей и пр.) под точкой регистрации, а также, в первом приближении, оценить скоростной разрез. Помимо определения характеристических частот, метод также позволяет оценить углы падения разломов, форму и глубину залегания фундамента, выявить неоднородность среды.

Интерес к исследованию строения Торской и Быстринской впадин обусловлен сложной плиоцен-четвертичной историей развития этих структур, а также противоречивостью имеющихся данных о кинематике их разломных ограничений. Субмеридиональный профиль через Торскую впадину (район п. Торы) выявил ряд интересных особенностей ее внутренней структуры.

Южная часть впадины ограничивается ступенчатой системой сбросов. Максимальная глубина залегания фундамента достигает 2000 м. В средней части разреза

под горизонтально лежащими рыхлыми отложениями находится мощное линзовидное тело повышенной плотности, ассоциируемое с базальтовыми потоками, которые обнажаются на Еловском отроге и северном склоне Хамар-Дабанского поднятия. Наличие базальтов в осадочном наполнении наиболее погруженной части Торской впадины не было известно раньше. С севера впадина ограничена серией субширотных разломов, крутопадающих в северных и южных румбах. По данным геоморфологических [4] и структурных [5] исследований, вдоль них установлено наличие левосторонней сдвиговой составляющей смещения. Аналогичная структура северного борта Торской впадины установлена по данным зондирования на ее восточном замыкании (район д. Тибельти), где разломы приобретают ССЗ простирание. Наши данные хорошо коррелируют с результатами малоуглубинных ВЭЗ [6] в зоне Торской сейсмодислокации.

Расположенная восточнее Быстринская впадина характеризуется малой мощностью осадочных отложений. Серия разломов северо-западного простирания, ограничивающая северный борт впадины, а также разломы ее внутренней части представляют собой крутопадающие взбросы и сбросы. По результатам структурных и геоморфологических наблюдений [5] выявлена левосторонняя сдвиговая компонента смещений вдоль разломов в позднем плейстоцене – голоцене.

В целом данные профилирования показывают, что северные борта Торской и Быстринской впадин контролируются крутопадающими зонами сдвигов с преобладающей взбросовой компонентой. Опускание днища впадин с накоплением мощных толщ осадочных отложений на ранних стадиях развития обеспечивалось, по-видимому, движениями по сбросам северо-восточной и субширотной ориентировки вдоль южных бортов впадин.

Тутуро-Чиканский (Жигаловский) разлом ограничивает с юго-востока Чиканский горст, который является наиболее ярко выраженной неотектонической структурой Тыпта-Тутурского понижения, наследующего древние структуры Жигаловского вала Сибирской платформы. Генезис Чиканского горста и морфолого-генетический тип Тутуро-Чиканского разлома изучен недостаточно. Так, в работе [7] их формирование связывается с условиями СЗ-ЮВ сжатия, а разлом относят к надвигам, в то время как авторы работы [8] разлом относят к сбросам и приводят реконструкции поля напряжений растяжения для позднекайнозойского этапа развития.

Для получения разреза в крест простирания разломов Жигаловского вала на двух локальных участках была выставлена временная сеть сейсмических станций. Расстояние между станциями составило 20 м. В результате получены глубинные разрезы, позволяющие определить местоположение зон разломов и их кинематику, выделить уровень контакта четвертичных осадков с коренными породами, представленными карбонатами ангарской свиты кембрия.

На Рудовском полигоне в верхней части выделяется толща рыхлых четвертичных осадков мощностью около 50–70 м, которые подстилаются коренными кембрийскими породами. Крутопадающая на ЮВ зона разлома фиксируется резким повышением отношения H/V в нижней и средней частях разреза, а также уступами в коренном ложе. Сопоставление с данными электромагнитного зондирования методом становления поля в ближней зоне (по материалам Иркутского электроразведочного предприятия) подтверждает наличие уступа в коренных породах, а также зоны проницаемости в рыхлой толще осадков.

На Чиканском полигоне восточный сегмент разлома представлен зоной повышенных значений отношения H/V шириной около 50 м. По комплексу данных Тутуро-Чиканский разлом может быть диагностирован как крутопадающий сброс.

В целом можно отметить, что метод микросейсмического зондирования в условиях наличия контрастных по свойствам осадков и пород фундамента позднекай-

нозойских впадин позволяет надежно проследить зоны активных разломов, устанавливая элементы их залегания при различной детальности исследований.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01097_а) и ОНЗ РАН (проект № 7.7).

Литература

1. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // QR Railw. Tech. Res. Inst. 1989. V. 30. P. 25–33.
2. 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.
3. Renalier F., Jongmans D., Campillo M., Bard P.-Y. Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation // J. Geophys. Res. 2010. V. 115(F03032). doi:10.1029/2009JF001538.
4. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 587–602.
5. Парфеев А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 2006. 151 с.
6. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 101 с.
7. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Мяктова В.В., Филинов Н.А. Геоморфология и морфотектоника Лено-Ангарского плато // Геоморфология. 2005. № 2. С.97–106.
8. Саньков В.А., Парфеев А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А. О сопряженности позднекайнозойского разломообразования краевой части Сибирской платформы и Байкальского рифтогенеза // ДАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 799–803.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Долгая А.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский,
adolgaya@kscnet.ru

Геодинамическая активность планеты проявляется в основном в виде сейсмических и вулканических событий, происходящих в пределах наиболее активных регионов Земли: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. Важность изучения закономерностей сейсмического и вулканического процессов объясняется необходимостью иметь возможность уменьшать трагические последствия от катастрофических землетрясений и извержений вулканов. На протяжении нескольких лет авторами проводятся исследования временных, пространственно-временных и энергетических закономерностей распределения очагов землетрясений и вулканических извержений. Для исследований был составлен электронный сейсмический и вулканический каталог. Каталог содержит данные о 12725 землетрясениях, произошедших за последние 4.1 тыс. лет, а также данные о 617 вулканах мира, извергавшихся 6959 раз за последние 12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. – 2013 г. [2].

Моделирование закономерностей сейсмичности и вулканизма наиболее геодинамически активных регионов планеты включает в себя изучение временных и пространственно-временных закономерностей распределений очагов землетрясений и извержений вулканов.

Для исследования пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса авторами был разработан новый метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности (метод ИМСИВА), с помощью которого были получены следующие важные результаты [5].

В пределах больших энергетических диапазонов для наиболее активных поясов значимый статистический материал о скоростях миграции очагов землетрясений и извержений вулканов позволяет считать процесс миграции характерным свойством сейсмической и вулканической активности Земли.

Установлено существование зависимостей между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов (V) и их энергетическими характеристиками (M , W). Это позволило авторам предположить волновую природу миграции.

Наклоны зависимостей, определяющих взаимосвязь между скоростями миграции сейсмической и вулканической активности, «чувствительны» к тектонической обстановке в зоне. Так, наклоны «сейсмических» зависимостей для окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса – зон сжатия – положительны; наклоны «сейсмической» зависимости для Срединно-Атлантического хребта и всех «вулканических» зависимостей – зон растяжения – «отрицательны». Такой результат позволяет считать волновые сейсмический и вулканический процессы отражением единого волнового процесса, протекающего в пределах активных зон Земли.

Методами спектрального и спектрально-корреляционного анализа временных рядов исследовалась периодичность геодинамического процесса в пределах всей планеты и ее наиболее геодинамически активных регионов: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта [3]. В результате и для сейсмического и вулканического процессов были выявлены общие периоды $T_0 \approx 250 \pm 25$, $2T_0 \approx 450 \pm 50$, $4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $8T_0 \approx 2000 \pm 200$ лет, что представляется неслучайным.

Выявленные авторами временные и пространственно-временные закономерности сейсмического и вулканического процессов были положены в основу феноменологической модели волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах наиболее активных регионов Земли.

Построенная авторами феноменологическая модель описывается следующими положениями [4]:

Геодинамический процесс является периодическим (квазипериодическим) с основным периодом $T_0 \approx 250$ лет.

Геодинамический процесс, протекающий в пределах наиболее тектонически активных регионов планеты, обладает свойством миграции.

Параметр p , характеризующий зависимости между скоростями миграции сейсмической и вулканической активности и их энергетическими характеристиками, чувствителен к геодинамической обстановке в регионе, имеет тенденцию сохраняться и может быть интерпретирован как геодинамический аналог импульса.

Для описания выявленных волновых характеристик геодинамического процесса целесообразно использовать канонические нелинейные уравнения, например уравнение синус-Гордона [1]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta.$$

Решением такого уравнения являются локализованные волны – солитоны, описывающие медленные уединенные тектонические волны, распространяющиеся в блоковой геосреде.

Автор выражает благодарность научному руководителю д.ф.-м.н. А.В. Викулину за помощь в работе и ценные советы.

Литература

1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Каталог сейсмических и вулканических событий // Св-во о регистрации базы данных. № 2014620569 от 17.04.2014.
3. Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В. О периодичности геодинамического процесса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. 1. С. 124–128.
4. Долгая А.А., Викулин А.В. О моделировании закономерностей геодинамического процесса // Академический журнал Западной Сибири. 2014. Т.10, № 6 (55). С. 30–31.
5. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, Issue 1. P. 1–18.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ШЕРБАХТИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Дугданова Е.Е.; Удоратина О.В.***

* Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, dugdanovae@mail.ru

** Институт геологии Коми НЦ УРО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru

Область распространения высокощелочных гранитоидов протягивается с востока на запад на 1500 км (от Забайкалья до Северной Монголии) [1]. На основании U-Pb изотопно-геохронологических данных выделяли два этапа щелочного магматизма: первый – 280–273 Ма и второй – 230–210 Ма, соответственно ранне- и позднекуналейский комплексы [2]. Однако полученный возраст 261.5 ± 3.1 Ма по цирконам Шербахтинского массива заставляет пересмотреть эту точку зрения. Можно предположить, что щелочной магматизм продолжался непрерывно от ранней перми до позднего триаса. По геохимическим характеристикам щелочные граниты Шербахтинского массива относятся к типичным гранитам А-типа, так же как и гранитоиды ранне- и позднекуналейского комплексов. Содержание суммы щелочей в них достигает 12.33 %, СаО < 0.38 %, а также высокое отношение FeO_T/MgO – до 16.5 %.

Шербахтинский массив расположен в верховьях р. Шербахты и на водоразделе последней с р. Джилиндой, в 60 км к северо-востоку от пос. Романовка Баунтовского района Республики Бурятия. Он занимает площадь более 220 км², вытягиваясь в северо-восточном направлении от р. Джилинда до р. Берея. Сложен массив щелочными гранитами, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Резких переходов от щелочных гранитов к сиенитам не наблюдается, поэтому они считаются фациальными разновидностями одной интрузии. Данный массив впервые был выделен и закартирован в начале 60-х годов XX в. при среднемасштабной геологической съемке. Позднее, в 70-х годах, была произведена крупномасштабная съемка и поиски полезных ископаемых в его пределах.

Щелочные граниты представляют собой серые, желтовато- и розовато-серые, средне- и крупнозернистые породы с массивной текстурой. Основными породообразующими минералами в гранитах являются КПШ – ортоклаз (50–65 %) и кварц (30–48 %). Из темноцветных минералов (до 8 %) встречаются щелочной амфибол (рибекит), реже – биотит. Кроме того, встречаются амфиболы Na-Са группы феррорихтерит и ферровинчит. Биотит в породе – в виде тонкочешуйчатых скоплений. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, рутил, циркон, титанит, апатит, флюорит, эпидот, монацит и ксенотим. Магнетит, ильменит и рутил в виде

неправильных, пластинчатых и изометричных зерен. Циркон встречается в виде короткостолбчатых кристаллов размером до 0.20–0.25 мм, зональности не наблюдается и содержит до 3.79 % HfO_2 . Для апатита характерна зональность, которая определяется различным содержанием РЗЭ (La_2O_3 , Ce_2O_3 , Nd_2O_3). Кроме того, апатит содержит до 3.43 % фтора. Монацит и ксенотим встречаются очень редко в виде мелких зерен размером до 15–20 мкм.

При исследовании на электронном микроскопе были обнаружены редкоземельные минералы, такие как чевкинит, фергюсонит, эвксенит и бастнезит. Чевкинит самый распространенный редкоземельный минерал щелочных гранитов Шербахтинского массива. Он образует пластинчатые и неправильной формы кристаллы, размером до 0.5–0.7 мм и иногда замещается бастнезитом [3].

Сиениты представляют собой серые и розовато-серые массивные средне- и крупнозернистые, иногда порфиroidные породы. Отмечаются лейкократовые разновидности серого цвета. Сиениты состоят из ортоклаз-пертита (60–80 %), амфибола и биотита, на которые приходится 15–20 об.% и примерно в равных количествах. Амфибол представлен магнезиальной или железистой роговой обманкой, размер зерен которой варьируется от 2 до 4 мм. Биотит встречается в виде тонкочешуйчатых скоплений размером до 1.0–1.5 см. Диопсид сохраняется небольшими фрагментами в роговой обманке (амфиболизация пироксенов) и единичными незамещенными зернами. Незначительную примесь составляет кислый плагиоклаз, иногда встречается кварц. Если содержание кварца превышает 5 %, то это уже кварцевый сиенит. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, титанит, апатит, циркон, циркелит, монацит, рутил и эпидот. Ильменит имеет преимущественно неправильную, ромбовидную форму зерен размером до 0.5 мм. При этом наблюдается структура распада ильменита, в котором находятся тонкие полоски магнетита шириной до 10 мкм, обнаруженные при исследовании на электронном микроскопе. Апатит встречается в виде короткостолбчатых и игольчатых кристаллов размером от 0.1 до 0.3 мм, такие как и в щелочных гранитах. Он имеет зональное строение по содержанию РЗЭ (La_2O_3 , Ce_2O_3 , Nd_2O_3), а также содержит до 3.14 % F. Циркона в сиенитах меньше, чем в щелочных гранитах, судя по содержанию циркония в породах. Форма зерен изометричная и короткостолбчатая, размер варьируется от 0.08 до 0.15 мм.

Титанит встречается вместе с магнетитом и ильменитом, образуя тонкие оторочки вокруг них размером до 10–15 мкм, иногда в виде отдельных зерен преимущественно неправильной и клиновидной формы.

Редкоземельная минерализация представлена чевкинитом, образующим довольно крупные кристаллы размером от 0.5 до 0.8 мм. По краям он замещается гидробастнезитом, а также некоторые кристаллы имеют прожилки, сложенные монацитом и эпидотом шириной до 10 мкм. Кроме того, были обнаружены мелкие редкоземельные минералы размером < 10 мкм, которые не удалось диагностировать.

Для сиенитов характерна сильная альбитизация ортоклаза. Кроме того, наблюдается разложение темноцветных минералов. Роговая обманка замещается хлоритом, эпидотом, актинолитом, биотит хлоритизируется. Калиевый полевой шпат значительно пелитизирован.

Литература

1. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.Н. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
2. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
3. Silvio R.F. Vlach, Guilherme A.R. Gualda Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil // Lithos. 2007. V. 97. P. 98–121.

РЕНТГЕНРАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ РУД НА ШАХТАХ ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС» С ПОМОЩЬЮ СПЕКТРОМЕТРОВ РПП-12

*Ефименко О.С. *, Диханов Е.Н. **, Ефименко С.А. ***

* Харьковский политехнический университет, Харьков

** ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, serg_yef@mail.ru

Флагманом применения ядерно-геофизических технологий опробования руд (ЯГФОТР) в ТОО «Корпорация Казахмыс» является ПО «Жезказганцветмет». Большие объемы добычи требовали высокопроизводительного геологического обслуживания горнодобычных работ, поэтому единственным выходом и стало массовое внедрение ЯГФОТР.

Жезказганское месторождение медистых песчаников отличается полиметаллическим характером оруденения (компоненты: основные – Cu, Pb, Zn; сопутствующие – Ag, Re, Cd, S); четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu – Pb, Cu – Pb – Zn), свинцовые (Pb, Pb – Zn, Zn) и смешанные (сульфидно-окисленные); отсутствием явно выраженных контуров горизонтально залегающих рудных тел; большим размахом содержаний всех промышленных компонентов, то есть руды являются не самыми благоприятными для применения ЯГФОТР.

Современное геологическое обслуживание горных работ на стадиях доразведки и эксплуатации базируется на рентгенорадиометрическом методе: опробование руд по стенкам забоев, уступов, отбитой горной массы в навале (РРО), экспресс-анализ керновых, забойных, шпуровых, вагонных проб ОТК и шламовых проб (РРА); каротаж разведочных и веерных отбойных скважин (РРК). Целью настоящей работы является совершенствование РРО руд на рудниках открытой и подземной разработки ТОО «Корпорации Казахмыс» в направлении повышения его достоверности и точности.

В ПО «Жезказганцветмет» задача РРО решается с 1977 г. Вначале использовался спектрометр РПС4–01 «Гагара», затем – РРК–103 «Поиск» (одно- и двухканальный варианты), а с 1998 г. – РПП–12.

Переносной полевой энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный (EDXRF) спектрометр РПП–12 предназначен для проведения высокоточного многоэлементного РРО руд в естественном залегании (стенки горных выработок, уступы карьеров, естественные обнажения и т.д.), в отбитой горной массе и крупнодробленых пробах (руда в навале, штуфы, керн, пробы бурового шлама), а также для экспресс-анализа порошковых проб руд и горных пород. Число определяемых элементов 4. В случае радионуклида Pu-238 – это Cu, Zn, Pb, Fe или Mn, Fe, Cu, Zn. РПП–12 – это датчик, устройство регистрации и обработки (УРО) и комплект подъемных (1,5м) штанг. В датчике размещаются источники ионизирующего излучения (1–2 радионуклида Pu–238), пропорциональный детектор излучений СИ–13Р, предварительный усилитель. УРО включает: микропроцессор DS5002FP, программируемую логическую интегральную схему типа FPGA, анализатор импульсов на 1024 канала преобразований, буфер памяти на 1000 спектров, жидкокристаллический индикатор (ТЖК), клавиатуру. Питание РПП–12 обеспечивают аккумуляторы типа АА (емкости аккумуляторов хватает на 48 часов непрерывной работы). Время измерения на одной точке наблюдения 10 с. Содержания Cu, Zn, Pb выдаются на экран (ТЖК), а затем распечатываются в виде отчета. Штанги обеспечивают подъем датчика на высоту до 8 м. Аппаратура РПП–12 включена в Реестр измерительных средств Республики Казахстан. Сейчас только в ПО «Жезказганцветмет» ежедневно в шахты опускаются 18 бригад РРО, обеспечивая ежегодный объем РРО забоев на Cu, Zn, Pb по-

рядка 245000 м сечений. Всего в корпорации в эксплуатации находятся порядка 40 приборов РПП–12.

Нахождение интенсивностей линий рентгеновских флюоресценций определяемых элементов в спектрометре РПП–12 осуществляется с помощью минимизации функции среднеквадратического отклонения. При окончательном расчете содержания элементов используется математическая модель, учитывающая: а) эффекты селективного поглощения и подвозбуждения линиями определяемых элементов, б) эффекты подвозбуждения рассеянным излучением, в) наличие в возбуждающем спектре двух интенсивных линий и многое другое.

Отличительные особенности РПП–12 по сравнению с EDXRF спектрометрами данного класса: это единственный переносной спектрометр, позволяющий опробовать забои и уступы высотой до 7–8 м; заметно большая площадь пятна засветки по сравнению со спектрометрами «пистолетного» типа с PIN детекторами (15–30 см² против 2–3 см²) и, как следствие, более высокие показатели точности и представительности измерений; в) полное решение проблемы взаимного влияния элементов с соседними атомными номерами (Cu и Zn, например) и учет матричного эффекта по упрощенному варианту способа фундаментальных коэффициентов (на шлакоотвале Балхашского медьзавода РПП–12 уверенно определял 0.25–1.00 % Cu на фоне очень «тяжелой» матрицы: Pb≤20.0 %, Zn≤15.0 %, Fe≤45.0 %); г) возможность использования в качестве лабораторного спектрометра; д) гораздо больший срок службы пропорционального детектора (вместо 1800В на детектор подается только 1200В, что как минимум в три раза повышает его срок службы); е) высокая «живучесть» спектрометра: работоспособность датчика, упавшего с высоты 7–8 м на почву выработки, наладчики аппаратуры восстанавливают за 48 часов; ж) наличие опции «блокировка работы прибора» в случае, если предварительная обязательная градуировка прошла не в штатном режиме.

На шахтах Жезказгана каждый забой или уступ в течение месяца опробуется от 3 до 7 раз по 1–2 вертикальным сечениям высотой до 7 м с шагом наблюдений 15–20 см. Такая технология РРО открывает новые, не доступные при традиционной технологии геологического обслуживания горно-добычных работ, возможности: а) объективно судить о динамике изменчивости средних содержаний Cu, Zn, Pb по каждому забою; б) делать (на базе анализа динамических рядов текущих содержаний Cu, Zn, Pb) надежный прогноз содержаний металлов по забоям на следующий месяц; в) своевременно корректировать направление очистных работ для обеспечения ведения последних в режиме минимального разубоживания руды породой путем: поднятия почвы забоя; оставления породного козырька в кровле забоя; остановки забоя добычей; г) оперативно управлять процессом добычи с помощью: гибкого перераспределения суточной нагрузки на забои с высоким и более низким качеством руды; выведения из добычи или введение в добычу забоев с разным качеством руды в зависимости от ситуации с выполнением плана, чтобы не только гарантировать к концу месяца выполнение шахтой плана по добыче металла, но и как можно дольше поддерживать плановый уровень качества товарной руды за счет разумного сочетания нагрузки на богатые и бедные забои, что в конечном итоге должно положительно отразиться на полноте извлечения запасов из недр; д) оперативно управлять процессом откатки дизельным автотранспортом: руды из забоев и блоков к рудоспускам строго по технологическим сортам (полиметаллическая руда не должна попадать в медную, чтобы не ухудшать качество медного концентрата, а медная руда – в полиметаллическую, чтобы не перекачивать медь в низкосортные марки медного и коллективного концентратов); породы из забоев в отработанные панели.

ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР БОЛЬШИЕ ТОРОКИ И БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ, ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

*Жилич С.В. *, Рудая Н.А. **, Кривоногов С.К. *****

* Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, snezhy@yandex.ru

** Новосибирский государственный университет, Новосибирск

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

В донных осадках озер содержится информация об изменениях окружающей среды. Накопление осадочного материала в водоеме определяется следующими факторами: отношением площади водосборного бассейна водоема к площади самого водоема, климатом, составом пород и рельефом водосбора. В малых озерах, в дополнение к накоплению терригенного материала, реализуются два типа аутигенного осадконакопления: сапропелевый тип в гумидных обстановках и самосадочно-эвапоритовый в аридных [2].

Изучение причинно-следственных связей между составом донных отложений озер, их бассейнами водосбора и изменением климата все более актуально в связи с усиливающейся антропогенной нагрузкой на все озерные экосистемы.

Исследованные озера юга Западной Сибири являются малыми, бессточными озерами, получающими питание за счет поверхностного стока, грунтовых вод и осадков, и расположены на равнинном рельефе в семиаридной и аридной климатических зонах внутриконтинентальной области.

Озеро Большое Яровое (52.86° с.ш., 78.60° в.д.) находится в степной зоне (Кулундинская степь) с годовым количеством атмосферных осадков 250–300 мм/год. Воды озера относятся к сульфатно-хлоридному типу с общим уровнем минерализации 170–250 г/л. Донные отложения представлены илом с небольшой примесью органики и включений кристаллов солей. Площадь озера 66.7 км², средняя глубина 4.4 м.

В 2010 г. получен непрерывный керн донных отложений глубиной 4.6 м, основание озерных слоев датировано в 4.4 тыс. лет. Проведен палинологический (23 образца), диатомовый и палеомагнитный анализы [3].

Озеро Большие Торки (55.39° с.ш., 80.62° в.д.) находится в лесостепной зоне (Барабинская лесостепь) с уровнем осадков 450 мм/год. Глубина озера около 1 м, площадь озерной ванны 9.57 км². В 2012 г. получен непрерывный керн донных отложений 1.8 м, основание озерных слоев датировано в 6.7 тыс. лет, выполнен палинологический анализ (86 образцов) и проведен детальный геохимический анализ. Поверхностные воды оз. Большие Торки слабоминерализованные (845 мг/л) и отнесены к гидрокарбонатным натриево-магниевым, слабощелочным [1].

Литостратиграфия отложений неоднородна, выделяются следующие типы осадков: макрофитогенный сапропель (0–75 см), торфянистый сапропель (75–122 см), торф с включениями раковин гастропод (122–142 см), торф, смешанный с глинистым материалом (142–160 см), подстилающие глины (160–180 см).

Развитие озер Большого Ярового и Большие Тороки

	о. Большие Тороки		о. Большое Яровое		
Тысяч лет назад	Озеро	Климат и растительность	Озеро	Климат и растительность	
0.5	Глубина озера 1 метр	Более влажный климат, доминирует лесостепь	Мелкое озеро, высокая соленость	Степная и полупустынная растительность	
			Озеро пересыхало	Самый влажный климат, распространилась тайга	
1.0	Накопление сапропеля, постепенное измельчение озера	Похолодание, распространение тайги	Озеро	Самый холодный климат	
1.5			Озеро становится глубже, соленость понижается		
2.0			Озеро очень мелкое или пересыхало, повышенная соленость		Распространяются леса в регионе
2.5					
3.0					
3.5	Более глубокий водоем	Относительное увлажнение климата	Мелководный водоем, слабо-соленый	Самый теплый климат	
4.0			Доминирует степь		
4.5			–	–	
5.0	Мелководный эвтрофный водоем	Более сухой климат, распространение степи	–	–	
5.5			–	–	
6.0			–	–	
6.5	Заболоченная низина	Сосново-березовые леса, теплый и влажный климат	–	–	
7.0			–	–	

На основе комплексного подхода проведена реконструкция развития водоемов за исследуемый период (таблица).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-04918_a и 15-05-00678).

Литература

1. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Меленевский В.Н., Лазарева Е.В., Кривоногов С.К. Диагенетическое преобразование органо-минеральных сапропелей озера Большие Тороки (Западная Сибирь) // Литология, петрография, минералогия, геохимия. 2014. № 3(19). С. 65–75.
2. Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: Автореф. дис... доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 33 с.
3. Rudaya N., Nazarova L., Papin D., Nourgaliev D. Middle-Late Holocene environmental history of Kulunda (Southwestern Siberia): vegetation, climate, humans // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 48. P. 32–42.

ВЛИЯНИЕ ВЕРХОВОГО ЛЕСНОГО ПОЖАРА НА ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА В ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОМ ПОКРОВЕ

Журкова И.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
inna-zhurkova@yandex.ru

Ежегодно в Сибири возникает в среднем 30 тысяч пожаров. По разным оценкам, выгоревшая площадь составляет от 5 до 11 млн га. За пожарный период сгорает приблизительно 20 млн т биомассы и в атмосферу выбрасывается 2 млн т продуктов горения [1]. В грубой схеме лесные пожары делятся на низовые и верховые. Низовой пожар характеризуется температурой горения около 700 °С, высотой пламени 2.5 м и скоростью движения по ветру 0.25–5 км/ч. Несмотря на слабую силу огня, нагар на стволах деревьев с подветренной стороны нередко доходит до 5–6 м, иногда и 7–8 м. При низовом пожаре сгорает лесная подстилка, лишайники, мхи, травы, опавшие на землю ветки и т.п. Температура верхового пожара 900–1200 °С, скорость распространения 5–30 км/ч. Такой пожар охватывает листья, хвою, ветви и всю крону, может охватить травяно-моховой покров почвы и подрост. Каждый пожар сопровождается выносом различных органических соединений и тяжелых металлов, среди которых находятся и супертоксиканты [2]. В настоящей работе рассмотрены Hg, Pb, Cd – супертоксиканты, наиболее активно вступающие в дымовую эмиссию.

Цель работы заключается в определении поведения ртути, кадмия и свинца при лесном пожаре для выяснения изменения геохимических характеристик выгоревшей площади и влияния этих изменений на элементный состав растительного покрова. Для этого поставлены следующие задачи: 1. Определение содержания перечисленных элементов в почвах фоновых и выгоревших площадей. 2. Сравнение содержаний элементов в растительных компонентах (листья березы и осины, хвоя сосны и иван-чай) обеих площадей.

В качестве объекта выбрано пожарище в Караканском бору Новосибирской области, размером порядка 7 тыс. га. На этой площади в 2007 г. произошел сложный пожар с участками верхового повального и низового типа горения. Отбор проб проведен летом 2014 г., т.е. через семь лет после возникновения пожара. За это время на выгоревших площадях выросли осины, березы и сосны семилетнего возраста. Характер поведения супертоксикантов проведен только для участков, пройденных верховым пожаром, что выяснено сравнением их содержаний на фоновом лесу и выгоревших площадях. Для анализа точно отобраны пробы почв, иван-чая, хвои, листьев березы и осины. Отбор проб почв проводился стандартным стальным кольцом (диаметр 82 мм, высота 50 мм, объем 264 см³), применяемым при экогеохимических исследованиях. Кольцо впрессовывалось в верхние 5 см наземных лесных горючих материалов (ЛГМ), куда входили травы, опад, подстилка и верхний слой почв. На пожарищах пробы представлены продуктами сгоревших ЛГМ и верхним слоем почвы. Сбор растительного материала проводился с различных деревьев одинакового возраста. Подготовка проб к анализам проведена по схеме: высушивание – измельчение – квартование – взвешивание – атомно-абсорбционный анализ. Аналитические работы выполнены Ж.О. Бадмаевой, Л.Н. Букреевой, Л.Д. Ивановой и автором в лаборатории ИГМ СО РАН на приборе SoolarM6 (фирмы Thermo Electron, Англия), снабженном Зеemanовским и дейтериевым корректором фона. Методики аккредитованы в «Системе аккредитации аналитических лабораторий (центров)», зарегистрированных в Федеральном агентстве по техническому регулированию и метрологии под № РОСС RU 0001.510590. Результаты анализов приводятся на воздушно-сухое состояние вещества.

Среднее содержание микроэлементов (мг/кг) и коэффициент их концентрации в компонентах биогеоценоза в Караканском бору Новосибирской области

	Pb		Cd		Hg	
	фон	гарь	фон	гарь	фон	гарь
Почва (10)	25.4	18.0	0.26	0.13	0.08	0.05
Лист березы (10)	0.25 (0.01)	0.2 (0.011)	0.47 (1.8)	0.5 (3.8)	0.017 (0.2)	0.014 (0.28)
Лист осины (10)	0.16 (0.006)	0.17 (0.009)	0.43 (1.6)	0.62 (4.7)	0.02 (0.26)	0.016 (0.32)
Сосна (10)	0.5 (0.019)	0.86 (0.047)	0.5 (1.9)	0.86 (6.6)	0.023 (0.28)	0.014 (0.28)
Иван-чай (10)	0.31 (0.012)	0.16 (0.009)	0.1 (0.38)	0.001 (0.007)	0.012 (0.15)	0.024 (0.48)

Примечание. В скобках указан коэффициент концентрации (Кк) – отношение содержания элементов в системе «почва/растение».

Приведенные в таблице данные показывают, что фоновое содержание свинца, ртути и кадмия в фоновых образцах, отобранных кольцом, выше, чем на выгоревшей площади.

Коэффициент концентрации в листьях березы, осины и в иван-чае не превышает 0.01, поскольку перемещение свинца из корней в надземную часть весьма ограничено. Более высокие значения Кк для сосны, возможно, связаны с ее биологическими особенностями. Кадмий активно поглощается как корнями, так и листьями [3]. Судя по более высоким значениям Кк для гари, можно предположить, что при горении кадмий переходит в подвижные формы, что способствует более активному накоплению в надземных частях растений. Ртуть является наиболее подвижным элементом из рассмотренных тяжелых металлов, что способствует легкости перемещения в различные ткани растений. Кк ртути для большей части растений на фоновых и выгоревших площадях примерно одинаковы. Более высокие значения наблюдаются для иван-чая. Возможно, это вызвано как биологическими особенностями, так и тем, что при анализе использовали и стебли и листья.

Следствием верхового пожара явился вынос всех трех элементов на выгоревшей площади. Несмотря на высокую разницу их содержаний на фоновой территории и на пожарище, коэффициенты их концентрации в растительных компонентах во многом совпадают. Однако коэффициент содержания кадмия выше на горелых площадях для всех растений. Кроме того, исключение составляют показатели Кк свинца в хвое и ртути в иван-чае. На поведение элементов при пожарах влияет ряд факторов, среди которых немаловажную роль играют особенности строения самих растений.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00668, 14-05-31280, 15-05-05362) и ИГМ СО РАН (проект № 94).

Литература

1. Валендик Э.Н. Экологические аспекты лесных пожаров в Сибири // Сибирский экологический журнал. 1996. № 1. С. 1–8.
2. Данилов-Данильян В.И., Залихванов М.Ч., Лосев К.С. Экологическая безопасность (общие принципы и российский аспект). М.: МППА БИМПА, 2007. 286 с.
3. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Изд-во «Мир», 1989. С.182–183.

ДИАГНОСТИКА МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД В ДЕФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ УГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА

Замятин А.Л.

Институт горного дела УрО РАН, Пермь, a.zamyatin@mail.ru

Безопасная эксплуатация объектов недропользования подразумевает постоянный контроль над массивом горных пород. Разработка угольного разреза включает в себя не только отработку уступов, но и эксплуатацию путепроводов, обеспечивающих непрерывную и безопасную отработку угольного разреза. Повреждение некоторых путепроводов, таких как автомобильная или железная дорога, трубопроводы по откачке воды со дна карьера, может привести к полному или частичному прекращению эксплуатации объекта недропользования. Перенос путепроводов из зоны, охваченной влиянием оползневых процессов, может повлечь за собой дополнительные финансовые и трудовые затраты, что в конечном итоге негативно скажется на эксплуатации объекта недропользования.

Участок исследований находится на западном борту Волчанского угольного разреза, между северной и южной залежью. При отработке месторождения разрез был представлен двумя карьерами (Южная и Северная залежи). Карьеры были разделены перемычкой, находящейся в районе оползневого участка. Концентрация напряжений в массиве горных пород разгружалась в карьерное пространство с образованием в перемычке между карьерами области повышенных напряжений, за счет этого массив на данном участке был приведен в дезинтегрированное состояние. Дополнительным фактором, активизирующим оползневые процессы на данном участке, является подработка контакта между слоями аргиллитов и песчаников, полого падающего в сторону подрабатываемого массива и обладающего минимальными значениями удельного сцепления по контакту.

Для изучения оползневого участка был проведен комплекс геофизических исследований, направленных на изучение геомеханических условий северо-западного борта разреза в районе образования оползня. Комплексование методов позволяет повысить достоверность полученных результатов путем их сравнения и взаимного дополнения [1, 2]. Для получения наиболее полной информации об исследуемом массиве проведены полевые инженерно-геофизические работы по уточнению структурно-тектонического строения массива горных пород до глубины 120 м методом спектрального сейсмопрофилирования (ССП), до глубины 30 м методом георадарного зондирования и площадные исследования методом срединного градиента.

Аппаратурно-методический комплекс СПП позволяет выявлять зоны тектонических нарушений, а также зоны повышенной трещиноватости. В основе прогнозирования надежности и безопасной эксплуатации объектов недропользования с помощью метода СПП лежит принцип: уменьшение несущей способности грунта есть следствие увеличения нарушенности пород, которое происходит в зонах тектонических нарушений. Процесс увеличения нарушенности пород в зонах разрывных тектонических нарушений идет снизу вверх с очень больших глубин. Зоны повышенной трещиноватости формируются в результате разного рода подвижек. В первую очередь, источником и стимулятором постоянно протекающих микроподвижек в осадочных породах являются находящиеся в породах кристаллического фундамента тектонические нарушения. В связи с этим, метод СПП оказался инструментом, с помощью которого могут выявляться зоны тектонических нарушений [3].

Электроразведочные работы на исследуемом участке производились методом срединного градиента для изучения площадного геологического и структурно-тектонического строения.

В основу интерпретации геоэлектрических параметров для построения геологического разреза положены многочисленные параметрические наблюдения, материалы предыдущих электроразведочных работ и справочные данные. Метод срединного градиента позволяет на конкретном разnose питающих электродов «А» и «В», неизменном на протяжении всего процесса измерений, изучить распределение удельного электрического сопротивления по площади. Полученные на местности разности потенциалов пересчитываются в параметр кажущегося удельного электрического сопротивления [4].

Основой метода радиолокации является отражение электромагнитной волны от границ между средами, имеющими различные электрические свойства. Расположенная на поверхности земли передающая антенна излучает импульс радиоволн. Проходя в землю через приповерхностные слои, некоторая часть энергии волны отражается от границ между слоями и устремляется обратно к поверхности, а оставшая часть энергии проникает глубже. Использование метода георадиолокации позволяет определить наличие пустот и участки повышенной увлажненности массива горных пород [5].

В целом по полученным результатам геофизических исследований можно сделать вывод, что исследованный участок массива представлен частично или полностью разрушенными породами. Анализ ранее выполненных работ по оценке устойчивости оползневого участка борта разреза на автодороге Карпинск – Волчанск и проведенные в рамках данной работы геофизические исследования позволяют сделать следующее заключение по развитию оползневых процессов и возможности дальнейшей эксплуатации участка автодороги.

Исследуемый оползень на сегодняшний момент находится в стадии прогрессирующего разрушения, вероятность схода тела оползня достаточно велика, происходит дальнейшее развитие оползня с вовлечением в процесс обрушения прибортового массива, включая участок автодороги.

В результате проведенных геофизических исследований тела оползня установлено, что породы находятся в дезинтегрированном состоянии, это существенно ухудшает их прочностные свойства и, как следствие, устойчивость борта разреза.

Эксплуатацию автодороги Карпинск – Волчанск, соединяющей «Волчанск-Южный» и «Волчанск-Северный» в существующих границах производить нельзя, необходимо обеспечить вынос автодороги за границы опасных деформаций.

Литература

1. Усанов С.В., Мельник В.В., Замятин А.Л. Мониторинг трансформации структуры горного массива под влиянием процесса сдвижения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 6. С. 83–89.
2. Замятин А.Л. Исследование состояния массива горных пород при строительстве и эксплуатации объектов недропользования // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2011. № S11. С. 100–106.
3. Замятин А.Л. Исследование геодинамической активности геофизическими методами // Горный журнал. 2012. № 6. С. 312–315.
4. Замятин А.Л. Экспериментальные исследования состояния массива горных пород на объектах недропользования // Проблемы недропользования. 2014. № 2. С. 29–33.
5. Замятин А.Л. Повышение информативности исследования геологической среды на основе георадиологического зондирования // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 6. С. 130–132.

ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦА В ПРЕСНЫХ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Иванова И.С.

Томский политехнический университет, Томск, IvanovaIS_1986@mail.ru

Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики

им. А.А. Трофимука СО РАН, Томск

На территории Западной Сибири широко распространены подземные воды, повсеместно обогащенные не только железом, содержания которого нередко достигают 30–40 мг/л [1, 2], но и марганцем.

Район исследований представляет собой равнинную заболоченную территорию, сложенную сверху неоген-четвертичными отложениями. Самый верх разреза этих отложений на большей части территории представлен слоями торфа. Ниже неоген-четвертичных отложений залегают осадки палеогена, подстилаемые, в свою очередь, отложениями верхнего мела. В пределах этой толщи развиты два водоносных комплекса: эоцен-четвертичный и эоцен-верхнемеловой, разделенные на большей части территории мощным водоупором. Каждый водоносный комплекс делится на несколько горизонтов, важнейшими среди которых являются неоген-четвертичный, палеогеновый и верхнемеловой.

Всего было изучено 240 проб подземных вод, которые были получены авторами в результате полевых исследований (2009–2014 гг.), а также накопленные материалы других авторов. Воды исследовались в ПНИЛ НОЦ «Вода» Томского политехнического университета, а также в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы (Франция). Химический состав подземных вод представлен в таблице, более подробно описан в работах [3, 4].

Исследования показали, что на юго-востоке Западной Сибири в подземных водах южной и центральной части Томской области Mn весьма распространен, его содержание достигает 3.0 мг/л (при ПДК 0.1) и 0.7 мг/л, точечно 2.5 мг/л. Какой-либо закономерности в площадном распределении не выявлено, отмечается лишь повышение содержания марганца вблизи обрамления складчатого фундамента Колывань-Томской складчатой зоны (на юге Томской области). С глубиной концентрация Mn в воде сначала увеличивается, достигая максимума в водах палеогеновых отложений примерно на глубине 100–200 м, далее резко уменьшается, что характерно и для Fe, и для органических веществ.

Для выяснения источников поступления Mn в подземные воды в естественных условиях были проведены термодинамические расчеты равновесий с минералами вмещающих пород с использованием фактических данных по составу вод и программного комплекса HydroGeo.

Водовмещающие породы в регионе представлены песчаниками различного генезиса, сверху и снизу перекрываемыми глинами (водоупорами). Весь разрез пронизан карбонатными минералами, самый верх – оксидами и гидроксидами Fe и Mn. Термодинамические расчеты состояния равновесия железосодержащих вод с различными карбонатными и алюмосиликатными минералами показали, что все подземные воды неравновесны с первичными минералами водовмещающих пород: полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, пироксенами, роговыми обманками, эпидотом, хлоритом и многими другими. Вместе с тем, исследуемые воды равновесны с различными монтмориллонитами, иллитом, каолинитом и другими глинами, а также кальцитом, сидеритом и частично родохрозитом.

Средний химический состав питьевых подземных вод района исследований

Компонент	Ед. изм.	ПДК	Водоносные горизонты отложений		
			неоген-четвертичных	палеогеновых	верхнемеловых
			Пределы содержания/среднее	Пределы содержания/среднее	Пределы содержания/среднее
Глубина	м	–	2–66/28	11–180/91	50–2126/273
pH	–	6–9	6.2–7.2/6.9	6.4–8.1/7.1	6.7–9.6/7.6
Минерализация	мг/л	1000	130–420/273	209–796/554	630–2702/1067
НСО ₃ ⁻		–	98–313/197	146–554/405	350–817/545
Cl ⁻		350	0.8–19.3/5.4	0.5–87.3/8.2	1.7–514.5/76.4
Ca ²⁺		–	20–82/45.6	34–168/98.8	2–147/80.8
Na ⁺		200	4.0–22.0/8.6	6.0–47.5/14.0	43.0–900/232.6
Fe _{общ}		0.3	0.3–25.5/7.0	0.1–25.5/4.8	0.1–10.3/2.4
Mn		0.1	0.05–0.75/0.32	0.05–2.50/0.33	0.05–0.80/0.16
Сорг		5.0	1.1–9.6/3.3	0.6–9.7/3.1	0.0–3.4/1.3
NH ₄ ⁺		0.5	0.1–2.6/1.1	0.1–6.7/2.2	0.7–7.7/3.3
Количество анализов	шт.		47	153	40

Следовательно, в этих условиях минералы первой группы активно растворяются, особенно полевые шпаты, пироксены, эпидот и роговые обманки, которые неустойчивы в этих условиях и соответственно выступают источником таких элементов, как Ca, Mg, Na, K, Si, Al и др. Fe и Mn представлены в этих минералах в примесях, собственных минералов первой группы здесь они не имеют, только вторичные карбонаты и гидроксиды.

Таким образом, пресные воды, проникая все глубже, все больше растворяют вмещающие отложения и обогащаются элементами, что приводит к увеличению минерализации вод, общей жесткости, щелочности (за счет группы ОН⁻, выделяемой при гидролизе алюмосиликатов). Благоприятная геохимическая среда (глеевая с большим количеством органики) особенно способствует накоплению в воде Fe и Mn.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00062_a, 13-05-98070p_сибирь_a, 14-05-31095-мол_a).

Литература

1. Видяйкина Н.В. Обеспечение экологической безопасности при использовании сельским населением подземных вод для питьевых целей (на примере Томской области и Ханты-Мансийского автономного округа): Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Томск: Томск. политехн. ун-т, 2010. 163 с.
2. Ермашова Н.А. Гидрогеохимические особенности и условия формирования пресных подземных вод Обь-Чулымского междуречья // Вопросы географии Сибири. Томск, 1979. С. 95–109.
3. Иванова И.С., Лепокурова О.Е., Покровский О.С., Шварцев С.Л. Железосодержащие подземные воды верхней гидродинамической зоны центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна // Водные ресурсы. – 2014. – Т. 41. – № 2. С. 164–179.
4. Ivanova I.S., Lepokurova O.E., Pokrovsky O.S., Shvartsev S.L. Geochemistry of iron in fresh groundwater of the Sredneobskoy Basin, Russia // Procedia Earth and Planetary Science. 2013. № 7. P. 385–388.

ДАТИРОВАНИЕ ВОЗРАСТА ФЛОГОПИТА В КСЕНОЛИТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА В МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Калашиникова Т.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Kalashnikova@igc.irk.ru

Ксенолиты ультраосновного состава, найденные в кимберлитовых трубках, представляют вещество мантийной литосферы. Согласно наиболее распространенной гипотезе, в результате плавления примитивной мантии происходило образование реститов, которые представлены сильно деплетированными гарцбургитами и лерцолитами. Признаками реститового происхождения являются низкие концентрации редких элементов, обедненность базальтоидными компонентами относительно рассчитанного состава примитивной мантии [5] (что отражается и в минеральном составе – низком содержании клинопироксена, граната). Некоторые петрографические разновидности ксенолитов (ортопироксениты и вебстериты) имеют кумулатное происхождение, как можно предположить по наличию мегакристаллов пироксена, по взаимоотношениям и химическому составу минералов. В дальнейшем породы литосферной мантии могли испытывать метасоматизм, рефертилизацию и перекристаллизацию. Метасоматические процессы литосферной мантии чаще всего проявлены в образовании флогопита, а также, в некоторых случаях, амфибола. При этом мантийный метасоматоз следует отделить от влияния кимберлитовых расплавов и вторичных низкотемпературных процессов. Кроме того, некоторые авторы [4] отмечали, что флогопит в мантийных ксенолитах может иметь магматическое происхождение.

В данной работе нами изучалась коллекция флогопитсодержащих мантийных ксенолитов из трубок Куойкского кимберлитового поля – Обнаженная, Слюдянка, которые сравниваются с нашими и литературными данными по Phl-Pm-содержащим ксенолитам из трубки Удачная [2]. Было проведено детальное петрографическое описание, изучен химический состав минералов. В некоторых образцах было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI (Институт земной коры СО РАН, аналитик А.В. Иванов).

Среди флогопитсодержащих мантийных ксенолитов трубки Обнаженная нами было выделено несколько петрографических групп.

Первая группа представлена Grt, Sp-Grt, Sp мегакристаллическими вебстеритами и клинопироксенитами, а также оливиновыми вебстеритами и лерцолитами, между которыми существуют переходные разновидности. Данная группа характеризуется наличием секущих флогопит-амфиболовых прожилков. Наиболее часто флогопит и амфибол замещают пластинчатые структуры распада в эксклюзионных мегакристаллах пироксена, что позволяет предположить развитие метасоматического процесса после значительного охлаждения пород. Состав породообразующих минералов в метасоматизированных ксенолитах не показывает существенных отличий от минералов из аналогичных ксенолитов без следов модального Phl-Amph метасоматизма. Возраст проявления данного метасоматизма (~1640 млн лет – образец 74–817) приблизительно соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона [3].

Вторая группа представлена флогопит-ильменитсодержащими гипербазитами с содержанием флогопита от первых процентов до 70 %. По модальному минеральному составу данные ксенолиты соответствуют гранатовым и безгранатовым вебстеритам, оливиновым вебстеритам и реже лерцолитам. В отличие от соответствующих минералов из первой группы пород, главные минералы данной Phl-Pm серии имеют более низкую магнезиальность (Mg#), содержат существенно больше TiO_2 , FeO и меньше Cr_2O_3 . Возраст безгранатовых пород с ксеноморфными выделениями флого-

пита датируется 870–850 млн лет (образцы О-22-87 и О-42-87), что соответствует времени распада суперконтинента Родиния.

Возраст гранатсодержащих парагенезисов составляет 604–502 млн лет (образцы 12-7, 7-388, 7-365, 74-8906). Реликтовые панидиоморфно-зернистые, идио-морфно-зернистые структуры пород с директивным расположением кристаллов ортопироксена свидетельствуют о их первоначальной магматической кристаллизации. На следующем этапе происходило развитие граната. По-видимому, ранние интрузивные фазы подвергались интенсивному флогопитовому аутометасоматизму под влиянием обогащенных калием и летучими остаточных расплавов.

Третья группа пород представлена деформированными амфибол-флогопитовыми парагенезисами. Флогопит образует крупные (до 2 мм) изогнутые пластинки с признаками интенсивной деформации, амфибол представлен розетковидными выделениями и является по составу К-рихтеритом. Флогопит из близкого по петрографическому типу ксенолита трубки Слюдянка (образец Сл-3) был датирован 167 млн лет, что соответствует возрасту трубок Куйокского поля [1]. Вероятно, эта группа пород кристаллизовалась в зонах глубинных разломов позднее Phl-III серии.

В трубке Удачная некоторыми исследователями проводилось датирование флогопита из мантийных ксенолитов [2]. Л.Н. Похиленко с соавторами были исследованы два ксенолита из трубки Удачная (гранатовый оливиновый клинопироксенит, гранат-ильменитовый перидотит). Датировка флогопита из клинопироксенита трубки Удачная (2336 ± 16 млн лет) отвечает крупному метасоматическому событию. Возраст ильменит-флогопитового гранатсодержащего гипербазита оценивается в 697 ± 7 млн лет. Петрографически описываемый авторами статьи образец УВ 162-09 близок к нашим образцам второй группы из трубки Обнаженная. Однако авторы отмечают, что присутствие нескольких генераций флогопита дает смешение возрастов, также на спектр могло влиять воздействие кимберлитового расплава. Авторами сделан вывод о как минимум двух метасоматических событиях в мантийной литосфере Сибирского кратона.

Нами был проанализирован флогопит из Phl-вебстерита трубки Удачная (образец 1-85). Возраст данного образца составил ~ 1890 млн лет, что соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона [3]. Также нами был исследован образец 00-83 из трубки Удачная, который представляет собой сильно деформированную флогопит-ильменит-оливиновую породу предположительно кумулатного происхождения. Флогопит представлен в виде деформированных, изогнутых пластинок, а также перекристаллизованной мелкозернистой матрицей. Датировка этого образца составляет 369 млн лет, что соответствует возрасту трубки Удачная [1]. Вероятно, данный образец кристаллизовался из остаточного расплава, богатого летучими компонентами (F, Cl) и K_2O , родственного протокимберлитовым расплавам.

Литература

1. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.
2. Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С. Ag-Ag датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449, № 1. С. 76–79.
3. Розен О.М. Сибирский кратон: Тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. №3. С. 3–21.
4. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука, 1994. 256 с.
5. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ, ОСЛОЖНЕННОГО ФАЦИАЛЬНЫМИ ЗАМЕЩЕНИЯМИ (НА ПРИМЕРЕ ЧАЯНДИНСКОГО НГКМ)

Каргалов Ф.С.

Кубанский государственный технологический университет, Краснодар, fedcar@bk.ru

Одна из главных целей исследований в нефтегазовой геологии – построение адекватной цифровой геологической модели месторождения. В настоящее время в связи с выработанностью запасов крупных месторождений повышенное внимание уделяется объектам, ранее считавшимся нерентабельными из-за небольших запасов и сложного строения. Это налагает дополнительные требования к детальности и достоверности моделирования геологического строения территории. Качество же геологической модели напрямую зависит от глубины понимания геологических процессов, определивших особенности строения пласта и их максимально адекватное отражение в 3-мерной модели.

Тип залежи и ее форма зависят от характера ограничивающих ее геологических границ. Одним из средств построения уточненных детализированных моделей является литолого-фациальный анализ (ЛФА) – детальное исследование керна. Фации в разрезах скважин выделяются по данным исследований керна с помощью геофизических исследований скважин (ГИС). При отсутствии материалов сейсморазведки 3D на большей части территории понимание геологического строения продуктивного пласта полностью основывается на данных достаточно редкой сети разведочных скважин. При моделировании это приводит к значительным неопределенностям в оценках свойств пласта в межскважинном пространстве.

Фациальные замещения (неоднородность пласта) – различные структуры, формы или продукты одного и того же происхождения, образовавшиеся путем отделения, осаждения или расщепления и отличающиеся друг от друга по облику, структуре или составу. Наиболее часто проявляются в песчано-глинистых отложениях вследствие особенностей их отложений. При фациальном отложении сложно проследить пласты, литолого-географическая характеристика изменяется от разреза к разрезу. Замещение происходит на различных расстояниях, от десятков метров до нескольких километров.

Пространственное размещение залежей углеводородов в вендском и кембрийском комплексах контролируется литологическими особенностями пород (фациальными замещениями и, как следствие, изменением коллекторских свойств), что значительно осложняет процесс поиска новых залежей углеводородов. Основные газонасыщенные коллекторы Чайнинского месторождения содержатся в песчаниках парфеновского горизонта венда (докембрий). Литологически данные отложения представлены песчаными разностями (от мелко- до крупнозернистых) с локальным присутствием гравелитов и многочисленными косослоистыми текстурами.

Для повышения надежности корреляции следует выделять в разрезах возможно большее количество реперных пластов, основных и вспомогательных. Этот прием дает возможность локализовать отдельные интервалы разреза и контролировать их положение в разных скважинах.

Для построения моделей высокого качества принципиально важно проводить детальный фациальный анализ. Процесс построения геологической модели заключается в оценке геологического строения пласта и его коллекторских свойств по данным скважин и сейсморазведки и перенесении их в межскважинное пространство с использованием математических алгоритмов.

ФОРМИРОВАНИЕ АУТИГЕННОГО САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ХВОСТАХ ЦИАНИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ РУД

Кириллов М.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
kirillovm@igm.nsc.ru

Рассмотрены формы миграции, условия переотложения и минералогические подтверждения процессов переноса металла водными растворами в рамках агрессивной среды отходов цианирования золото-сульфидно-кварцевых руд Комсомольского месторождения (Кузнецкий Алатау). Твердое вещество отходов состоит главным образом из жильных (кварц, полевой шпат, кальцит) и сульфидных минералов, основным из которых является пирит; также присутствуют сфалерит, галенит, пирротин и арсенопирит. Опробование отложений проводилось в двух шурфах глубиной по 2 м. Вскрытый разрез был опробован поинтервально на основании визуально выделяющихся литологических границ, отражающих изменения минерального состава и степени окисленности материала. Отложения перекрыты маломощным (5–30 см) плотным горизонтом оранжево-бурой окраски, который условно вслед за канадскими исследователями [1] можно назвать «hardpan». Основными минералами, составляющими верхний горизонт, являются гидроксиды железа и – в меньшей степени – марганца, ярозит, гипс, кварц. Из поинтервальных проб были отжаты поровые растворы, для которых определены физико-химические параметры и содержания макро- и микроэлементов, в том числе золота.

В результате шлихового опробования разреза самородное золото выделено лишь из одной пробы, характеризующей самый верхний горизонт, объединяющий «hardpan» и маломощный слой окисленных осадков непосредственно под ним. Анализ состава поровых растворов, отобранных по разрезу отложений хвостохранилища, показывает накопление в этой части разреза – на глубине от 0.0 до ~0.5 м – не только золота, но и многих других элементов (таблица). Согласно физико-химической характеристике разреза на глубине ~0.5 м обнаруживается резкое изменение рН (с 6–7 в глубоких горизонтах до 2–3 в приповерхностных) и Eh (от 200–300 до 500–650 mV) поровых растворов.

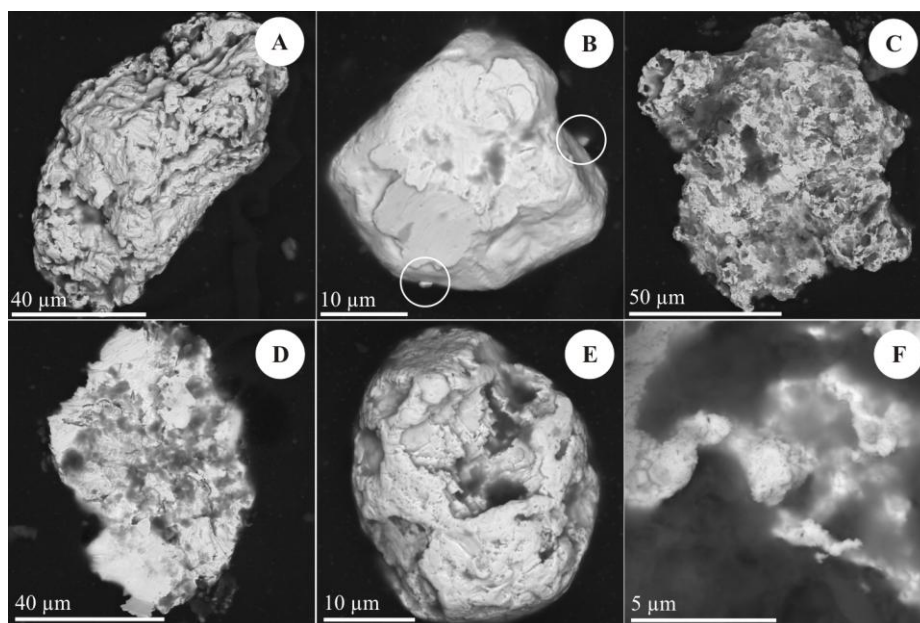
Самородное золото характеризуется темно-желтой окраской, иногда с зеленоватым оттенком, чешуйчатой, комковатой, реже кристаллической морфологией (рисунок, А, В, С). Кристаллические формы имеют по большей части самые мелкие золотишки, отличающиеся к тому же более светлой окраской. Размер частиц самородного золота варьируется от 0.02 до 0.15 мм, что позволяет отнести его к классу тонкого (70 %) и мелкого (30 %) золота. Поверхность золотишек шероховатая, скульптура поверхности кавернозная, редко – гладкая, со слабовыраженным ступенчатым микрорельефом (рисунок, А, С, D, E и B, соответственно).

Пробность выделенного нами самородного золота отличается от таковой для золота из коренных руд Комсомольского месторождения [2]. Гистограмма распределения пробности обнаруживает три моды: 820–860 ‰, 940–960 ‰ и 980–1000 ‰ (от 780 ‰ до 1000 ‰, среднее 920 ‰). В целом, можно выявить зависимость между формой и скульптурой поверхности зерен и составом самородного золота. Из общей выборки выделяются редкие кристалломорфные зерна, характеризующиеся размером ~50 мкм, гладкой поверхностью, отсутствием отпечатков и включений других минералов и крайне высокопробным составом (рисунок, B). Внутренняя структура таких золотишек, как и распределение пробности, однородна по всему объему зерен.

Физико-химическая характеристика и состав поровых растворов и твердого вещества по разрезам отложений Комсомольского хвостохранилища

Проба	pH	Eh, mV	Au, г/г	Au, мг/л	SO ₄	As	Cl	Br	Fe	Mn	Ca	Al	Cu	Si		
Шурф № 1	KX-1	н.д.	н.д.	0.69	-	н.д.	-	н.д.	н.д.	72000	300	590	3700	130	-	
	KX-2	1.91	505	0.77	10	160000	11740	19	320	42000	170	430	1900	75	370	
	KX-3	3.11	480	0.35	<0.05	28000	47	52	29	420	350	380	710	33	120	
	KX-4	6.26	262	0.26	<0.05	2300	0.04	15	<10	0.08	8.6	510	0	0.016	8.5	
	KX-5	7.31	217	0.35	<0.05	2200	0.015	18	<10	0.098	6	600	-	0.034	-	
	KX-6	-	-	0.2	-	н.д.	-	н.д.	н.д.	-	-	-	-	-	-	-
	KX-7	7.2	262	0.13	<0.05	2100	0.015	32	<10	0.15	3.6	710	-	0.022	-	
	KX-8	6.98	236	-	0.13	1400	0.065	<10	<10	0.15	8.3	530	-	0.022	-	
	KX-9	6.62	298	0.34	<0.05	2600	0.055	33	<10	0.22	5.6	500	0	0	5.1	
	KX-10	6.81	375	0.25	<0.05	2400	0.13	18	<10	4.1	4.7	500	0.83	0.03	-	
Шурф № 2	KX-12	2.37	586	0.49	<0.05	8000	121.1	33	<10	1800	11	410	250	13	170	
	KX-13	2.43	482	0.97	0.14	14000	84.2	25	24	2400	14	370	150	5.3	160	
	KX-14	2.24	653	0.37	0.37	59000	4145	<10	100	18000	54	550	1900	86	560	
	KX-15	6.91	219	0.35	<0.05	5500	<0.01	15	<10	1.7	51	420	0.09	0.002	-	
	KX-16	6.77	210	0.34	0.42	4000	0.03	34	<10	0.14	63	580	-	0.075	-	
	KX-17	-	-	0.25	0.1	н.д.	-	н.д.	н.д.	-	-	-	-	-	-	-
	KX-18	7.16	201	0.18	<0.05	5300	0.035	12	<10	0.31	4.4	470	0.07	0.026	-	
	KX-19	-	-	0.18	-	н.д.	-	н.д.	н.д.	14	2.8	620	4.6	0.027	-	
	KX-20	6.45	153	0.22	<0.05	2900	0.045	15	<10	3.3	3.0	450	0.21	0.024	-	
	KX-21	6.69	304	0.16	<0.05	2200	0.09	92	<10	0.17	7.2	470	0	0.046	9.3	

На поверхности всех остальных золотинок выявлены скульптуры растворения, выраженные в форме каверн различного размера (рисунок, *A*, *C*, *E*), либо задействующие только внешний слой зерен, либо проявленные в виде узких каналов травления, маркирующих границы монозерен в агрегатных частицах (рисунок, *D*). На единичных зернах можно видеть отчетливые следы растворения, вскрывающего кристаллографические формы частицы (рисунок, *E*). Растворению в первую очередь подвергаются ребра кристаллов, в результате чего формируются своеобразные анти-скелетные формы. То, что кавернозная, изъеденная поверхность представляет собой именно структуры растворения, подтверждается в первую очередь равенством состава «массивных» и «ажурных», «изъеденных» участков.



Морфологические особенности самородного золота.

Помимо следов растворения на поверхности наблюдаются и обратные по своей сути формы: губчатые, кораллоподобные и микрокристаллические (от –1 до 10 мкм) наросты весьма высокопробного золота (рисунок, *B, F*). Микрокристаллические наросты наблюдаются не только на поверхности самих золотин, но и на гидроксидах железа, которые присутствуют на этой поверхности.

Совокупность полученных результатов позволяет сформулировать и обосновать модель перераспределения золота в разрезе и образования его вторичных форм и концентраций. «Невидимое» структурно связанное и/или вкрапленное серебросодержащее золото, заключенное в сульфидах, высвобождается при их растворении и переходит в поровые растворы в виде комплексных соединений, а также, вероятно, коллоидной взвеси. Перенос металлов в растворе происходит в виде смешанно-металлических тиосульфатных комплексов типа $(Au, Ag)(S_2O_3)_2^{3-}$. Осаждение золота происходит на окислительном барьере в верхнем горизонте отложений, вследствие разрушения и агрегации коллоидов, а также как результат перехода тиосульфатных комплексов золота в гидроксокомплексы, падения растворимости золота и выделения его в самородной форме. Формирующиеся при этом золотины имеют состав, отражающий усредненный исходный состав золота, которое подвергалось перераспределению. В нашем случае это золото с пробностью 780–950 ‰. При дальнейшем воздействии кислых растворов это вторичное золото подвергается частичному избирательному растворению и переотложению тут же, в приповерхностных окислительных условиях. Этот процесс отражается в осаждении на поверхности более низкопробных золотин, подвергающихся растворению, крайне высокопробных новообразований золота различной морфологии, которая, в свою очередь, зависит от продолжительности этого процесса. Помимо того, формируются самостоятельные очень мелкие (тонкое, пылевидное золото) кристаллические зерна беспримесного золота и частицы микронного размера, локализованные либо в общей массе гидроксидов железа либо на поверхности более крупных золотин.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31005 мол_а).

Литература

1. Blowes D.W., Reardon E.J., Jambor J.L., Cherry J.A. The formation and potential importance of cemented layers in inactive sulfide mine tailings // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 965–978.
2. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 191 с.

ВАРИАНТЫ И СПОСОБЫ ДЕКЛАСТЕРИЗАЦИИ «КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ»

Ключевская А.А., Какоурова А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, kluchevskaya@mail.ru

Известно, что сильные тектонические землетрясения в основном регистрируются как главный толчок и серия афтершоков, которым иногда предшествуют форшоки. Афтершоки – пространственно-временной кластер причинно связанных между собой толчков, не являющихся самостоятельными в сейсмическом процессе, а обусловленных последствием главного землетрясения. Рои толчков являются вариантом сейсмической деятельности там, где происходят слабые землетрясения без сильного события; роевая активность возникает и исчезает со временем, иногда мигрирует. Под роем понимается сейсмический процесс, спорадически возникающий в

пространстве и времени, в котором происходят толчки умеренной силы при отсутствии событий с энергией, существенно превышающей среднюю величину.

В последнее время проблема выделения и классификации группирующихся сейсмических событий стоит очень остро в Байкальском регионе, сейсмичность которого на четверть состоит из афтершоков и роевых толчков [2, 5]. Группирование является одним из основных свойств совокупностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Поскольку соответствие свойств сейсмичности и литосферы уменьшается с увеличением кластеризации, насыщенность литосферы региона группирующимися событиями предопределяет сильную пространственно-временную зависимость оценок сейсмичности от групп толчков. Это определяет актуальность задачи декластеризации «Каталога землетрясений Прибайкалья», являющегося продуктом БФ ГС СО РАН, с целью последующего изучения пространственно-временного и энергетического распределения афтершоковых серий и роев землетрясений, анализа и учета степени их влияния на региональную сейсмичность.

В монографии [4] каталогизированы и изучены наиболее крупные афтершоковые (27 групп) и роевые (19 групп) последовательности толчков, произошедшие в БРЗ с 1962 по 1981 г. Выборки групп землетрясений производились по материалам сборников «Землетрясения в СССР» и региональных бюллетеней «Землетрясения Прибайкалья». Авторы не ставили задачей декластеризацию имеющихся данных, основной целью был «...поиск общих закономерностей в проявлении каждого класса группирующихся событий, в которых с наибольшей полнотой отражается своеобразие природы их возникновения» (с. 5). Анализ материалов показал, что группы афтершоков и группы роевых событий в БРЗ имеют разную физическую природу и разные законы распределения толчков во времени, пространстве и по энергии.

Наиболее простым и наименее трудоемким вариантом декластеризации каталога землетрясений является автоматическое применение какой-либо формализации распознавания. В практике формирования каталогов землетрясений без афтершоков обычно используется программа В.Б. Смирнова, в которой реализован алгоритм Г.А. Молчана, О.Е. Дмитриевой. Способ отделения афтершоков от остальных событий, называемых «фоновыми», основан на сопоставлении наблюдаемых и теоретических распределений афтершоков в пространстве и времени. Эта программа была применена в Байкальском регионе для выделения афтершоков при главных землетрясениях с энергетическим классом $K_p \geq 13$ и роевых землетрясений, в кластерах которых были толчки с $K_p \geq 11$ [5]. За период 1962–2008 гг. выделено 93 группы афтершоков и 39 групп роевых толчков. Следует отметить, что применение формализации для выделения группирующихся сейсмических событий переносит заложенные в алгоритмы распознавания закономерности в выделенные кластеры землетрясений и в полученной выборке толчков содержатся априори принятые распределения. В настоящее время пространственно-временные и энергетические распределения афтершоков и роевых толчков Байкальского региона изучены недостаточно полно, а это одна из основных причин, по которым формализации нельзя применять автоматически.

Для методической однородности выделения основных групп землетрясений Байкальского региона в работе [2] применен способ «скользящего окна». В площадках размером $1 \times 1^\circ$ (а также в площадках $2 \times 2^\circ$ с шаговым сдвигом в 1° по широте и долготе) исследованы скорости потока всех внесенных в «Каталог землетрясений Прибайкалья» сейсмических событий за 1966–2008 гг. За этот период выделено 658 основных групп толчков: из них 103 и 519 – афтершоковые и роевые последовательности, а 36 – взрывы. Эти группы отнесены к основным, поскольку совокупности группирующихся землетрясений, задающие уровень и форму графика скорости потока сейсмических событий, позволяют выделять кластеры разной природы по еди-

ной применяемой методике. Полученные материалы объединены в «Каталог группирующихся землетрясений Прибайкалья», на основе которого построены карты распределения групп толчков и плотности групп толчков по территории региона для всей совокупности сейсмических кластеров, а также для афтершоковых и роевых последовательностей отдельно.

Дальнейшие исследования показали, что однородность и полнота выделения групп толчков зависят от скорости потока землетрясений и количества толчков в анализируемой выборке данных [1]. Так, при невысокой скорости потока и небольшом числе толчков выделяются практически все кластеры, но чем выше скорость потока и больше число землетрясений в анализе, тем меньше вероятность выделения небольших групп слабых землетрясений. Эта проблема усложняет получение однородного полного «Каталога групп сейсмических событий Прибайкалья», и для равновероятного выделения кластеров следует анализировать выборки толчков одного размера. Применение такого способа в площадке с координатами $\varphi=51-52^\circ$ с.ш., $\lambda=98-99^\circ$ в.д. показало [3], что при детальной поэтапной 4-шаговой декластеризации в итоговых восьми массивах не осталось кластеров и в каждом из массивов оказалось примерно одинаковое количество толчков. В целом это указывает на однородность выделения групп толчков и стационарность фоновой сейсмичности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04011_p_сибирь_a).

Литература

1. Ключевская А.А. Совершенствование методики выделения групп землетрясений Байкальского региона // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы. Воронеж: ВГУ, 2013. Вып. 3. С. 298–299.
2. Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Группы землетрясений Байкальской рифтовой зоны: статистика и пространственно-временное распределение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. Вып. 9. С. 99–101.
3. Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Зуев Ф.Л. Соотношение случайной и систематической составляющих сейсмичности в районе Бусийнгольской впадины на юго-западе Байкальской рифтовой зоны // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 109.
4. Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 93 с.
5. Radziminovich N.A., Ochkovskaya M.G. Identification of earthquake aftershock and swarm sequences in the Baikal rift zone // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. Т. 4, № 2. С. 169–186.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ДАЛЕКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Кобелев М.М., Мордвинова В.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С.,
Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф.*

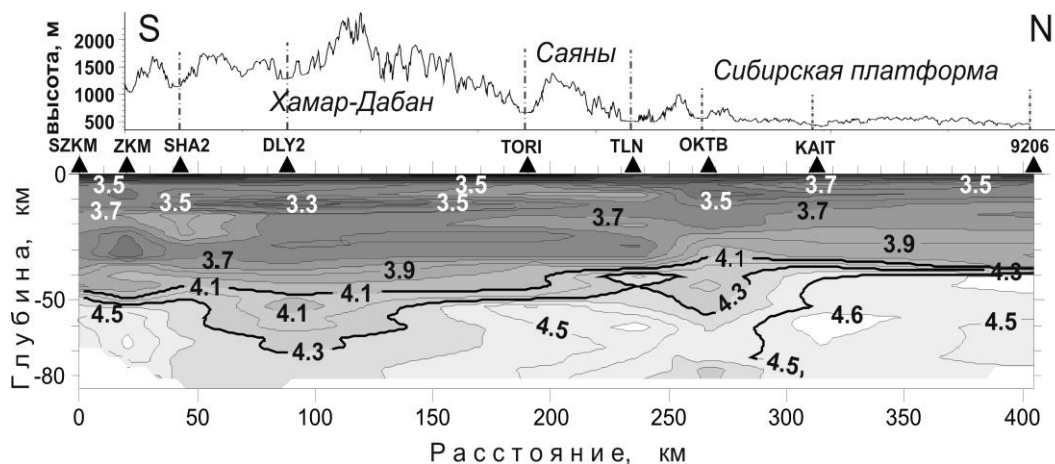
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, mordv@crust.irk.ru

Основой исследования устройства и состоянии планеты является распределение скоростей сейсмических волн на всех ее глубинах. Однако во многих регионах большинству из существующих методов определения скоростей не отвечает современная система сейсмических наблюдений. Наименее требовательным к системе наблюдений и, следовательно, более перспективным инструментом изучения скоростной структуры является телесеизмический метод приемных функций (receiver func-

tion) [1–3]. Имея коллекцию записей отдельно взятой сейсмостанции за продолжительный период наблюдения, методом приемных функций можно получить сведения о структуре коры и мантии в окрестности пункта регистрации далеких землетрясений. С расширением наблюдательной сети прежние сведения о скоростной структуре исследуемого региона не устаревают, а существенно пополняются.

Наиболее глубинная информация извлекается из записей современных широкополосных сейсмостанций с диапазоном частот от 0.01 до 30 Гц. Восемь таких станций, установленных около пяти лет назад по обе стороны Главного Саянского разлома в пунктах Закаменск, Кырен, Хойтогол, Монды, Сорок, Орлик, Тальяны, Онот, позволили применить метод продольных приемных функций для определения скорости S-волн в земной коре и верхней мантии южной окраины Сибирской платформы и юго-запада Байкальской рифтовой системы (БРС). Из сейсмограмм сильных землетрясений ($M \geq 5.5$) почти со всех направлений относительно каждой из станций выделены P-приемные функции, содержащие информацию о глубинах. Выявлены диапазоны азимутов с подобными функциями, и найдены азимутальные границы, на которых форма функций существенно меняется, свидетельствуя об изменении скоростной структуры. Для диапазонов с представительным количеством данных инверсией P-приемных функций по программе [2] рассчитаны одномерные S-скоростные модели от поверхности до глубины 80 км. Модели этих станций вместе с моделями станций международных проектов позволили построить двумерные скоростные разрезы глубинной структуры Саяно-Байкальской складчатой области.

Меридиональный скоростной разрез от Закаменска (ЗАК), расположенного на южном склоне Хамар-Дабана, до пункта 9206 на западном берегу Братского водохранилища пересекает контрастные тектонические структуры (рисунок). При достаточно высоком вертикальном разрешении (около 1 км в коре и 5 км в мантии) разрешение разреза по горизонтали сравнительно невелико, так как определяется расстоянием между сейсмостанциями. Данные станций ЗАК, SHA2 и DLY2 характеризуют глубинное строение в пределах хребтов Хамар-Дабан. Кроме сложной структуры коры с чередованием слоев и линз повышенной и пониженной скорости – результат долгой истории ее формирования, обращает на себя внимание коромантийная граница, изменение характера которой согласуется с поверхностной топографией, указывая на изостатическую скомпенсированность территории. Наиболее контрастный раздел Мохо выявляется в районе северной станции профиля – 9206. Под ней



S-скоростной разрез Закаменск – Братское водохранилище. Над скоростным разрезом дана топография вдоль линии профиля, треугольниками с соответствующими кодами показаны сейсмические станции. Жирные изолинии очерчивают коромантийный переход вдоль профиля и южную границу Сибирского кратона.

38-километровая земная кора контактирует с высокоскоростной, а значит и плотной, прочной литосферой Сибирского кратона. Наклонная фронтальная граница кратона и деформация подошвы коры под соседними станциями КАИТ и ОКТВ свидетельствуют не просто о соседстве разнородных областей, а о коллизии, при которой более прочный и тяжелый Сибирский кратон пододвигается под относительно низкоскоростную (легкую и пластичную) область, расположенную южнее, деформируя ее кору.

Хотя сейсмические станции расположены редко, скоростной разрез довольно хорошо отражает глубинные условия, ведущие к образованию современного рельефа. Под районом станции в Далахае (DLY2) массив хребтов Хамар-Дабан имеет свой «корень» на разрезе и астеносфера подходит к самому основанию утолщенной коры, в то время как под Торской впадиной Тункинского рифта (район станции TORI) еще сохраняется достаточно высокая литосферная скорость. Аналогичная ситуация обнаружена ранее вдоль профиля, который пересекает юг оз. Байкал [3]. Эти результаты свидетельствуют, что рифтогенез в БРС обусловлен более сложными и в значительной степени локальными геодинамическими причинами, а не воздействием гипотетических плюмов.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01024_a) и ИП СО РАН (проект № 111).

Литература

1. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planet. Inter. 1977. V. 15. P. 39–45.
 2. Kosarev G.L., Petersen, N.V., Vinnik, L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talass–Fergana fault // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B3. P. 4437–4448.
 3. Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(6). С. 887–904.
-

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОСРЕДСТВОМ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДОМ ГИДРОПРОСЛУШИВАНИЯ

*Колеватов А.А. *, Штейнберг Ю.М. *, Гавриленко Т.В. **.*

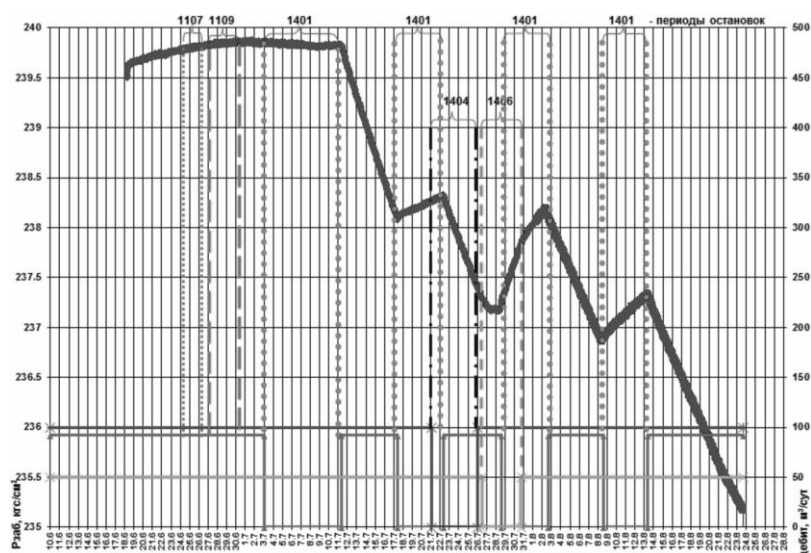
* Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, Москва,
akolevatom@niisi.ras.ru

** Сургутский государственный университет, Сургут

Одним из методов гидродинамических исследований нефтеносных коллекторов является метод гидропрослушивания. Данные исследования позволяют установить фильтрационно-емкостные свойства пласта-коллектора на участке между двумя или более скважинами. Такие исследования проводились между скважинами

4 и 1401 одного из месторождений нефти в карбонатных коллекторах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Расстояние между задействованными скважинами составило 0.78 км. Исследования проводились посредством периодических запусков в добычу и остановок скважины 1401. На рисунке приведена технологическая схема исследований методом гидро-прослушивания между скважинами 4 и 1401. На схеме приведены запуски и остановки других скважин, режим работы которых изменялся в период регистрации кривой реагирования в скважине 4. Это добывающие скважины 1401, 1404, 1406 и нагнетательные скважины 1107 и 1109.



Технологическая схема исследований методом гидропрослушивания между скважинами 4 и 1401.

Основная особенность зарегистрированной кривой изменения забойного давления в скв. 4 состоит в том, что ярко выраженная реакция на остановку скважины 1401 имеет место только для 2, 3 и 4-й остановок. Отсутствует ярко выраженная реакция на 1-ю остановку скважины 1401. Как правило, это свидетельствует о влиянии изменения режима работы других скважин, кроме скважины 1401.

Упомянутая выше особенность кривой реагирования, как было установлено, могла иметь место только в результате изменения режимов работы нагнетательных скважин 1107 и 1109. Остановка нагнетания в эти скважины и снижение давления в зоне реагирующей скважины 4 были скомпенсированы ростом давления от остановки добычи в скважине 1401, поэтому на кривой реагирования отсутствует ярко выраженное изменение давления в результате первой остановки скважины 1401.

Далее рост фоновое забойного давления в скважине 4 прекращается. С учетом того, что нагнетательные скважины сбрасывают подтоварную воду в горизонт D3fm-II, находящийся на 120 м глубже продуктивных горизонтов D3fm III и IV, было сделано предположение о наличии связи по пласту между нефтеносным горизонтом и горизонтом, используемым для сброса подтоварной воды, удаленных друг от друга по латерали на 7 километров. Так как в этот период другие скважины месторождения не меняли своего режима работы, моделирование позволило оценить среднюю гидропроводность и пьезопроводность подстилающего водоносного слоя D3fm-II на расстоянии 7 км (от скважин 1107 и 1109 до скважины 4). При этом предположении удалось хорошо смоделировать поведение фоновое забойного давления в скважине 4 и влияние на амплитуду регистрируемого импульса давления от изменения режима работы скважины 1401.

Результаты исследований методом гидропрослушивания

Пара скважин	4–1401
Гидропроводность, Д·см/спз	83
Пьезопроводность, см ² /с	3850
Работающая мощность пласта, м	11–15
Пара скважин	4–1107:1109
Гидропроводность, Д·см/спз	131
Пьезопроводность, см ² /с	9780

Проведенные исследования, включающие гидропрослушивание между двумя парами скважин, показали, что район 4-го куста и участок месторождения между 4-м кустом и водосбросными скважинами 1107 и 1109 являются единым гидродинамическим объектом (происходит передача изменений давления в пласте), несмотря на сброс воды в скв. 1107 и 1109 на 120 м глубже нефтеносного пласта D3fm III-IV в пласт D3fm-II.

В пользу этой версии свидетельствуют следующие данные:

- среднее значение скин-фактора (-3) по данным ГДИ на скважинах исследовавшегося месторождения для пласта D3fm III-IV, характерное для карбонатных коллекторов с развитой системой трещин (в идеале -3.5 или менее). Соответственно, нижележащий пласт D3fm-II может иметь аналогичные характеристики. Оба, так как оба пласта являются частями единого рифового тела и могут иметь единую систему трещин, по которой происходит передача изменения давления;
 - керн по скважинам исследовавшегося месторождения согласно томографическим исследованиям имеет микротрещины, способствующие не только горизонтальной, но и вертикальной фильтрации флюидов в обоих пластах;
 - рифовое тело, образующее исследуемое месторождение и сложенное породами пластов D3fm-II, D3fm-III и D3fm-IV, согласно подсчету запасов 2011 г. является замкнутым объектом, заключенным в «толщу облекания». Закономерно предположить, что это тело не имеет активного массообмена с окружающими его породами и все изменения давления, вызванные отбором/закачкой флюидов, внутри одной части рифа распространяются на другую. На геологическом разрезе пласт D3fm-III преимущественно заполнен водой. Пласт D3fm-II при испытаниях во вскрывших его скважинах тоже дал воду и был задействован с 2011 г. для утилизации попутной воды.
-

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫХ СЛАНЦЕВ СТРЕКАЛОВСКОГО УЧАСТКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Колот Е.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, katrinkolot@mail.ru

На территории Воронежского кристаллического массива углеродистые сланцы распространены достаточно широко. Они встречаются в Тим-Ястребовской, Волотовской, Белгородской, Михайловской, Рыльской и Крупецкой синклинорных структурах [1, 4].

Углеродистые сланцы Тим-Ястребовской структуры характеризуются повышенными содержаниями элементов платиновой группы и золота, причем максимальные концентрации этих элементов отмечены именно в сульфидизированных разновидностях [4]. Углеродистые сульфидизированные сланцы Рыльской структуры считаются аналогами сланцев Тим-Ястребовской структуры, но изучены они гораздо меньше.

Рыльская структура имеет протяженность около 50 км при ширине 30 км. Единичные скважины, пробуренные на ее площади, вскрыли раннепротерозойские метаморфические породы курской и оскольской серий, а также неoarхейские metabазиты михайловской серии. Данные геофизики свидетельствуют о сложном строении структуры. Нижнепротерозойские образования смяты в узкие изоклинальные складки, подчиненные общему северо-восточному направлению всей структуры. К

характерным особенностям Рыльской структуры следует отнести слабое развитие в ее пределах магматической деятельности [1].

Максимальное развитие углеродистых сланцев отмечается в Рыльской структуре на Стрекаловском участке, где комплекс пород оскольской серии слагает крутопадающую, узкую, осложненную мелкой складчатостью синклинальную складку, ядерная часть которой сложена сланцево-карбонатными образованиями и довольно значительной по мощности (200–250 м) толщей черных углеродистых сланцев [1].

В геологическом строении оскольской серии Рыльской структуры на Стрекаловском участке принимают участие кварцитопесчаники, кварциты, мраморизованные доломиты, мраморизованные известняки, сланцы различного минерального состава (углеродистые, кварц-сланцевые; сланцы углеродистые, доломитовые), а также отмечается развитие коры выветривания мощностью до 25–30 м.

Сланцы пользуются максимальной распространенностью среди всех типов метасадочных пород в разрезе докембрия на Стрекаловском участке (более 70 %). Мощность отдельных пачек сланцев достигает 200 м. Отмечается несколько петрографических разновидностей сланцев: кварц-углеродисто-сланцевые, карбонатизированные; кварц-серицитовые, слабокарбонатные; сланцевато-доломитовые кристаллические; кварц-серицитовые. Сланцы характеризуются различным содержанием углеродистого вещества и сульфидов.

Для сланцев Стрекаловского участка характерны повышенные концентрации сульфидных минералов – до 5–10 %, а в отдельных прослоях – до 25–30 %. Отмечается два типа сульфидной минерализации: 1) пирит-пирротиновый; 2) сфалерит-арсенипирит-халькопиритовый. Второй тип является отличительной особенностью углеродистых сланцев Рыльской структуры, так как в Тим-Ястребовской структуре эта минерализация встречается в резко подчиненном значении.

Геохимические исследования углеродистых сланцев Стрекаловского участка проводились по результатам исследования химических анализов, выполненных методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) в лаборатории ИПТМ РАН г. Черноголовка. Всего было изучено 18 химических анализов на 64 химических элемента, из них 8 анализов относятся к углеродистым сульфидизированным сланцам.

В целом химический состав изученных сланцев Стрекаловского участка отличаются повышенные средние содержания серы (3.19 %) и органического углерода (5.47 %), низкое содержание глинозема (11.26 %) и резкое преобладание K_2O над Na_2O (6.11). По классификации Юдовича [3] они соответствуют углеродистым сланцам (среднее содержание $C_{орг.}$ – 7.25 %). При сравнении особенностей распределения главных элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры установлено их обогащение относительно PAAS (постархейский австралийский сланец [2]) MnO, MgO, CaO и обеднение TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O .

Распределение элементов примесей в углеродистых сланцах Стрекаловского участка характеризуется обогащением относительно PAAS транзитными элементами $3.44 \cdot Cu$, $3.30 \cdot Zn$, $2.23 \cdot Ni$, $1.79 \cdot V$, $1.19 \cdot Cr$, литофильными $15.23 \cdot W$, высокозарядными $1.66 \cdot U$, $1.21 \cdot Y$, сидерофильными $18.64 \cdot Mo$, халькофильными $1.76 \cdot Bi$. Суммарное среднее содержание редкоземельных элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры составляет 173.23 ppm, что несколько ниже аналогичного показателя в PAAS – 183.0 ppm. Легкие редкие земли преобладают над средними и тяжелыми (LREE ср. – 114.95 ppm, MREE ср. – 50.61 ppm, HREE ср. – 7.68 ppm, La/Yb ср. – 13.13).

Геохимические особенности сульфидизированных углеродистых сланцев Стрекаловского участка относительно нессульфидизированных разновидностей характеризуются а) повышенными содержаниями транзитных элементов $2.01 \cdot Co$, $1.66 \cdot Zn$, $1.26 \cdot Sc$, $1.13 \cdot Ni$; литофильных $2.03 \cdot W$, $2.03 \cdot Be$, $1.40 \cdot Ba$; высокозарядных

5.82·Nb, 5.02·Pb, 4.42·Ta, 1.88·Zr, 1.78·Y, 1.52·Hf, 1.15·Th; редкоземельных 2.57·LREE, 2.37·MREE, 1.59·HREE, 2.46·REE; халькофильных 4.49·Te, 4.21·Cd, 2.03·Sb, 1.76·Sn, 1.68·Ag, 1.30·Te, 1.19·Se; б) приблизительно равными значениями транзитных элементов 1.10·Cu, 1.05·V, 1.02·Cr; литофильных 1,01·Rb, 0.95·Cs, 0.95·Li; высокозарядных 0.96·U; халькофильных 1.05·Ga; в) пониженными содержаниями литофильных 0.80·Sr; сидерофильных 0.70·Mo, 0.48·Re; халькофильных – 0.86·Bi, 0.59·As.

Таким образом, в сульфидизированных углеродистых сланцах Стрекаловского участка установлены два типа сульфидной минерализации: пирит-пирротиновый и сфалерит-арсенопирит-халькопиритовый. В них отмечается общее повышенное содержание большинства химических элементов относительно содержаний в несulfидизированных сланцах. В наибольшей степени это характерно для Nb, Pb, Te, Ta, Cd, Co, W, Sb, REE. Целью дальнейших исследований будет являться изучение химического состава сульфидных минералов и интерпретация выявленных особенностей.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-31194 мол_а) и Программы стратегического развития ВГУ.

Литература

1. Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 149 с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.

RB-SR и SM-ND ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

*Комарова Я.С.***, Костицын Ю.А.****

* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
yanakomarova@geokhi.ru

Несмотря на разносторонние исследования пород фундамента Камчатки, вопрос о их происхождении и геологической истории до сих пор остается дискуссионным. Это относится как к наиболее древним сильнометаморфизованным породам Срединного хребта, так и к метаосадочным и метавулканическим свитам, ведь именно благодаря им становится возможным расшифровать геологическую историю формирования региона. Наши исследования направлены на то, чтобы оценить характер источника пород фундамента и его возможную историю, опираясь на изотопные методы.

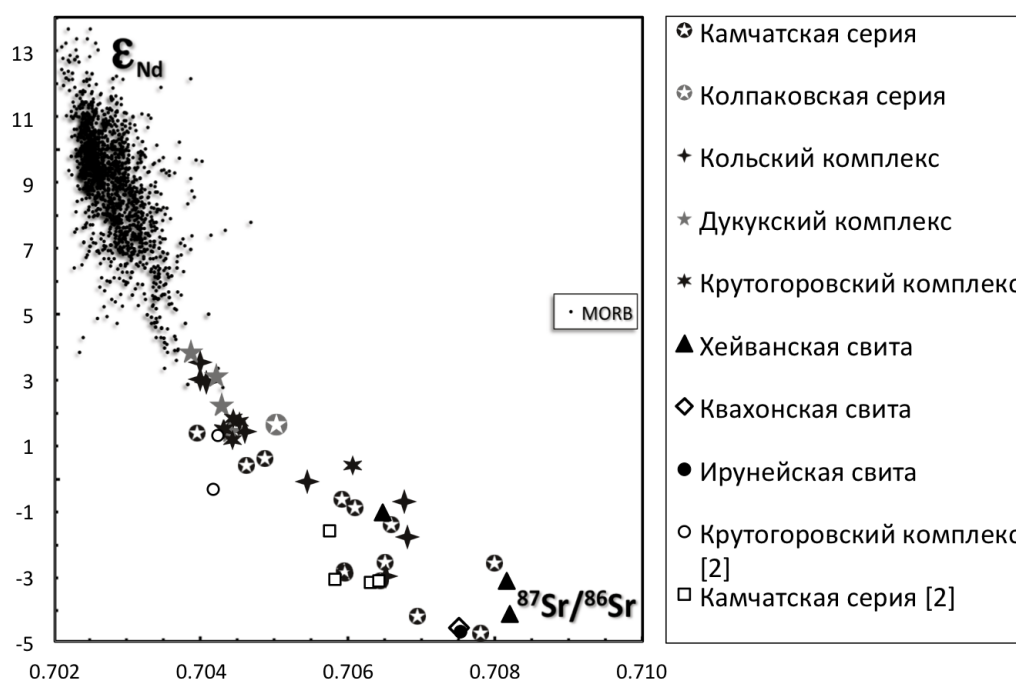
Срединно-Камчатский горст-антиклинорий простирается в меридиональном направлении от р. Плотникова на юге до р. Ича на севере на расстояние 250–260 км, максимальная ширина его 60–65 км. Метаморфические образования камчатской и колпаковской свит, считающиеся древнейшими на Камчатке, развиты в Колпаковской метаморфической зоне. В строении горста-антиклинория, помимо метаморфических пород комплекса основания, участвуют терригенные и вулканогенные породы мелового возраста, слагающие западное и восточное крылья горста-антиклинория и относящиеся к Приохотско-Укэляятской зоне. Также на территории присутствуют

ранне- и позднемеловые (Крутогоровский гнейсоплагиогранитовый) и позднемеловые (Дукукский габбро-норит-кортландитовый, Кольский плагиогранит-гранодиоритовый) плутонические комплексы [1].

Коллекция образцов была собрана ходе полевых работ 2012–2014 гг. в пределах Малкинского поднятия на южном склоне Срединного хребта, в районе вулкана Хангар и месторождения Шануч, которое находится на северном склоне Срединного хребта. Коллекция представляет собой образцы метаморфических пород камчатской и колпаковской серий, вулканитов квахонской свиты, метаосадочных пород хейванской свиты, метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород ирунейской свиты. Для установления генезиса пород Срединного хребта в Малкинском поднятии проведен изотопный анализ неодима и стронция. Изотопные исследования проводили на термоионизационном изотопном масс-спектрометре TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd определяли методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера по стандартной методике.

Метаморфические породы камчатской и колпаковской свит имеют высокие значения изотопных отношений стронция и низкие ϵ_{Nd} , что согласуется с представлениями о их древнем возрасте. Полученные значения модельного возраста для них 0.8–1.4 млрд лет. На рисунке породы камчатской и колпаковской свит образуют единый тренд. Обратная корреляция изотопных отношений стронция и неодима для пород фундамента Срединного хребта обусловлена отрицательной геохимической зависимостью Rb/Sr и Sm/Nd отношений. В целом, этот тренд является характерным для большинства пород земной коры.

Фигуративные точки гранитоидов Крутогоровского и Кольского комплексов (рисунок) лежат в пределах тренда, образованного камчатской и колпаковской свитами, но для гранитоидов характерен меньший разброс значений изотопных отношений неодима и стронция. Скорее всего, образование Крутогоровского и Кольского комплексов происходило за счет пород камчатской и колпаковской свит или им подобных.



Изотопные отношения стронция и неодима в породах Срединного хребта Камчатки в сравнении с данными для MORB.

Метаосадочные и метавулканогенные породы хейванской, квахонской и ирунейской свит показали обогащенные изотопные метки. Следовательно, эти породы образовались под влиянием уже существовавшей континентальной коры на Камчатке. Протолитом этих пород является древнее вещество, в течение длительного времени имевшее геохимические характеристики земной коры. Это подтверждается и расчетом модельного возраста, который находится в пределах 1–1.5 млрд лет.

Отметим, что все изученные породы на рисунке оказались смещены относительно области мантийных пород, представленных современными базальтами MORB. Ожидалось, что габброиды Дукукского комплекса покажут обедненные значения, типичные для мантийных пород. Однако фигуративные точки пород Дукукского комплекса на рисунке попадают в поле типично коровых значений изотопных отношений неодима и стронция. Это может быть вызвано ассимиляцией расплавом корового вещества. Другая гипотеза заключается в том, что габброиды Дукукского комплекса являются результатом плавления изотопно аномальной литосферной мантии в районе Камчатки. Но это утверждение требует дальнейших исследований.

Проведенные изотопные исследования показали, что породы Срединного массива имеют изотопные метки древней коры. Филлитовые сланцы хейванской свиты (K_{1-2}), углистые сланцы ирунейской свиты (K_2), вулканиты квахонской свиты (K_2), окаймляющие Срединный массив с юга, не отличаются по изотопному составу неодима и стронция от глубокометаморфизованных пород камчатской и колпаковской серий. Весьма вероятно, что в мелу и метаосадочные, и метавулканические породы здесь формировались за счет пород, подобных камчатской и колпаковской свитам, но находившихся в то время на поверхности. Этот результат в корне противоречит модели [3], в соответствии с которой более молодые свиты накапливались на фронте меловой-палеогеновой дуги и были позднее причленены к метаморфическому фундаменту (Срединному массиву) в результате масштабных горизонтальных перемещений, как и вулканиты квахонской свиты. Роль фундамента в образовании вулканических пород квахонской свиты и связанной с ней фациальными переходами ирунейской свиты необходимо еще уточнить. Подобно породам Дукукского комплекса, вулканиты могут быть производными мантийной магмы, контаминированной коровым материалом, либо их родоначальные магмы являлись результатом плавления пород континентальной коры.

Литература

1. Геологическая карта: N-57 (Петропавловск-Камчатский). Серия Корякско-Курильская. Третье поколение. Лист 1., масштаб: 1:1000000. Составлена: ФГУП Камчатгеология. СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006.
2. Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б., Хоуриган Дж.К. Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава. 2015. № 1. С. 1–23.
3. Hourigan J.K. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. 2009. V. 309, № 5. P. 333–396.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ ХЛОРА В СОЛЕННЫХ ВОДАХ И РАССОЛАХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Кононов А.М. *, Алексеева Л.П. *, Алексеев С.В. *, Ма Тенг**, Лю Юньде**

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, kononov@crust.ir.ru

** Китайский университет геологических наук, Ухань, Китай

Решение проблемы формирования соленых подземных вод и рассолов в настоящее время невозможно без применения изотопных методов исследования. Одним из основных анионов в подземных водах этого типа является хлор, и исследование геохимии его изотопов очень важно для понимания процессов формирования соленых вод и рассолов.

Высокая химическая активность хлора позволяет ему соединяться практически со всеми химическими элементами, накапливаться в растворе вплоть до последних стадий испарительного концентрирования соленых растворов, но при этом не адсорбироваться минералами почв или глин и в незначительных объемах участвовать в обменных реакциях с карбонатами, силикатами или биогенными образованиями. Все это приводит к достаточно узкому диапазону процессов с фракционированием изотопов хлора в подземных водах: осаждению солей, ионному обмену, диффузии, ионной фильтрации.

В рамках данного исследования были проанализированы значения $\delta^{37}\text{Cl}$ в соленых водах и рассолах, вскрытых в пределах кимберлитовых полей Якутской алмазодобывающей провинции. Это крупнейшие месторождения алмазов на Сибирской платформе, сформировавшиеся в различных геологических и мерзлотно-гидрогеологических условиях.

На юго-западе провинции кимберлиты трубки Мир прорывают соленосные толщи нижнего и среднего кембрия. В нижней венд-нижнекембрийской части здесь сформировались крепкие и весьма крепкие хлоридные кальциевые и натриево-кальциевые рассолы, изолированные сверху соленосными карбонатами. В средней части межсолевые карбонатные толщи вмещают крепкие метаморфизованные рассолы хлоридного кальциевого и магниевых-кальциевого состава, а в верхней надсолевой части разреза вскрываются хлоридные натриевые рассолы выщелачивания.

Относительно стандарта среднеокеанических хлоридов (SMOC – Standard Mean Ocean Chloride), значение $\delta^{37}\text{Cl}$ которого принимается за 0 ‰ [4], хлоридные кальциевые рассолы находятся в отрицательной области ($\delta^{37}\text{Cl}$ изменяется от -0.32 до 0.04 ‰), а хлоридные натриевые в положительной ($\delta^{37}\text{Cl}$ до 1.54 ‰). Подобное распределение $\delta^{37}\text{Cl}$ в диапазоне от -1.67 до $+1.26$ ‰ характерно для крепких хлоридных кальциевых и натриевых рассолов юга Сибирской платформы. Следует отметить, что в солях Сибирской платформы $\delta^{37}\text{Cl}$ распределяется в близком интервале – от -0.8 до $+1$, а соли галита и сильвина, соответствующие поздним стадиям испарительного концентрирования, имеют отрицательные значения [2]. Низкие значения $\delta^{37}\text{Cl}$ в рассолах хорошо согласуются с экспериментальными данными по фракционированию $\delta^{37}\text{Cl}$ в результате испарения морской воды, в ходе которого в остаточном растворе происходит снижение $\delta^{37}\text{Cl}$ вплоть до бишофитовой стадии [3].

В пределах Далдынского кимберлитового поля трубки внедрились в карбонатные и глинисто-карбонатные породы венда и кембрия, содержащие рифогенные образования, прослой галита и гипса. Венд-нижнекембрийский и среднекембрийский водоносные комплексы сформировались в карбонатных и рифогенно-карбонатных толщах и вмещают крепкие и весьма крепкие хлоридные кальциевые рассолы. Верхнекембрийский комплекс выделяется в глинисто-карбонатных толщах, а соленые подземные воды и рассолы имеют хлоридный натриево-магниевый

кальциевый и кальциево-магниевого состав. Крепкие хлоридные кальциевые рассолы нижней части разреза имеют низкие величины $\delta^{37}\text{Cl}$ (от -0.40 до -0.20 ‰). В верхнекембрийском комплексе подземные воды имеют не очень широкий диапазон значений $\delta^{37}\text{Cl}$ – от -0.40 до $+0.50$ ‰. Выделенный диапазон совпадает со значениями $\delta^{37}\text{Cl}$ в образцах ксенолитов галита кимберлитовой трубки Удачной – от -0.43 до $+0.47$ ‰ [5].

Алакитское и Верхнемунское кимберлитовые поля находятся в северо-западной и северо-восточной частях Якутской алмазоносной провинции, однако их объединяет сходный геологический разрез осадочной толщи. В пределах Верхнемунского поля породы венда и нижнего кембрия перекрыты толщей терригенно-карбонатных пород среднего кембрия, сформировавшихся в нормально-морских условиях. В пределах Алакитского поля породы аналогичного возраста перекрыты терригенно-карбонатными породами верхнего кембрия и ордовика. Подземные воды в венд-нижнекембрийских комплексах представлены крепкими рассолами хлоридно-кальциевого состава, а в среднекембрийских, верхнекембрийских и нижнеордовикских – солеными водами и хлоридными рассолами с различным катионным составом. Для последних комплексов типичны положительные значения $\delta^{37}\text{Cl}$ с вариациями от $+0.04$ до $+1.30$ ‰.

На основе анализа распределения изотопов хлора (^{35}Cl и ^{37}Cl) в природных водах Земли авторам удалось детализировать общую картину формирования подземных соленых вод и рассолов Западной Якутии.

В ходе исследования выяснилось, что проявление кимберлитового магматизма не существенно повлияло на состав изотопов хлора в рассолах. Подземные воды, отобранные в местах разработки кимберлитовых трубок взрыва, сохранили черты типичных рассолов осадочных бассейнов Сибирской платформы.

Подземные воды зон трещиноватости кимберлитов имеют тесную гидравлическую связь с подземными водами вмещающих осадочных толщ, при этом их состав и величина минерализации схожи. Крепкие и весьма крепкие рассолы в карбонатных и рифогенных венд-нижне- и среднекембрийских толщах геохимически близки с водами подсолевых и межсолевых комплексов в бассейнах Сибирской и Североамериканской платформ (бассейн Пауло Дьюро, Техас) [1]. Особенности распределения $\delta^{37}\text{Cl}$ в рассолах, соленосных отложениях осадочных толщ и солей из ксенолитов указывают на тесную связь формирования рассолов с процессами испарительного концентрирования рапы в солеродных бассейнах и их последующей метаморфизации в различных условиях.

Слабые рассолы терригенно-карбонатных средне- и верхнекембрийских комплексов, как и подземные воды надсолевых комплексов, образовались в более открытых условиях. Величина значений $\delta^{37}\text{Cl}$ здесь, как правило, повышается, что, вероятно, обусловлено влиянием процессов растворения, диффузии и ионной фильтрации.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование соленых вод и рассолов Западной Якутии тесно связано с венд-кембрийскими обстановками соленакпления. Гидрогеохимическая зональность в пределах кимберлитовых полей тесно связана со строением осадочных бассейнов и литологией вмещающих пород, что указывает на большую роль процессов взаимодействия в системе «вода-порода».

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ-ГФЕН (проект № 14-05-91155) и РФФИ (проект № 13-05-01075).

Литература

1. Eastoe C.J., Long, A., Knauth L.P. Stable chlorine isotopes in the Palo Duro Basin, Texas: evidence for preservation of Permian evaporite brines // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 1375–1382.

2. Eastoe C.J., Peryt T.M., Petrychenko O.Y., Geisler-Cussey D. Stable chlorine isotopes in Phanerozoic evaporites // Applied Geochemistry. 2007. V. 22. P. 575–588.
3. Eggenkamp H.G.M., Kreulen R., Koster van Groos A.F. Chlorine stable isotope fractionation in evaporates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5169–5175.
4. Kaufmann R., Long A., Bentley H., Davis S. Natural chlorine isotope variations // Nature. 1984. V. 309. P. 338–340.
5. Polozov A.G., Svensen H., Sverre P. Chlorine isotopes of salts xenoliths from Udachnaya-East kimberlite pipe (Russia) // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract. 2008. № 9IKC-A-00249.

ОЦЕНКА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ С ПОМОЩЬЮ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН НА ДВУХ РЕЖИМАХ

Крыганов П.В., Афанаскин И.В., Вольпин С.Г.

Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, Москва,
kryganov@gmail.com

В последние годы для получения информации о фильтрационно-емкостных свойствах пласта и уточнения геологического строения пласта, наряду с традиционными гидродинамическими исследованиями, все чаще применяются альтернативные методы исследований. Это не только дает дополнительную информацию о пласте, но и в ряде случаев является необходимым условием для однозначного решения обратной задачи подземной гидромеханики. В частности, при исследованиях неоднородного коллектора нередко возникает ситуация, когда на диагностическом графике [1], построенном по кривой восстановления давления, однозначно не выделяется участок радиальной фильтрации, который позволил бы достоверно определить проницаемость, скин-фактор и пластовое давление. При этом обработка материалов гидродинамических исследований методом наилучшего совмещения с помощью специализированной программы показывает, что получить однозначное решение в этом случае затруднительно. Хорошее совмещение расчетной и фактической кривых забойного давления может быть получено при различных сочетаниях искомых параметров, в частности диапазон изменения проницаемости может составлять, например, от нескольких десятков до нескольких тысяч мД. Дополнительная информация о любом параметре позволила бы сузить поиск и, соответственно, приблизиться к решению проблемы неоднозначности.

В работах [2, 3] предложен метод для обработки кривых изменения давления при переходе работы скважины с одного режима на другой. Авторы этих работ полагают, что при исследованиях на двух режимах эффект влияния объема ствола скважины минимизируется или устраняется полностью. На самом деле эффект влияния объема ствола скважины при исследовании на двух режимах длится столько же, сколько и при обычном исследовании скважины методом восстановления давления. Однако исследование скважины на двух режимах позволяет предотвратить изменение коэффициента объема ствола скважины, что делает этот метод пригодным даже в тех случаях, когда другие виды исследований неприменимы.

Уравнение, описывающее радиальный неустановившийся приток жидкости к скважине в однородном бесконечном пласте на втором режиме работы с удовлетворительной точностью, можно представить в виде [2, 3]:

$$p_{wf} = m_1' \left[\log \left(\frac{t_1 + \Delta t}{\Delta t} \right) + \frac{q_2}{q_1} \log(\Delta t) \right] + p_{int}, \quad (1)$$

где p_{wf} – забойное давление при работе скважины на втором режиме с дебитом q_2 на момент времени Δt после изменения режима работы скважины, t_1 – продолжительность первого режима работы скважины с дебитом q_1 .

Из уравнения (1) следует, что график p_{wf} от $x = \left[\log\left(\frac{t_1 + \Delta t}{\Delta t}\right) + \frac{q_2}{q_1} \log(\Delta t) \right]$ имеет вид прямой линии с наклоном m'_1 и точкой пересечения с осью ординат p_{int} (рисунок).

Определив из указанного графика наклон прямой и точку пересечения с осью ординат, можно оценить следующие параметры пласта:

$$k = -\frac{21.5q_1 B \mu}{m'_1 h}, s = 1.1513 \left[\frac{q_1}{q_1 - q_2} \left(\frac{p_{wf}(\Delta t = 0) - p_{1hr}}{m'_1} \right) - \log\left(\frac{k}{\phi \mu c_t r_w^2}\right) + 3.0923 \right],$$

$$p_i = p_{int} - \frac{q_2}{q_2 - q_1} [p_{wf}(\Delta t = 0) - p_{1hr}],$$

где k – проницаемость (мД), ϕ – пористость (д.ед.), μ – вязкость (мПа·с), c_t – полная сжимаемость (1/бар), r_w – радиус скважины (м), B – объемный коэффициент ($\text{м}^3/\text{м}^3$), s – скин-фактор (б/р), p_i – пластовое давление (бар), p_{wf} – начальное давление на 2-м режиме (бар), q_1, q_2 – дебиты на 1 и 2-м режимах ($\text{м}^3/\text{сут}$), t – время (ч).

Для проверки эффективности данного подхода был рассмотрен пример исследований разведочной скважины на одном из месторождений Восточной Сибири, для которого фильтрационные параметры пласта были достоверно определены при интерпретации кривой восстановления давления с однозначным выделением на диагностическом графике участка радиальной фильтрации. Скважина исследовалась методами восстановления давления и затем методом установившихся отборов.

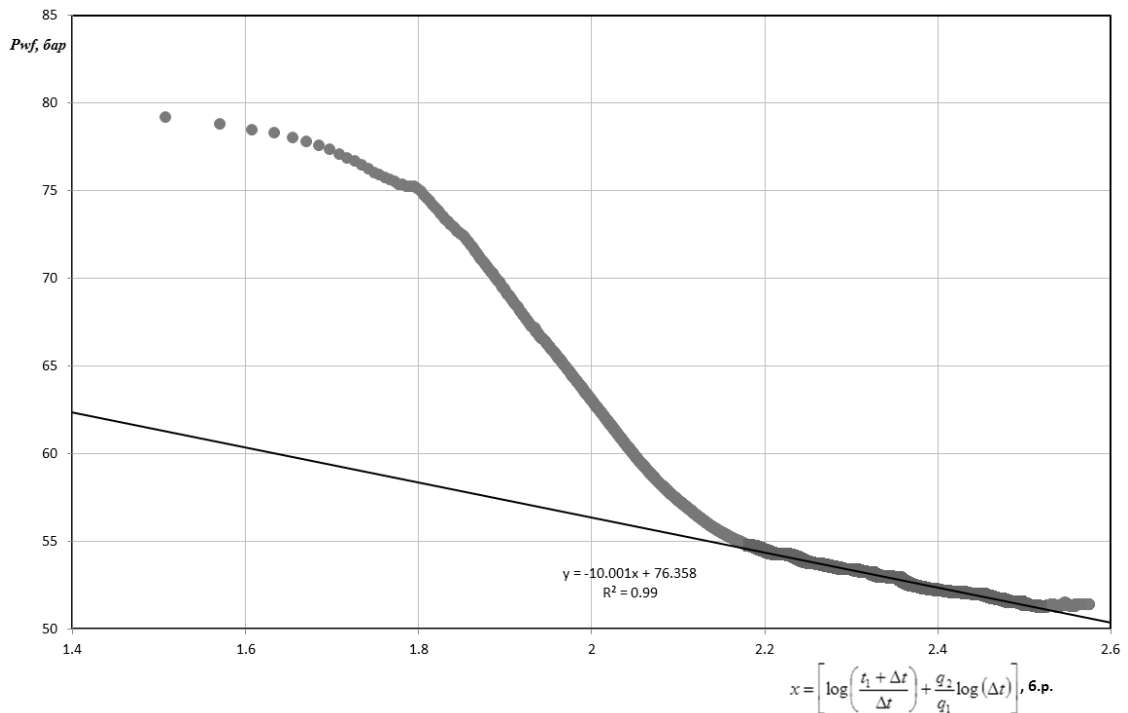


График изменения забойного давления при работе скважины.

Кроме кривой восстановления давления и индикаторной диаграммы были обработаны кривые изменения давления на каждом из режимов по методике, описанной выше. На рисунке представлена обработка одного из режимов, которая позволила определить проницаемость пласта 4.6 мД и пластовое давление 203.7 бар. Эти параметры оказались близки к результатам исследования методом восстановления давления (проницаемость пласта 5.8 мД и пластовое давление 205.6 бар). Значительное отличие скин-фактора (6 и 0 б/р) обусловлено изменением количества свободного газа на разных режимах. Полученные результаты говорят о высокой эффективности и достаточной для практических задач точности рассматриваемого подхода.

Литература

1. Bourdet D. A new set of type curves simplifies well test analysis // World Oil. 1983. May. P. 95–106.
 2. Эрлогер Р. Гидродинамические методы исследования скважин / Под ред. М.М. Хасанова. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 512 с.
 3. Russell D.G. Determination of formation characteristics from two rate flow test // J. Pet. Tech. 1963. Dec. P. 1347–1355.
-

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ «ВОДА-ПОРОДА» (НА ПРИМЕРЕ АЛГИНСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ И ТЕРМАЛЬНОЙ ВОДЫ СКВАЖИНЫ ВРЖИДЛО В КАРЛОВЫХ ВАРАХ)

Кузьмина Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Selenginsk2007@mail.ru

Выявлению происхождения микроэлементов в подземных водах посвящены многие работы. Согласно представлениям одних исследователей химический состав подземных вод формируется за счет взаимодействия воды с вмещающими породами [4]. Другие ученые связывают появление в воде ряда микроэлементов с магматическим происхождением [8].

Задача исследований заключалась в определении генезиса состава термальных вод Алгинского выхода и Карлововарских терм, располагающихся в схожих геодинамических обстановках и геолого-структурных условиях.

Алгинский термальный источник расположен на восточном борту Баргузинской впадины Байкальской рифтовой системы, у подножья Икатского хребта. Температура воды источника 20 °С, минерализация воды – 593 мг/л, химический состав воды – сульфатный натриевый с рН 8.07. В районе Алгинского источника преобладающим типом пород фундамента являются граниты Ангаро-Витимского батолита. Вместе с тем, там обнаружены небольшие выходы молодых вулканических пород с возрастом около 8 млн лет [6], характеризующихся андезитовым составом, отличающимся от состава вулканитов Байкальской рифтовой системы. В результате структурно-гидрогеологического анализа для БРС установлена прямая корреляционная зависимость [3], где с увеличением плотности разломов увеличивается количество естественных термальных выходов, а также меньшая раскрытость недр отразила «сохранность» тепла в них.

Термальные воды района Карловых Вар отобраны из скважины Вржидло, расположенной в Западной Богемии, в западной части Чешского массива, который формирует самую восточную часть области герцинской складчатости в Европе и охватывает Чехию и восточную часть Моравии [9]. В генезисе термальных вод региона решающее значение сыграл Эгерский рифт, возникший при возобновлении тектоге-

неза в древней мобильной зоне в третичный период. Температура воды составляет 30 °С, химический состав воды – гидрокарбонатно-сульфатный натриевый с рН 6.9, минерализацией 6158 мг/л и содержанием CO_2 – 560–580 мг/л.

В исследовании генезиса состава воды Алгинского источника и из скважины Вржидло применялось физико-химическое моделирование, выполненное с помощью программного комплекса «Селектор» [2].

На первом этапе физико-химического моделирования была выполнена проверка корректности термодинамических моделей, базирующаяся на реальных составах вод исследуемых терм. Химический состав модельных растворов задавался по независимым компонентам и рассчитывался соответственно при температурах 20 и 30 °С в равновесии с атмосферой. В модели Алгинского термального выхода был также рассчитан вариант без атмосферы.

На втором этапе было изучено предположение о поступлении всех химических элементов в термальные воды либо из гранитов либо формирование состава анализируемых вод зависит от участия ювенильного источника. Для Алгинского термального источника, наряду с гранитами, был использован и состав андезитовых пород. Проверка включала в себя изменение степени взаимодействия в системе вода – порода, выраженного коэффициентом, определяющим количество породы, взаимодействующей с 1 кг воды.

Полученные равновесные составы гидротермальных растворов отличаются от реальных химических составов подземных вод по содержанию U, Li, Rb, В, V, Мо, Sr, S – Алгинский термальный источник и по содержанию Ca, K, Fe, Mg – термы скважины Вржидло в Карловых Варах.

Высокие содержания отмеченных микроэлементов указывают на возможность существования мантийного источника их поступления. Вероятность происхождения таких микроэлементов из мантии согласуется с выводами о мантийном источнике гелия в гидротермах Байкальской рифтовой системы [5]. Что касается Li, другой возможной причиной его отклонения может быть то обстоятельство, что в термодинамических расчетах используются классические формулы для слоистых минералов, в которые элементы-примеси, такие как Li, не входят. Они представляют собой твердые растворы (т.е. в гранитах Li присутствует в слюдах). Однако для этих минералов термодинамические параметры отсутствуют. Поскольку гидроокислы, окислы, карбонаты лития в этих условиях не образуются, Li существует в модельной системе только в растворенном виде.

В дальнейшем будет продолжено физико-химическое моделирование процессов формирования состава исследуемых гидротерм с использованием программного комплекса «Селектор» [2] по объединенным сценариям: модели охлаждения (подъема) эндогенного флюида, где рассчитывается ряд равновесных состояний системы заданного состава при понижающихся температурах и давлениях согласно геобаротерме [1] и модели взаимодействия глубинного флюида с вмещающими породами (модель сквозной проточной мегасистемы) [7].

Литература

1. Зубков В.С., Степанов А.Н., Карпов И.К., Бычинский В.А. Термодинамическая модель системы С–Н в условиях высоких температур и давлений // Геохимия. 1998. Т. 36, № 1. С. 95–101.
2. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.
3. Кузьмина Е.А., Вергун А.В. Сопоставительная оценка термальных вод Байкальской рифтовой системы и Хангайского сводового поднятия // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Материалы Всерос. науч.-техн. конф. «Геонауки», посвященной 110-летию со дня рождения профессора С.А. Вахромеева и 75-летию со дня рождения профессора Г.С. Вахромеева. Вып. 9. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. С. 164–168.

4. Плюснин А.М., Чернявский М.К. Влияние температуры на формирование микрокомпонентного состава гидротерм Баргузинского Прибайкалья // Подземная гидросфера: Материалы Всерос. совещ. по подземным водам востока России. Иркутск: ИрГТУ, 2006. С. 104–107.
5. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 109–133.
6. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Миоценовая смена магматических источников на западном замыкании Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны: от неудавшегося пассивного рифтогенеза к активному // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всерос. симпозиума с международным участием и молодежной научной школы. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. Т. 2. С. 43–46.
7. Чудненко К.В., Карпов И.К., Мазухина С.И., Бычинский В.А., Артименко М.В. Динамика мегасистем в геохимии: формирование базовых моделей процессов и алгоритмы имитации // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 1. С. 45–61.
8. Arnorsson S.A. Geochemical study of selected elements in thermal waters of Iceland: Ph.D. Theses. L.: Roy. School of Mines, Imp. College, 1969. 353 p.
9. Vrba J. Thermal mineral water springs in Karlovy Vary // Environmental Geology. 1996. V. 27. P. 120–125.

ВЫЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ЮГЕ ЯКУТИИ

Лаврентьева Н.А., Давыденко Ю.А., Бухалов С.В.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический
университет, Иркутск, lavrenteva.anastasiya@gmail.ru

На Тымпучиканском ЛУ расположены зоны тектонических разломов с выходом траппов на поверхность. Наличие водопритоков в гидрогеологических скважинах во многих случаях напрямую зависит от наличия таких разломов, при этом необходимо учитывать геологические предпосылки и характер тектонических нарушений.

В 2014 г. сотрудниками ИрГТУ были проведены полевые электроразведочные работы методом электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП). Объем работ – 27.28 п.км. Идея ЭМЗВП заключается в максимально полном использовании информации от переходных процессов, возбуждаемых прямоугольными разнополярными импульсами, которые применяются в традиционных методах постоянного тока [2, 3]. Опорная модель для подбора кривых ЭМЗВП формировалась по ранее проведенным электроразведочным работам МПП и данным глубокого бурения, в результате чего были построены площадные карты УЭС (удельное электрическое сопротивление) и поляризуемости.

В 2014 г. по всей площади работ была проведена аэромагниторазведка. Данные обработаны следующим образом:

Выполнена предварительная обработка результатов аэрогеофизических съемок, включавшая для всех методов ввод данных и устранение эффекта «затяжек» (leveling) на основе фильтрации методом главных компонент [4], что позволило устранить нежелательные эффекты, осложняющие структуру анализируемых полей. В результате получена составляющая (ТА), анализ которой проводился с дальнейшим использованием функционала GelioSMI [1].

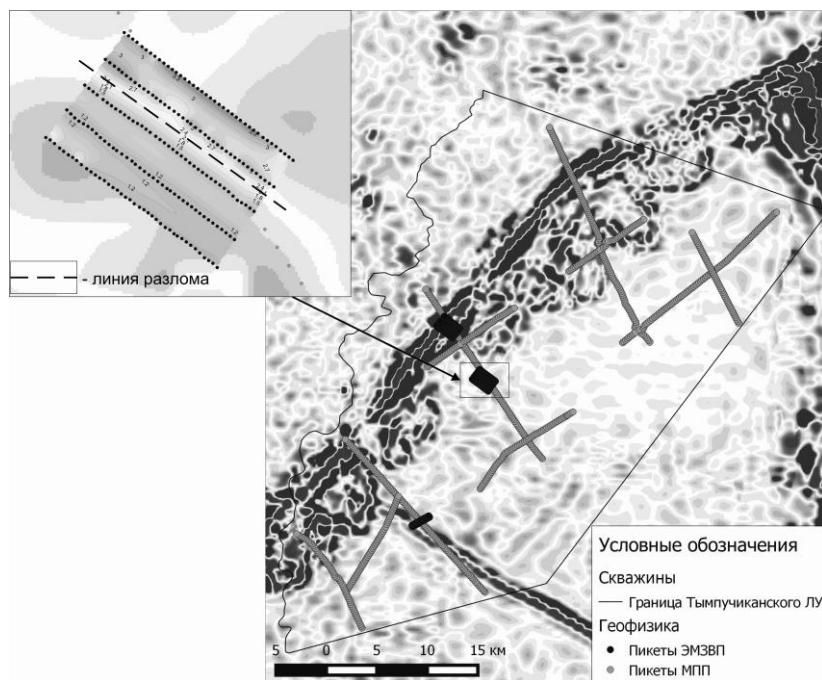
Для разделения магнитных эффектов, связанных с осадочным чехлом платформы была выполнена трехмерная линейная инверсия магнитного поля ТА с разделением составляющих вектора суммарной намагниченности для ячеек аппроксимирующей сетки. Для определения распределения намагниченности на значитель-

ную глубину горизонтальный размер ячеек был принят 4000×4000 м, а по вертикали было проведено разбиение на три слоя: 0–2000, 2000–5000 и 5000–9500 м.

Выделение локальной составляющей было выполнено посредством вычитания из поля ТА региональной составляющей TR в сочетании с подавлением выявившихся артефактов, для чего использовалась фильтрация методом главных компонент (ФМГК) и направленная фильтрация. В результате выделена локальная составляющая поля (ТВ), существенно более контрастно отражающая аномалии магнитных неоднородностей верхних частей разреза. Тем не менее использование для устойчивой инверсии поля значительного горизонтального размера ячейки 4000×4000 м привело к тому, что в поле ТВ проявляются также недокомпенсированные эффекты магнитных неоднородностей фундамента среднего размера (порядка 500–2000 м).

Для подавления в составляющей ТВ эффектов фундамента был использован алгоритм ФМГК в сочетании с робастной многомерной регрессией. Подавление относительно регулярных помех, связанных с артефактами пространственной фильтрации, позволило получить составляющую локального поля (TL), которая более контрастно отражает магнитные неоднородности осадочного чехла. По этой составляющей можно вполне надежно выделить линейные аномалии, связанные с дизъюнктивной тектоникой.

По полю TL, путем расчета медианного абсолютного отклонения (медиана абсолютных отклонений является устойчивым к выбросам аналогом среднеквадратического отклонения) в скользящих окнах различного размера – от 2000×2000 м до 5000×5000 м, с последующей сверткой данных методом главных компонент и восстановлением поля первой главной компоненты, получено поле робастной дисперсии (TD). По этому полю выделены зоны повышенной дисперсии поля, которые логично отождествлять с областями распространения продуктов траппового магматизма, характеризующихся, как известно, повышенной изменчивостью магнитного поля. Одна из таких зон, находящаяся в пределах лицензионного участка, явно приурочена к разлому северо-восточного простирания.



Карта аэромагниторазведки и УЭС.

В результате обработки данных аэромагниторазведки, выполненной с использованием методов робастного многомерного статистического анализа в сочетании с алгоритмами инверсии [1], получен набор карт, который используется для определения зон развития траппового магматизма, блокового строения территории и наличия тектонических нарушений. Сопоставление площадной съемки ЭМЗВП с локальными аномалиями, выделенными в результате обработки аэромагнитной разведки, подтверждает блоковое строение территории и наличие тектонических нарушений, которые выделяются по данным обоих методов.

Литература

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В. Технология интерпретации данных площадных геофизических работ в программном комплексе «GelioSMI» // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 115–120.
2. Крылов С.С. Геоэлектрика. Поля искусственных источников: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во С-Петербургского университета, 2004. 138 с.
3. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. V. 6. P. 341–353.
4. Davydenko A.Y., Grayver A.V. Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data // J. Appl. Geophys. 2014. V. 109. P. 266–280.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО АРСЕНТЬЕВСКОМУ ГАББРО-СИЕНИТОВОМУ МАССИВУ

Ласточкин Е.И., Буянтуев М.Д.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, gin-buryatia-07@yandex.ru

Арсентьевский массив, расположенный в Западном Забайкалье, по [1, 4] относится к двухфазной габбро-сиенитовой формации. В ней сиениты являются поздними дифференциатами субщелочной базальтоидной магмы, а щелочно-полевошпатовые сиениты относятся ко второй фазе.

Первые сведения о габбро-сиенитовых комплексах, распространенных в складчатом обрамлении юга и юга-запада Сибирской платформы, приведены в монографиях О.А. Богатикова [1] и В.Н. Довгаля [2], а более поздние в [3, 4]. В этих работах приведена характеристика геологического положения, возраст, петрографические сведения габбро-сиенитовых массивов Кузнецкого Алатау, западной части Восточного Саяна, Южного Прибайкалья.

Арсентьевский массив имеет овальную форму, удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км². Он сложен оливиновыми, керсутитовыми габбро, габбро, анортозитами, монцодиоритами, пироксенитами и сиенитами расслоенной серии (рис. 1).

Габброиды слагают южную часть массива, а сиениты – северную. Контакт габброидов с вмещающими породами и с прорывающими их щелочно-полевошпатовыми сиенитами неровный, с мно-гочисленными бухтообразными затеками. Основными породообразующими минералами габброидов являются плагиоклаз, клино- и ортопироксен, оливин, второстепенные – амфибол, биотит, калиевый полевой шпат. Основность плагиоклаза в оливиновом габбро составляет (An_{51–52}), габбро (An_{32–42}), в анортозитах не превышает An₄₅. Пироксениты состоят из пироксена (авгита), который замещается амфиболом. Сиениты сложены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (An_{16–25}), щелочно-полевошпатовые сиениты – щелочными полевыми шпатами, альбитом (An_{5–10}), амфиболом и биотитом, акцессорными магнетитом, апатитом.

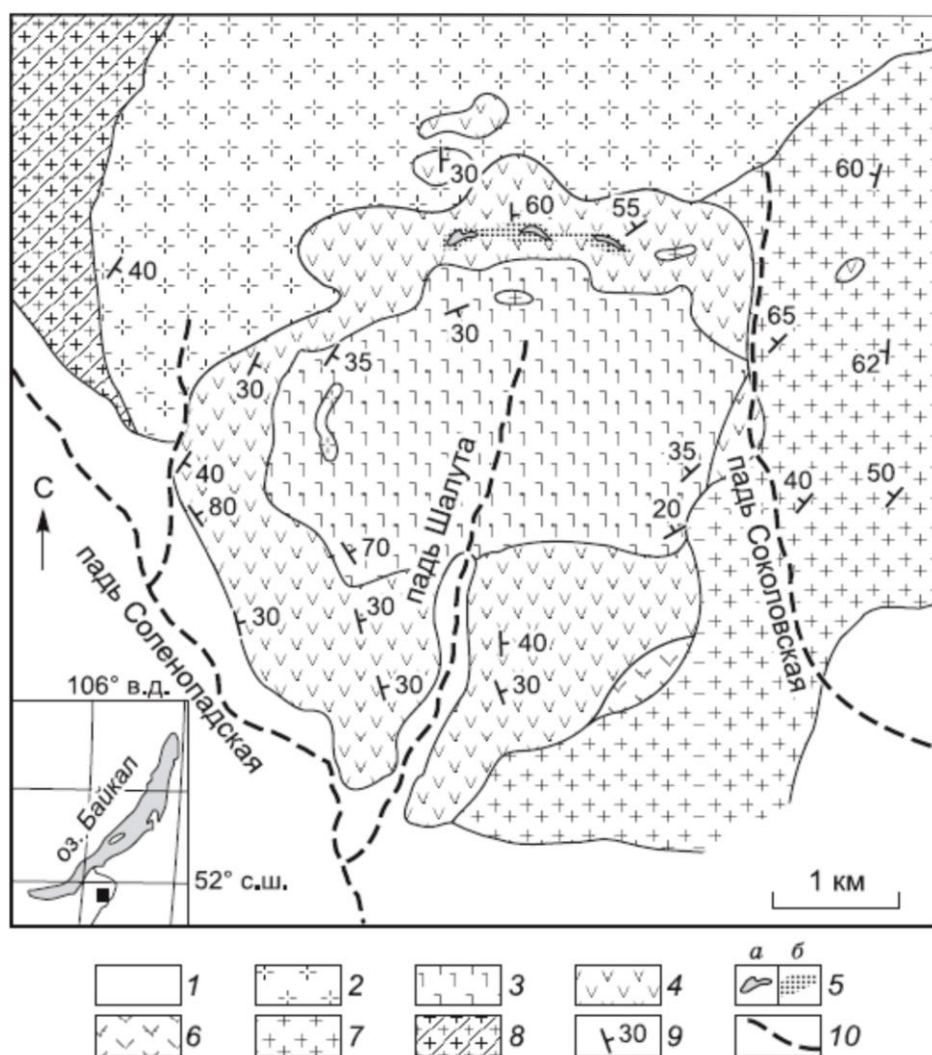


Рис. 1. Схематическая карта Арсентьевского габбро-сиенитового массива по [1, 4].
 1 – древние четвертичные отложения; 2 – сиениты; 3 – анортозиты и лейкогаббро;
 4 – трахитоидные оливиновые габбро, монцодиориты; 5 – ильменит-титаномagnetитовые массивные (а) и вкрапленные (б) руды; б – габбро, керсутитовые габбро, пироксениты;
 7 – диориты, гранодиориты, монцониты; 8 – гранитогнейсы;
 9 – элементы залегания трахитоидности; 10 – распадки.

По [3], (U-Pb) возраст габбро Арсентьевского массива 279.5 ± 2.0 млн лет. Изотопное датирование рубидий-стронциевым методом сиенитов II фазы составило 238 ± 22 млн лет. Возраст сиенитов массива по [1], полученный K-Ar методом, соответствует 168 ± 7 и 306 ± 15 млн лет. Омоложение сиенитов интерпретируется как следствие метаморфизма их под воздействием мезозойских гранитов.

Нами были изучены щелочно-полевошпатовые и биотитовые сиениты, находящиеся на периферии Арсентьевского массива. Проанализированные биотитовые сиениты по минеральному и химическому составу соответствуют расслоенным сиенитам первой фазы [4]. Из них был выделен циркон, по которому с помощью лазерной абляции определен уран-свинцовый возраст. Для биотитовых сиенитов он составил 226 ± 2.4 млн лет (рис. 2, а), а для щелочно-полевошпатовых сиенитов – 228 ± 2.4 млн лет (рис. 2, б). Щелочные сиениты раннекуналейского комплекса имеют возраст 278 ± 1.6 – 277 ± 1.3 млн лет, а щелочно-полевошпатовые сиениты позднекуналеского комплекса – 230.1 ± 0.7 – 229.1 ± 0.6 млн лет [5], при этом последние значения совпадают с нашими данными.

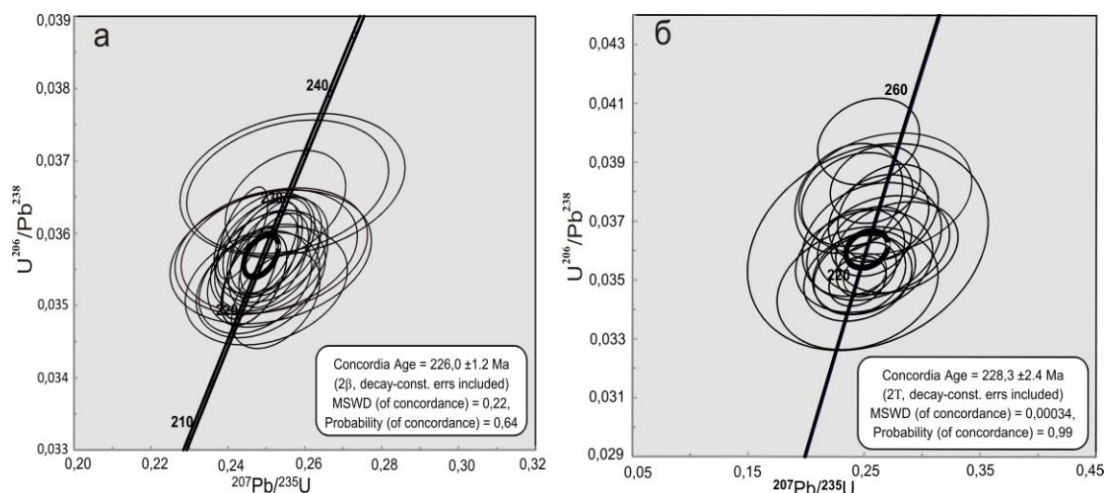


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией, составленная по результатам исследований цирконов Арсентьевского массива: а – биотитовых сиенитов, б – щелочно-полевошпатовых сиенитов.

Таким образом, по полученным геохронологическим данным биотитовые и щелочно-полевошпатовые сиениты Арсентьевского массива не являются единой габбро-сиенитовой магматической серией, а представляют собой более поздний щелочно-полевошпатовый позднекуналейский комплекс.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ОНЗ (проект № 10.3).

Литература

1. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 365 с.
2. Довгаль В.Н. Раннепалеозойские габбро-сиенитовые формации Центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1968. 208 с.
3. Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые Sims U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. Отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1. Вып. 38. С. 132–138.
4. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, № 6. С. 807–818.
5. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М, Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

ВАРИАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАСТВОРЕННОГО РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ ПРИ ПОДГОТОВКЕ И РЕАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Лопатин М.Н.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, flamewolf@mail.ru

Известно, что тектонические землетрясения происходят преимущественно в результате нарушений напряженно-деформированного состояния земной коры. Ими же обусловлены и изменения различных гидрогеодинамических и гидрогеохимических процессов, которые отмечаются как в процессе подготовки землетрясений, так и во время и после сейсмических событий. Газовый (радон, гелий и др.) состав под-

земных вод накануне землетрясений претерпевает изменения, причем в одних случаях наблюдается повышение содержаний газов, в других наоборот – понижение [2]. Более того, замечено, что корреляция содержаний этих газов иногда носит обратно пропорциональный характер: повышению одного из газов соответствует понижение другого и наоборот.

Исследование растворенного гелия в глубинной воде Байкала показало, что его концентрации при подготовке очагов землетрясений в течение определенного времени испытывают понижения и лишь накануне подземного толчка резко возрастают [4, 5].

Гидрогеодинамические данные, обусловленные сейсмичностью, свидетельствуют о том, что эффекты – предвестники землетрясений имеют преимущественно бухтообразную и ступенчатую форму кривых на графиках, отражающих изменения уровня подземных вод [3].

С 2009 г. мы ведем наблюдения за растворенным радоном в подземных водах Южного Прибайкалья и вариациями его содержаний, обусловленных подземными толчками, с целью поисков предвестников землетрясений. Впервые рассмотрены данные по влиянию сейсмичности на изменения концентраций растворенного радона в подземных водах Южного Прибайкалья. Установлено, что накануне землетрясений концентрации радона резко увеличиваются, а после сейсмического события так же резко падают. Это подтверждают экспериментальные данные об интенсивном выделении радона из пород перед их механическим разрушением [1].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00245).

Литература

1. Варшал Г.М., Соболев Г.А., Кольцов А.В. и др. Отделение летучих компонентов от пород при механических нагрузках как источник формирования гидрогеохимических аномалий в период подготовки землетрясений // Гидрогеохимические исследования на прогностических полигонах: Тез. докл. Всесоюзного совещания. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 23–26.
2. Киссин И.Г. Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982. 176 с.
3. Киссин И.Г. Гидрогеологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. № 8. С. 58–69.
4. Семенов Р.М., Лопатин М.Н. Поиск краткосрочных предвестников землетрясений в Южном Прибайкалье // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». 2013. Т. 6, № 1. С. 183–189.
5. Семенов Р.М., Смекалин О.П. Сильное землетрясение на Байкале 27 августа 2008 г. и его предвестники // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 521–528.

ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Магидов С.Х., Мусаев Г.Ю.

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала,
salavmag@yandex.ru

На современном этапе развития нарастающая техногенная деятельность вызывает ускорение темпов изменений в геологической среде, что в ряде случаев может стать причиной геозкологических катастроф не только локального, но и глобального уровня. В работе [1] на основе анализа влияния техногенной деятельности на сейсмичность за достаточно длительный период был сделан прогноз о том, что в ближайшей перспективе следует ожидать сверхсильных землетрясений с магнитудой 9 и выше. Этот прогноз подтвердился: в течение десятилетия было зафиксировано два землетрясения подобной мощности.

Особую опасность представляет нарастающая искусственная дефлюидизация недр, которая с течением времени становится глобальной: в таких крупных странах, как РФ, США, и некоторых других регионах негативные техногенные изменения недр приобретают недопустимые уровни и становятся потенциальным источником серьезных геоэкологических рисков [2].

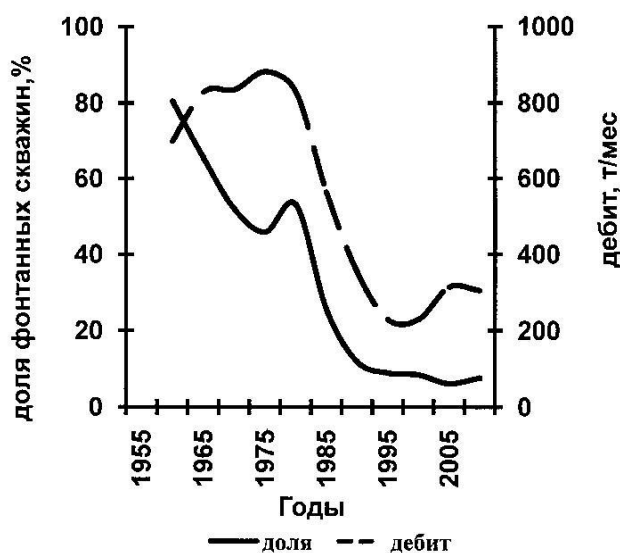
О масштабах изменения термобарических условий в водоносных горизонтах можно судить по степени истощения упругой энергии в недрах. Процесс истощения упругоэластического потенциала недр может быть наглядно проиллюстрирован, если проследить динамику доли фонтанных скважин за достаточно продолжительный период [3].

Изучению динамики упругоэластического потенциала недр посвящен и ряд других работ, опубликованных в последнее время. В основном они увязываются с деятельностью нефтегазодобывающей промышленности в связи с негативным влиянием падения пластовых давлений на эффективность извлечения углеводородного сырья. Практические мероприятия по поддержанию пластовых давлений, хотя и являются достаточно дорогостоящими, в ряде случаев позволяют замедлить истощение упругой энергии продуктивных пластов.

Ослабление усилий по поддержанию пластовых давлений соответственно приводит к дальнейшему сокращению упругой энергии недр. Указанная тенденция проиллюстрирована на рисунке.

Вероятно, именно по этой причине в последние три десятилетия в РФ происходит последовательное снижение упругоэластического потенциала недр не только на нефтегазовых, но и на термальных месторождениях [4].

Неблагоприятные тренды, выявленные представленными кривыми, свидетельствуют о существенных негативных изменениях техногенного генезиса, произошедших за относительно короткий период, и сигнализируют о неблагоприятном сценарии развития. Из рисунка следует, что существует определенная корреляция между долей фонтанных скважин и дебитом, который имеет явно выраженную тенденцию к падению. Локальный экстремум на кривой доли фонтанных скважин, по видимому, связан с интенсивной закачкой воды для поддержания пластовых давлений в начале 80-х годов.



Дебит нефтяных скважин в РФ и упругоэластический потенциал пластов.

Изменения, вызванные нарушением термобарического поля на значительных территориях, могут оказывать влияние на само протекание геодинамических процессов.

На изменение объема глинистых флюидоупоров может существенное влияние оказывать режим увлажнения. При увлажнении их объем может значительно увеличиваться, а это приводит, соответственно, к повышению давления в геологической среде. Иссущение же приводит, напротив, к уменьшению объема, что способствует снижению горного давления в прилегающих областях. При этом меняются и их свойства: при увлажнении эти геоматериалы приобретают большую пластичность по сравнению с хрупкими и прочными сухими глинами. Соответственно, это должно отражаться и на геодинамических процессах, если объемы этих глинистых материалов на изучаемой территории значительны, а в результате антропогенной деятельности происходит существенное изменение их увлажненности. Подобные изменения в геологической среде под воздействием техногенных факторов способны вызывать наведенную сейсмичность. Не исключено, что в механизме подготовки техногенного землетрясения играют и процессы с участием тонкодисперсных глинистых минералов, меняющих свойства в зависимости увлажнения или иссушения [5].

Литература

1. Магидов С.Х. О возможности проявления сверхсильных тектонических землетрясений // Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа. Махачкала, 2002. С. 86–88.
2. Магидов С.Х. Широкомасштабный геохимический и флюидодинамический «эксперимент» и его возможные последствия в ближайшей перспективе // Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М., 2009. С. 58.
3. Магидов С.Х., Мусаев Г.Ю. Истощение запасов упругой энергии пластов и сокращение добычи нефти // Материалы Всероссийской конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск, 2011. С. 167–168.
4. Магидов С.Х. Изменение упругого потенциала подземных вод в регионах бывшего СССР // Материалы III международной конференции: «Возобновляемая энергетика: проблемы и перспективы». Махачкала, 2014. С. 148–153.
5. Магидов С.Х. Влияние разработки нефтегазовых месторождений на литологические и петрофизические свойства горных пород и вероятность крупных геоэкологических катастроф // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск, 2013. Т. 2. С. 202–205.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ ДОВЕРХНЕРИФЕЙСКОГО РАЗРЕЗА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Маркова П.А.

Коми научный центр УрО РАН, Сыктывкар, polina.kolesnik@bk.ru

В официально утвержденных стратиграфических схемах Приполярного Урала в настоящее время в докембрийском разрезе выделяются следующие стратиграфические подразделения: няртинский метаморфический комплекс нижнего протерозоя, обрамляющие его маньхобеинская и шокурьинская нижнерифейские свиты; пуйвинская свита, включающая базальную ошизскую толщу среднего рифея. К верхнему рифею относятся хобеинская, мороинская (санаизская) и саблегорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста [4].

Няртинский гнейсомигматитовый комплекс слагает ядро Хобеизской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория, входящего в структуру Центрально-Уральского поднятия. Он слагает вытянутый в северо-восточном направлении одноименный блок длиной 65 км. В разрезе

зе няртинского комплекса наибольшее распространение имеют гранат и гранатсодержащие слюдястые гнейсы и кристаллические сланцы. В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, кварциты и мрамора [3].

Маньхобеинская свита сложена двуслюдяными и мусковитовыми сланцами, переслаивающимися с амфиболовыми сланцами и кварцитами.

В составе щокурьинской свиты преобладают карбонатсодержащие породы: слюдяные мрамора и известковые слюдяные кристаллические сланцы. Пуйвинская свита сложена слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых и известковистых сланцев и кварцитов. В основании свиты выделяется ошизская толща кварцитов с линзами конгломератов [3].

Более ранние исследования предшественников показали, что исходными породами для гнейсов и кристаллических сланцев няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит в большей степени являлись песчанистые разности, а для пуйвинской свиты – глинистые отложения. Среди метабазитов стратиграфических подразделений выделяются как апоинтрузивные, так и апоэффузивные разновидности. Имеются также ранние сведения о геодинамических обстановках пород няртинского комплекса. Предшественники считали, что гнейсы и кристаллические сланцы сформировались на субстрате мощных терригенных формаций, приуроченных к внутренним частям континентов. По особенностям химического состава амфиболиты няртинского комплекса аналогичны платформенным габброидам [2, 3].

Отметим, что вопрос о стратиграфической позиции доверхнерифейских отложений Приполярного Урала в настоящее время является предметом острых дискуссий. Как на Приполярном Урале, так и в других районах северной части Урала появляется все больше данных, что няртинский комплекс и маньхобеинская свита (а также, возможно, и щокурьинская свита) принадлежат одному структурному ярусу – нижнепротерозойскому, а верхнедокембрийский разрез начинается со среднерифейской пуйвинской свиты [1].

Нами изучено распределение РЗЭ в доверхнерифейском разрезе Приполярного Урала. По распределению РЗЭ метабазиты няртинского комплекса близки к базальтам задуговых бассейнов, гнейсы и кристаллические сланцы – к образованиям континентальных островных дуг. Близкая картина распределения РЗЭ получилась для пород маньхобеинской свиты. Метабазиты пуйвинской свиты, судя по распределению РЗЭ, относятся к известково-щелочным базальтам, а паропороды – к образованиям океанических островных дуг.

Таким образом, результаты изучения распределения РЗЭ не подтверждают ранее сделанные выводы о геодинамических условиях образования пород доверхнерифейского разреза Приполярного Урала. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. В то же время полученные данные о распределении РЗЭ подтверждают представление о принадлежности пород няртинского комплекса и маньхобеинской свиты к одному структурно-вещественному подразделению.

Литература

1. Колесник (Маркова) П.А., Бушенев А.А. Взаимоотношения ниже- и верхнепротерозойских образований на Приполярном Урале: история исследований и современное состояние проблемы // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России». Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 13–16.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.
3. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА НА МОБИЛИЗАЦИЮ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ

Марчук М.В., Левин А.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, marin@crust.irk.ru

Проведено исследование влияния водного флюида различной степени окисленности на алюмосиликатную гранитную матрицу при различных РТ параметрах. Целью проведенных исследований являлось изучение кинетики перераспределения петрогенных и рудных элементов в гранитной системе в термоградиентном поле под воздействием флюидов. При этом важно было не получить абсолютные значения, а определить тенденции переноса.

Эксперименты проводились в стандартных автоклавах при $T=450\text{--}500$ °С, $P=500\text{--}1000$ атм, температурный градиент составлял 50 °С, длительность – от 250 до 1500 ч. Окисленный флюид образовывался в результате взаимодействия 50% $H_2O+50\%$ H_2O_2 (10- или 20%-ной концентрации). Восстановленный флюид образовывался за счет термического разложения этилового спирта (50% $C_2H_5OH + 50\%$ H_2O). Контроль состава флюида осуществлялся методом газового хроматографического анализа. Некоторые сечения систем $C_2H_5OH+H_2O$ и O_2+H_2O рассчитывались с помощью программного комплекса «Селектор С» [1].

Исходная порода представлена среднезернистым лейкократовым гранодиоритом Мунку-Сардыкского массива Сархойского комплекса Восточного Саяна [2], состоящим из плагиоклаза – 47% , кварца – 24% , ортоклаза – 12% , роговой обманки – 7% , биотита – 7% , акцессорных минералов (апатит, циркон, сфен, ильменит, ортит). В качестве источника рудных и петрогенных компонентов использовалось гранитное стекло, обогащенное рудными элементами (Li, Rb, Cs, Be, Zn, Pb, Sn, Cu). Стекло было получено путем двукратного дробления, истирания и плавления природного гранита. Дробленный гранодиорит с добавкой гранитного стекла помещался в стандартный автоклав. Расположение пробы фиксировалось мембранными ограничителями.

В результате проведенных экспериментов установлено, что при взаимодействии гранитной матрицы с флюидом окисленного состава происходит значительная дифференциация системы с образованием зоны минимального окисления в центральной части термоградиентной колонки. Проведенный анализ отношения Fe^{2+} и Fe^{3+} , рассчитанного по данным силикатного анализа, показал уменьшение степени окисленности Fe в центральной части термоградиентной колонки, что выражается в уменьшении количества гематита в данной области по сравнению с краевыми частями. Одновременно с этим отмечено увеличение количества ильменита с 0 до 0.38% в нижней части автоклава. Образование рутила в средней части колонки указывает на разложение биотита. После экспериментов в восстановленной системе соотношение Fe_2O_3 и FeO не изменяется по сравнению с исходным материалом, что подтверждается равномерным распределением магнетита и ильменита во всем объеме термоградиентной колонки с небольшой тенденцией их накопления в ее центральной части.

В экспериментах длительностью 1500 ч во флюиде состава H_2O+O_2 отмечена аккумуляция Ti, Nb, Rb, Sn, S, Pb, Ga, Mn, Ni, Zn в высокотемпературной (нижней) части термоградиентной колонки. Установлено, что при различных условиях – вне зависимости от состава флюида и длительности экспериментов – содержание Ca в образцах остается практически неизменным с незначительной аккумуляцией этого элемента в высокотемпературной части колонки. В экспериментах длительностью до 250 ч Ba накапливается в средней части автоклава в окислительной и восстановлен-

ной системах, при большей длительности эксперимента (до 1500 ч) происходит вынос Ва из нижней части автоклава.

Для высокотемпературной зоны при длительных выдержках характерен вынос Si с привносом К, Na, Fe, наблюдается изменение соотношения породообразующих минералов Q-Pl-Or. В верхней части колонки увеличивается содержание Q, происходит окварцевание породы. К, Na, Al, Ca перераспределяются, увеличивая содержание плагиоклаза и ортоклаза в нижней части термоградиентной колонки, причем их соотношение не изменяется. Перераспределение компонентов в окислительной среде при небольших выдержках аналогично, но тренд не так явно выражен из-за меньшего времени воздействия. При воздействии восстановительного флюида происходит лишь увеличение содержания кварца в породе в целом и практически не наблюдается изменения соотношения породообразующих минералов.

Смоделированная в данной работе система не рассматривается как равновесная, так как приходится учитывать преобладание твердой фазы над жидкой, твердость термоградиентной колонки, рост новых кристаллов в ней, а также кратковременность экспериментов (до 1500 ч). Массоперенос в данной системе осуществляется главным образом за счет конвекции, однако четко прослеживается тенденция направленности развития процесса. Проведенные исследования позволяют более обоснованно создавать модели и реконструкции природных процессов, протекающих под воздействием эндогенных в разной степени восстановленных флюидов. Исследования однозначно подтверждают существенную роль термического градиента во флюидных замкнутых системах [3, 4]. Комплекс проведенных исследований подтверждает универсальность флюидных систем как основного механизма переноса рудных и петрогенных элементов при минимальном объеме флюида.

Литература

1. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео, 2010. 287 с.
2. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
3. Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.

ВРЕМЕННОЙ ИНТЕРВАЛ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Mezhelsofya@gmail.com

Вулканогенно-осадочная структура Ветреный Пояс расположена на юго-востоке Фенноскандинавского щита. Простирается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15 до 85 км. На северо-востоке граничит по зоне глубинного регионального надвига с Беломорским подвижным поясом, а на юго-западе с Карельской гранит-зеленокаменной областью. В основании разреза несогласно на лопийских образованиях залегает токшинская свита, сложенная молочно-белыми хорошо сортированными кварцитами. Выше идет вулканогенная киричская свита андезибазальтов и андезитов. Ее сменяет слаборазвитая по площади калгачинская свита конгломератов с галькой гранитоидов фундамента. Далее по раз-

резу следует комплекс терригенно-осадочных пород кожозерской и виленгской свит, в основном это карбонаты, песчаники, мергели, аргиллиты и алевролиты. В кровле разреза находится вулканогенная свита ветреного пояса, сложенная коматиитовыми базальтами и туфами.

По данным [2], в пределах г. Голец четко выделяются три пачки: подушечные лавы, залегающие на метатуфах и туфоконгломератах виленгской свиты, сложно-дифференцированные покровы и подушечные лавы со столбчатой отдельностью. Две пробы были отобраны из дифференцированного лавового потока на северо-восточном склоне г. Голец. Одна проба представляет собой расскристаллизованную часть потока, а вторая – зону со структурой спинифекс пироксенового типа, что было подтверждено при петрографическом и геохимическом изучении.

Ультрабазитовый массив Руйга огибает с востока г. Голец в виде «подковы» и по данным [2] четко дифференцирован на три зоны снизу вверх: меланогаббро-норитовая, перидотитовая и габбровая. Авторами была отобрана проба восточнее г. Голец. При петрографо-геохимическом изучении было установлено, что данное обнажение относится к меланогаббро-норитовой части массива.

Ранее проводилось Sm-Nd и Re-Os датирование вулканитов свиты ветреного пояса, и, по данным [4], возраст вулканитов лежит в пределах 2.49 ± 35 и 2.41 ± 34 млрд лет и отвечает палеопротерозою. Для дифференцированных пород интрузива Руйга по данным [2] был получен Sm-Nd возраст 2.39 ± 0.05 млрд лет. Также была предпринята попытка Rb-Sr датирования данных пород вышеуказанными авторами, но Rb-Sr система оказалась нарушенной. По вулканитам проводилось Sm-Nd датирование, по данным [3] для валовой пробы изохронный возраст составляет 2.42 ± 80 млн лет, U-Pb данные находятся в пределах 2.84 ± 33 до 2.52 ± 35 млрд лет, как для ядер, так и для кайм цирконов. Возраст 2.44 ± 24 млрд лет был получен только для одной каймы зонального зерна.

Отобранные пробы были переданы в лабораторию геохронологии и изотопной геохимии ИГ КНЦ РАН. Из всех проб были выделены единичные зерна цирконов и проведено U-Pb датирование на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT-262.

Из расскристаллизованной части лавового потока был выделен циркон изометричной формы, возможно оплавленный, водяно-прозрачного цвета. Содержание U достаточно низкое – около 99 ppm, содержание свинца – 1.34 ppm, вероятно, данный циркон является магматическим, конкордантный возраст составляет 2405 ± 5 млн лет. В пробе базальта со структурой спинифекс пироксенового типа также выделено единичное зерно длиннопризматической формы светло-желтого цвета, поверхность слабокорродированна. Содержания U и Pb низкие – 2.15 и 9.03 ppm. Скорее всего, данный циркон является магматическим. Его конкордантный возраст составляет 2850 ± 5 млн лет. Учитывая древний возраст, данный циркон можно отнести к ксеногенному типу. Из габбро-норитов интрузива Руйга было выделено три зерна, отличающиеся друг от друга. Первое зерно представлено длиннопризматическим кристаллом молочного цвета, содержание U 248 ppm, Pb 158 ppm. Второе зерно представляет собой обломок светло-желтого цвета изометричной формы, содержание U 201 ppm, Pb 127 ppm. Третье зерно также представлено полупрозрачным обломком молочного цвета, для него содержания U и Pb 176 и 111 ppm соответственно. Для всех зерен типичны относительно невысокие содержания U и Pb, что характеризует их как магматические. Изохрона, построенная по трем точкам, имеет верхнее пересечение 2415 ± 11 млн лет СКВО ± 0.71 и отражает возраст кристаллизации габбро-норитов. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 317 ± 75 млн лет. Учитывая ошибку, можно предположить, что данная цифра связана с позднедевонской тектономагматической активизацией и внедрением кимберлитовых трубок Архангельской провинции. Ранее авторами было проведено U-Pb датирование детрито-

вых цирконов из кварцитов токшинской свиты, залегающей в основании структуры. В ходе анализа возраста цирконов были установлены возможные источники сноса и самыми молодыми оказались цирконы с возрастом 2650 млн лет. Следовательно, кварциты формировались позже указанного времени [1].

Полученные U-Pb данные по вулканитам свиты ветреного пояса и перидотитам интрузива Руйга подтвердили предыдущие данные и сняли сомнения о их палеопротерозойском возрасте. Полученные ранее данные по цирконам из кварцитов токшинской свиты позволили установить верхнюю возрастную границу, после которой происходило их формирование. Таким образом, структура Ветреного Пояса формировалась в интервале 2650~2415 млн лет.

Авторы выражают огромную благодарность д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой за проведение изотопно-геохронологических исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00559-а).

Литература

1. Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Вероятные источники обломочного материала при формировании кварцитов токшинской свиты Ветреного Пояса по данным анализа детритовых цирконов // Известия вузов. Геология и разведка. 2014. № 5. С. 11–17.
2. Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Костицын А.Ю., Покровский О.С., Васильев М.В. Интрузив Руйга как типовой представитель малоглубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации ветреного пояса, Юго-Восточная Фенноскандия // Петрология. 2008. Т. 16, № 6. С. 571–592.
3. Смолькин В.Ф., Шарков Е.В., Лохов К.И., Сергеев С.А. Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного Пояса палеопротерозоя по данным исследований U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах (Восточная Карелия) // Доклады академии наук. 2011. Т. 439, № 4. С. 1–6.
4. Puhtel I.S., Naase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ЗСБ НА СТАДИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ (НА ПРИМЕРЕ КАРТИРОВАНИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ САХА, ЯКУТИЯ)

Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А.

Иркутское электроразведочное предприятие, Иркутск, mnv@ierp.ru

На сегодняшний день основные разведанные запасы нефти и газа в пределах Восточной Сибири сосредоточены в палеозойских венд-нижнекембрийских отложениях. Рифейские же отложения, многими исследователями рассматривающиеся как основной нефтегазогенерирующий комплекс Сибирской платформы, изучены крайне слабо.

Низкая региональная изученность Восточной Сибири, на которую приходится большая часть Сибирской платформы, предопределяет проведение поисковых геологоразведочных работ, которые позволят пролить свет на перспективы нефтегазоносности и закономерности локализации рифейских природных резервуаров.

Одной из наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении на территории Сибирской платформы является северо-восточная часть Северо-Алданской нефтегазоносной области [2]. В пределах данной области, на территории

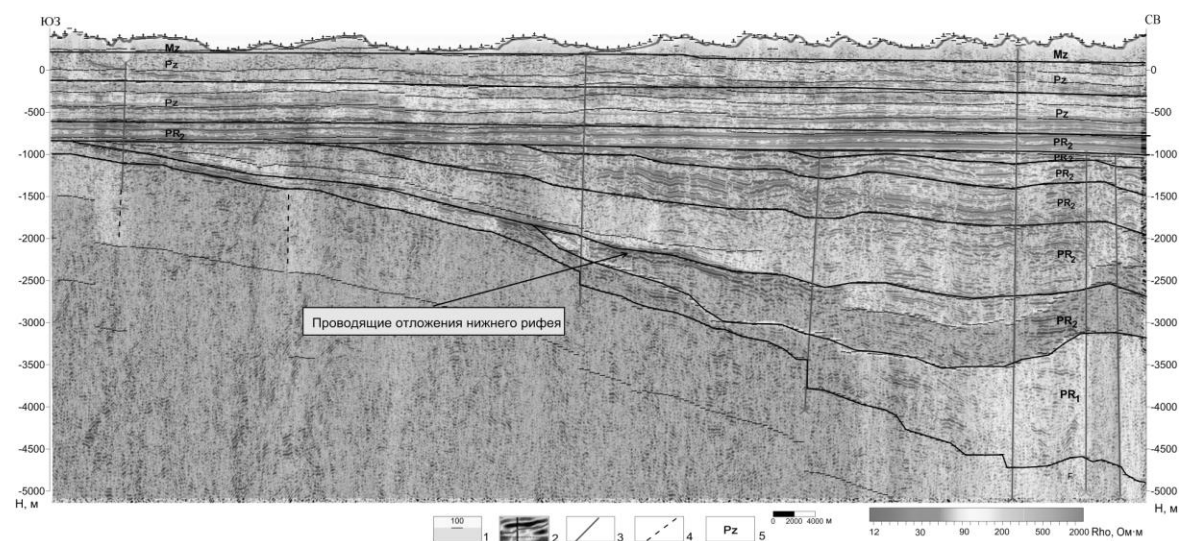
Алдано-Амгинской площади исследования, с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности рифейского, венд-нижнекембрийского терригенно-карбонатных комплексов были проведены комплексные геофизические работы.

Метод зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) является наиболее чувствительным к проявлению проводящих горизонтов в разрезе, что позволяет с высокой точностью картировать горизонты-коллекторы. Геоэлектрический разрез Алдано-Амгинской площади является благоприятным для изучения методом ЗСБ ввиду высокого сопротивления вмещающих древних отложений и низкого – горизонтов-коллекторов.

В тектоническом отношении площадь расположена в зоне сочленения Алданской впадины Алдано-Майского прогиба с восточным склоном Алданской антеклизы. Осадочный чехол территории исследования представлен отложениями мезозойской, палеозойской и протерозойской групп.

Особенности тектонического строения территории исследования находят свое отражение в распределении геоэлектрических параметров разреза. По данным электроразведочных работ ЗСБ, на карте кажущейся суммарной проводимости площадь делится на западную (пониженной проводимости) и восточную (повышенной проводимости) части, отождествляющиеся с восточным склоном Алданской антеклизы и Алданской впадиной Алдано-Майского прогиба соответственно.

По резкой смене геоэлектрических параметров уверенно выделяется зона сочленения Алданской впадины Алдано-Майского прогиба с восточным склоном Алданской антеклизы. В районе сочленения структур отмечается нарастание суммарной проводимости, связанное с появлением в разрезе рифейских отложений. По смене геоэлектрических параметров так же уверенно проводится граница выклинивания рифейских отложений. При условии сопутствия подобным участкам пониженных значений сопротивления можно говорить о УВ-перспективности отложений рифея в зонах выклинивания.



Сейсмогеоэлектрический разрез Алдано-Амгинской площади.

1 – геоэлектрические горизонты и их сопротивления, Ом·м; 2 – глубинный сейсмический разрез с корреляцией отраженных волн; 3 – тектонические нарушения по данным сейсмо-разведочных работ; 4 – тектонические нарушения по данным электроразведочных работ ЗСБ; 5 – индекс стратиграфического подразделения.

Наличие проводящих объектов в отложениях верхнего и среднего рифея на геоэлектрических разрезах по данным ЗСБ может свидетельствовать о присутствии зон улучшенных коллекторских свойств. Понижение значений сопротивления в наиболее погруженных частях (нижний рифей) Алданской впадины также может быть связано с наличием коллектора (рисунок).

В отложениях нижнего протерозоя отмечаются субвертикальные участки пониженного сопротивления, вероятно, контролирующие зону разуплотнения, по которой мог происходить привнос гидротермальных флюидов.

Участки понижения сопротивления в виде вертикальных «столбов» в интервале глубин 2500–7000 м отмечаются и в высокоомных породах фундамента Алданской впадины и, по всей видимости, могут быть связаны с зонами неоднородностей в породах фундамента, контролируемых тектоническими нарушениями.

Проведенные региональные геофизические исследования позволили получить новые и уточнить ранее полученные данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности территории исследования. Объекты пониженного сопротивления, зафиксированные практически во всех подразделениях рифея Алданской впадины, позволяют предполагать здесь наличие зон улучшенных коллекторов, что является немаловажным фактором в изучении рифейских резервуаров Сибирской платформы.

Представляется, что подобные исследования должны проводиться на всех малоизученных территориях Сибирской платформы. Одной из таких территорий является район Предпатомского регионального прогиба, расположенного в юго-восточной части Сибирской платформы. Территория прогиба чрезвычайно слабо изучена как геофизическими, так и буровыми работами [1]. Проведение региональных геологоразведочных работ на территории Предпатомского прогиба позволит пролить свет на ранее не изученные отложения рифея.

Литература

1. Мигурский А.В., Ефимов А.С., Старосельцев В.С. Новые направления нефтегазопроисковых работ в Предпатомском региональном прогибе (Сибирская платформа) // Геология нефти и газа. 2012. № 1.
2. Нафиков И.Ф. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8, № 3.

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ КОБАЛЬТМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ С-3 ПАЦИФИКИ

*Михайлик П.Е. * **, Ханчук А.И. * **, Михайлик Е.В. *, Зарубина Н.В. *, Баринов Н.Н. **

** Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

*** Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, mikhailik@fegi.ru*

В кобальтбогатых железомарганцевых корках (КМК) и конкрециях (ЖМК) золото установлено только при электронно-микроскопических исследованиях. В КМК оно выявлено в виде единичных частиц удлинено-овальной формы длиной до 0.8 мкм, в ЖМК – обнаружено в виде округлых и удлинено-овальных частиц до 0.5 мкм, а также хлопьевидных образований до 3 мкм [1].

Материалом для исследования послужили образцы КМК, драгированные в рейсе 91-АВ-19/4 (1991 г.) НИС «Академик Александр Виноградов» со склона се-

верного вулканического конуса с глубины 1650 м ($51^{\circ}29'35''$ – $51^{\circ}29'6''$ с.ш.; $167^{\circ}38'36''$ – $167^{\circ}38'53''$ в.д.), максимальной толщины 150 мм.

КМК гайота Детройт характеризуется плитчатым строением. Видны трещины, как развитые по наслоению, так и поперечные. Верхние 18 мм выделяются буровато-коричневой окраской, столбчатой и плейчатой ультраструктурами. Оставшаяся (большая) часть образца представлена смоляно-черным антрацитовидным слоем. В нижней и центральной частях этого слоя преобладает тонкослоистая микроструктура, а в верхней – мелкослоистая. Ультраструктура антрацитовидного слоя коллоидно-морфно-ячеистая. Таким образом, КМК гайота Детройт являются двухслойными и резко отличаются от трехслойных корок гайотов тропических и субтропических широт Тихого океана, характеризующихся повсеместным присутствием промежуточного пористого слоя [2].

Минеральный состав рудных слоев представлен вернадитом, за исключением подошвы антрацитовидного слоя, где отмечены бернессит, 10\AA -манганит и франколит. Среди нерудных определены кварц, плагиоклаз и глинистые минералы, количество которых в верхнем буровато-коричневом слое максимально.

По химическому составу КМК тяготеют к рудам периферии ложа собственно Тихого океана и содержат (в %) 9.99–28.9 Mn, 13.06–31.25 Fe, 3.44–9.16 Si, 0.48–2.06 Al, 1.45–6.46 Ca, 0.91–1.79 Mg, 1.66–2.31 Na, 0.48–1.27 K, 0.40–2.5 P, 0.70–1.00 Ti. Содержание рудных металлов (в г/т) следующее: 1647–4232 Co, 803–4293 Ni, 117–1372 Cu, 482–724 Zn.

Выполненные анализы по распределению золота в КМК гайота Детройт показали, что среднее содержание (88 мг/т) существенно превышает все известные в литературе усредненные данные. Кроме того, от основания КМК к центру видно неравномерное распределение золота, варьирующееся от 50 до 100 мг/т, а в верхней половине образца фиксируется монотонное распределение (90–110 мг/т). Такое распределение позволяет предположить дополнительный привнос золота в верхние слои КМК, увеличивших более чем вдвое его концентрацию относительно фоновой.

Морфология и химический состав пластинок золота свидетельствуют об отложении их в тонких трещинах, развитых в различных направлениях КМК. Скопление частиц подобной формы и размеров указывает на аллотигенную природу. Первое появление золотин отмечено на размывтой поверхности, приуроченной к границе среднего и позднего миоцена.

Источником самородного золота, вероятно, были залегающие гипсометрически выше КМК, размыв которых в кратковременные этапы усиления скоростей придонных течений привел к гравитационному перемещению пластинок и последующей их концентрации в микрозападинах поверхности. Установлено, что высокие концентрации золота имеют толеиты гавайского типа, которыми сложен гайот Детройт. При фоновом содержании золота в океанических толеитах 1–2 мг/т в аналогичных базальтоидах гавайского типа его средние концентрации составляют 17.5–24.5 мг/т [3]. Наши наблюдения по перемещению «косового» золота вдоль морского побережья Восточной Камчатки от коренного источника до места отложения показали, что максимальное расстояние достигает 30 км. Современное положение гайота Детройт и, тем более, его местоположение в среднем миоцене (перемещение океанической плиты в северо-западном направлении со скоростью 0.3° в млн лет), характеризующемся климатическим оптимумом, полностью исключают возможность привноса золота с континента.

Изложенные факты дают основание считать, что золото имеет низкотемпературное гидротермальное происхождение. Согласно [4], формирование гидротермальных флюидов происходит вследствие проникновения морской воды в толщу океанической коры, где нагретые хлоридные растворы, выщелачивая базальтоиды, насыщаются металлами, в том числе и благородными. В периоды вулканотектониче-

ской активизации происходит оживление старых и формирование новых разломов. По высокопроницаемым зонам трещиноватости гидротермальные флюиды поднимаются к поверхности дна и в расположении природных окислителей (железомарганцевые образования, обогащенные органическим веществом [3, 4]) отлагаются в их тонких трещинах. Подтверждением данной схемы служат результаты детального анализа пластинок самородной меди, выявленной в керне скв. 884 подводной горы Детройт как в базальтоидах субстрата, так и в перекрывающих осадочных породах вплоть до среднего миоцена [5]. Медная минерализация в керне приурочена только к плоскостям разрывных нарушений, а размеры и морфология поверхностей самородных пластинок меди близки изученным нами пластинкам золота. Совпадает и время их формирования. Кроме того, в ассоциации с пластинками золота в образце из верхнего антрацитовидного прослоя КМК Детройта нами была встречена небольшая пластинка самородной меди.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о низкотемпературном гидротермальном образовании пластинок золота в КМК гайота Детройт в этап среднемиоценовой вулканотектонической активизации, последующем их переотложении и концентрации в микрозападинах поверхности корок. Следует отметить, что данный этап вулканотектонической активизации проявился и на гайотах Магеллановых гор, где выявлены среднемиоценовые базанитовые шлаковые конусы [2].

Исследование выполнено при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 15-1-1-008_о).

Литература

1. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1989. 288 с.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
3. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
4. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
5. Rea D.K., Basov L.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. 690 p.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Михеева Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, mikheeva@crust.irk.ru

В отложениях ранней и средней юры (тоар-байос) Иркутского угольного бассейна в разное время были обнаружены вулканогенные и вулканогенно-осадочные прослои, по которым есть лишь обрывочные сведения. По имеющимся литературным и геолого-съёмочным данным, горизонты вулканогенно-осадочных пород отмечены в отложениях черемховской, присаянской, кудинской свит и их аналогах в зоне Ангаро-Котинской межгорной впадины [2–4]. Обычно они залегают в виде линз, прослоев и горизонтов максимальной мощностью в Прииркутской впадине до 18 м (в отложениях кудинской свиты) [4]. Наибольшее распространение туффииты имеют в Прибайкальском районе Иркутского бассейна, Прииркутской впадине Присаянского прогиба и Ангаро-Котинской межгорной впадине. В центральной части бассейна в зоне платформенного крыла на разрезе Азейского и Черемховского угольных месторождений отмечены каолиновые прослои (тонштейны) [1]. Тонштейны залега-

ют в угольном пласте средней (угленосной) подсвиты черемховской свиты. На Азейском месторождении отмечено от трех до пяти тонштейнов, мощностью 0.1–20 см, предположительно аэрогенного генезиса, сформировавшихся при накоплении липаритового пирокластического вещества [1].

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в Иркутском бассейне представлены пепловыми туфами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Наибольшие мощности туфогенные породы имеют в отложениях средней юры, в верхах присаянской и кудинской свит. В районе Иркутска по данным бурения установлено три горизонта риолитовых туфов и туфоосадочных пород (мощностью 17.4, 7.5 и 13.2 м снизу вверх), к которым местами приурочена цеолитовая минерализация [4]. По данным геолого-съёмочных работ, в районе Усть-Ордынской синеклизы, в отложениях черемховской и кудинской свит обнаружены туфогенные породы, общей мощностью около 2 м. В Ангаро-Котинской межгорной впадине псаммитовые и алевропелитовые туфы и туффиты кислого состава отмечаются на протяжении всей юрской толщи [4].

Предположительно туфогенные и туфогенно-осадочные породы в юрских отложениях преимущественно представлены пирокластическим материалом кислого состава, однако различный характер вторичных изменений говорит о возможных более разнообразных составах. Можно выделить четыре основных типа вторичных изменений вулканогенно-осадочного материала: окремнение (кислый состав), аргиллитизация (средний или средне-основной), цеолитизация (основной), а также карбонатизация. Также породы подверглись лимонитизации, хлоритизации и гидрослюдизации.

В работе исследованы образцы туфогенно-осадочных пород, опробованных в Прииркутской впадине. Первый отобран на 19-м километре по тракту Иркутск–Качуг (J-14-13) и представлен окремненным туфопесчаником. Подобный по химическому составу прослой обнаружен в стратотипе кудинской свиты, в 2 км севернее д. Жердовка. Другой, карбонатизированный, образец отобран в придорожном карьере в районе п. Бухун (J-14-37). Изучен минеральный состав вулканогенно-осадочных пород на растровом сканирующем электронном микроскопе MIRA 3LMU в аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Слой окремненного мелкозернистого туфопесчаника от светло-серого до белого цвета и имеет мощность чуть более 1.5 м (J-14-13). Туфопесчаник имеет слоистую текстуру и пепловую, кристалло-литовитрокластическую структуру. Обломочный материал представлен гранитоидами, эффузивными породами средне-основного состава, кварцитами, пепловыми обломками вулканического стекла, кристаллами — кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, слюд (биотит, мусковит), эпидота, циркона, апатита, монацита, пироксена, ильменита, титанита, рутила и турмалина. Зерна неокатанные либо плохо окатанные. Цемент представлен девитрифицированным вулканическим стеклом в виде черепков причудливой формы. Плагиоклазы в образце J-14-13 по составу разбросаны от среднего до кислого, пироксены в основном безмагниевые.

Слой карбонатизированных средне-мелкозернистых туфо-алевролитов темно-серого цвета имеет мощность от 10–15 см до 0.5 м. Цемент базальный, кальцитовый. Пирокластический материал представлен в виде реликтов серповидных и рогульчатых пепловых обломков предположительно вулканического стекла. Остальная масса представлена неокатанными или плохо окатанными кристаллами циркона, барита, ильменита, титанита, лейкоксена, рутила, кварца, апатита, плагиоклаза. В образце J-14-37 плагиоклазы имеют кислый состав.

По имеющимся на настоящий момент данным можно говорить о том, что пирокластический материал в отложениях Иркутского угольного бассейна преимущественно имел кислый (риолитовый, дацитовый) состав с возможными переходами к

более средним и основным разностям. Исходя из геодинамических условий развития региона в юрское время, можно предполагать забайкальский вулканизм в качестве возможного источника пирокластике. В частности, на юго-востоке Забайкальского края существуют две довольно крупные кальдеры диаметром около 11 и 13 км. На картах раннего поколения они отнесены к ранней юре, а на более современных обозначены как позднеюрские. Опубликованных датировок по этим объектам нет, и вопрос о их возрасте остается открытым. Если считать источниками пирокластического материала именно эти вулканы, то он распространялся на максимальную дальность от 500 до 700 км. Подобная дальность характерна для мощных взрывных вулканов, обычно связанных с обстановками активных континентальных окраин.

Литература

1. Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ильенко С.С., Рыбалко В.И. Природа тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321, № 1.
2. Кизияров Г.П., Мешалкин С.М. Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика. 1978. № 2.
3. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000: Серия Ангарская. Лист N-48-XXXIII. М.: ВСЕГЕИ, 1999. 206 с.
4. Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОКТЯБРЬСКО-МАЛИНОВСКОЙ РУДОПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

*Москалев О.М.**, *Даниленко В.В.***

* Белдзяргеацентр, Гомель, danilenko_vitaliy@bk.ru

** Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Гомель

Октябрьско-Малиновская площадь расположена в юго-восточной части Беларуси и тектонически приурочена к западной половине Шатилковской депрессии в северной части Припятского прогиба.

В результате системных специализированных поисков урановых руд, проводимых в данном районе Кировской экспедицией (г. Киев) в период 1960–1990 гг., было выявлено четыре рудопроявления: Малиновское, Заречное, Журавлиное и Октябрьское, в совокупности образующие единое ураново-рудное поле [1].

Характеризуются они близкими геолого-структурными обстановками, сходным вещественным составом руд, а также изменением вмещающих пород. Все эти рудопроявления тяготеют к пониженным в рельефе участкам верхнедевонских отложений, по-видимому, являющимся древними руслами рек, многие из которых берут начало в областях эрозии, находящихся по соседству докембрийскими кристаллическими породами.

Оруденелые зоны (прослой) маломощные, измеряются десятками сантиметров, содержание урана в них убогое – тысячные и сотые, редко десятые доли процента.

Элементы-спутники в оруденелых слоях установлены в следующих содержаниях:

- молибден (Mo) – от следов до 0.3 %, чаще – 0.005 %;
- медь (Cu) – от 0.001 до 0.3 %, обычно 0.05 %;

- свинец (Pb) – от следов до 0.3 % (среднее 0.005 %);
- цинк (Zn) – от следов до 0.5 % (среднее 0.03 %);
- мышьяк (As) – от следов до 0.3 %, чаще – 0.01–0.03 %.

Битумы присутствуют в основном в виде микроскопически тонкорассеянных выделений и пятен по слоистости глин, в меньшей мере – в виде секущих прожилков мощностью до 5 мм.

Кроме девонских пород, битумы и оруденение присутствуют в самых нижних слоях триасовых отложений, состоящих из переотложенной коры выветривания. Оруденелая часть коры выветривания на девонских толщах обладает обычно бирюзово-зеленым, реже темно-серым цветом. В безрудных участках кора пестроцветная, часто характеризуется чередованием красных цветов с пятнами и прослоями зеленых, зеленовато-серых и серых.

Под оруденелыми сероцветными породами иногда сохраняются останцы пестроцветной коры выветривания, что свидетельствует об эпигенетической природе оруденения по отношению к корам выветривания.

Уран присутствует в форме тонкодисперсных окислов и ассоциирует с сульфидами железа и твердыми битумами, также рассеянными в массе оруденелых пород, реже образующими тонкие пленки и маломощные прожилки по трещинам. Кроме пирита (мельниковита) и марказита, в рудах присутствует халькопирит, сфалерит, иордизит. По данным спектральных анализов отмечается повышенное содержание мышьяка и свинца. Мышьяк, по-видимому, входит в состав мельниковит-пирита, свинец – в форме субмикроскопически рассеянного галенита.

Урановое оруденение контролируется зоной предверхнепермского размыва и локализовано в приконтактной части площадной коры выветривания глинисто-карбонатных отложений верхнего девона. Приурочено оруденение к склонам Октябрьского поднятия в пределах гипсометрического уровня –50... –70 м.

Рудоносная площадь Октябрьско-Малиновского рудного поля составляет более 230 км², а его протяженность свыше 75 км. Коэффициент рудоносности – 0.2. Оруденение залегает на глубинах от 150 до 300 м и сопряжено с субширотным разломом.

Руда представляет собой обогащенные ураном коры выветривания карбонатных, глинистых, мергелистых, известковых пород, а также известковистые и доломитовые песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие твердые битумы и сульфаты железа.

Форма рудных тел пласто- и лентообразная, нередко линзовидная, мощность от 0.2 до 1.5 м. Урановая минерализация представлена преимущественно урановыми чернями, реже – настураном, а также сорбционными формами в битумах, гидроокислах железа, марганца в тесной ассоциации с пиритом и мельниковит-пиритом. Содержание урана достигает сотых, реже десятых долей процента. Ресурсы урана категории P₁ оценены в 28.5 тыс. т.

Рудоперспективная Октябрьско-Малиновская площадь разбита ортогональной системой нарушений, с которой связана битуминозность. В связи с этим тектонические нарушения можно рассматривать как один из важнейших элементов рудоконтроля в линейных корах выветривания, как гидротермального, так и экзогенного генезиса.

Октябрьско-Малиновское рудное поле опосредовано бурением в масштабе 1:50000. С целью выявления новых радиоактивных аномалий, а также рудопроявлений урана в пределах исследуемой площади необходимо провести системные специализированные поисковые работы на Южно-Октябрьском (1000 км²), северном – (1500 км²) и северо-западном – (2000 км²) участках [2, 3].

Литература

1. Даниленко В.В., Москалев О.М. Ураноносность осадочных пород северо-западной части Припятского прогиба // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. С. 98–101.
2. Москалев О.М., Мальцев А.М., Карташ Н.К. Геолого-географические аспекты изучения уранового потенциала Припятской впадины // Проблемы устойчивого развития Республики Беларусь и сопредельных стран. Ч. 1. Могилев, 2012.
3. Москалев О.М., Карташ Н.К. К вопросу экономической целесообразности возобновления поисков радиоактивного сырья на территории Беларуси // Природные ресурсы. 2012. № 1. С. 121–126.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИПСИТСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)

Мотова З.Л.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, motova@crust.irk.ru

Неопротерозойская карагасская серия, сложенная терригенно-карбонатными отложениями, является одним из наиболее распространенных стратиграфических подразделений на южном фланге Сибирского кратона. Осадконакопление серии сопровождалось внедрением неопротерозойских силлов и даек нерсинского комплекса. В составе карагасской серии выделяется три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская и ипситская. По результатам геологосъемочных и тематических работ считается общепринятым согласное залегание свит карагасской серии между собой [4]. В последнее время появились новые данные о том, что отложения ипситской свиты с глубоким размывом залегают на породах нижележащей тагульской свиты [2]. На основании выявленных несоответствий возникла необходимость более детального исследования состава и истории формирования терригенно-карбонатных толщ карагасской серии.

Проведенные петрографические, литогеохимические и геохронологические исследования терригенных пород шангулежской и тагульской свит карагасской серии [1] свидетельствуют о том, что их вещественный состав аналогичен. Особых отличий в литохимическом и петрографическом составе песчаников свит не отмечается. Исследования детритовых цирконов из песчаников шангулежской и тагульской свит показали, что основные пики возрастов, полученные по детритовым цирконам из обеих свит, совпадают. Конкордантные возрастные значения по детритовым цирконам из песчаников шангулежской свиты охватывают интервал от 1730 до 3778 млн лет с основными пиками (млн лет): 1730, 1823–1900, 2465–2600, 2940–3200, максимальные пики соответствуют возрасту 1823–1900 млн лет. Возраст самого молодого детритового циркона из песчаников тагульской свиты составил 1675 млн лет, самого древнего – 3399 млн лет. Основной пик оценок возраста приходится на 1885 млн лет. Оценки возраста для остальных цирконов характеризуются следующими пиками (млн лет): 1750, 2001, 2295, 2400, 2496, 2693, 2794, 2913.

В составе верхней, ипситской, свиты карагасской серии выделяются две согласно залегающие подсвиты, абсолютно не связанные между собой седиментологически [2]. Нижняя подсвита, однородная по составу, сложена тонкозернистыми кремнистыми аркозами серого, красновато-серого и розового цвета. Для пород подсвиты характерна хорошая сортировка кластического материала алевритовой размерности. Верхняя подсвита ипситской свиты резко отличается от нижней подсвиты. Здесь в основном присутствуют кремнисто-карбонатные отложения, представленные переслаиванием доломитов, алевролитов и аргиллитов. Чередование разных типов

отложений изменяется от десятков сантиметров до метра, что можно объяснить сменной осадочных систем [2].

Для изучения возраста детритовых цирконов из верхней подсвиты ипситской свиты в приустьевой части р. Нерса была отобрана проба (1284). Основная масса породы представлена окремненными доломитовыми зернами (80 %) различной величины (от 0.1 до 0.6 мм) с примесью кварца (10 %), полевого шпата (5 %), циркона (ед.). Структура породы разномзернистая, текстура слоистая. Цемент карбонатный. Среди доломитовой массы наблюдаются однонаправленно-ориентированные прослои и линзы алевропесчаников, в составе которых преобладают кварц (~80 %) и полевые шпаты (~10 %). Второстепенные минералы: мусковит и биотит. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, рутил. Цемент поровый, реже контактово-регенерационный, глинисто-гидрослюдистый. Возраст цирконов определялся методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в корпорации «Apatite to Zircon, Inc.» (США). Конкордантные значения были получены для 55 зерен детритовых цирконов. Возраст самого молодого циркона – 610 млн лет, самого древнего – 3250 млн лет. Основной пик возраста приходится на 1863 млн лет. Для остальных цирконов были получены следующие оценки возраста (млн лет): 865, 1637, 1982, 2310, 2490, 2517, 2630, 2722 и 2948.

Основные пики возрастов, полученных по детритовым цирконам из терригенных отложений всех свит карагасской серии, совпадают с оценками возраста для магматических пород фундамента Сибирского кратона [5] и указывают на него как на возможного поставщика обломочного материала в бассейн седиментации. Наибольшее количество зерен детритовых цирконов соответствует возрасту гранитов саянского комплекса, распространенного в Присаянском краевом выступе Сибирского кратона. Появление неопротерозойских цирконов, не типичных для фундамента Сибирского кратона, которые наблюдаются в возрастных спектрах, полученных для терригенных отложений ипситской свиты, указывает на смену режима бассейна седиментации. Кроме того, о смене условий формирования пород ипситской свиты свидетельствуют и фациальные особенности. Если терригенные образования шангулежской и тагульской свит накапливались в мелководных морских условиях и отражают рифтогенные обстановки пассивной окраины южного фланга Сибирского кратона [3], то породы ипситской свиты формировались в условиях форландового бассейна, а учитывая седиментологическую характеристику отложений ипситской свиты [2], можно предположить, что они формировались в его дистальной части. Так как изменение источника сноса, с учетом скорости геологических процессов, не могло произойти в короткий промежуток времени, допускается перерыв между накоплением пород ипситской свиты и нижележащими отложениями шангулежской и тагульской свит.

Полученные результаты исследования детритовых цирконов из терригенно-карбонатных отложений карагасской серии, совместно с данными Ю.К. Советова [2], позволяют выделить ипситскую свиту из состава карагасской серии в качестве отдельной серии, отражающей самостоятельный этап осадконакопления. Карагасскую серию предлагается рассматривать в составе двух свит: шангулежской и тагульской.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00048).

Литература

1. Мотова З.Л., Гладкозуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений тагульской свиты карагасской серии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. Вып. 12. С. 216–218.
2. Советов Ю.К., Кречетов Д.В., Соловецкая Л.В. Предвендский седиментационный цикл (сиквенс) Присаянья: условия осадконакопления и литостратиграфическая корреляция // Геодинамическая эво-

люция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Вып. 10. Т. 2. С. 84–86.

3. Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.

4. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

5. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian orogenic belt // Gondwana Research. 2011. V. 19, № 3. P. 751–763.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕДИ, ЦИНКА, СЕЛЕНА, БАРИЯ, РТУТИ, ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ПОТОКЕ РАССЕЯНИЯ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Мягкая И.Н., Густайтис М.А., Лазарева Е.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
i_myagkaya@igm.nsc.ru

В потоке рассеяния Урского хвостохранилища рассмотрено распределение Cu, Zn, Se, Ba, Hg, Au и Ag в сочетании с минералогическими особенностями вещества. Хвостохранилище сформировано 80 лет назад. Отходы обогащения первичных полиметаллических Cu-Zn серноколчеданных руд и руд зоны окисления складированы в два отвала. Естественный ручей, дренируя отвалы, превращается в сильноокислый (рН 1.9, Eh 655 мВ), соленый (минерализация ~ 4 г/л), сульфатный (SO_4^{2-} ~ 3600 мг/л) с высокими содержаниями (мг/л): Al (270), Fe (780), Cu (2.5), Zn (11), а также (мкг/л): Pb (110), As (630), Se (440), Te (28), Hg (11.4), Ag (0.3), Cd (18), ΣREE (1239), Au (0.2). В заболоченный торфяной лог, который расположен ниже хранилища и через который постоянно протекают дренажные ручьи, сносятся отходы обоих типов, формируя поток рассеяния. На его территории опробованы отходы и торф в закопушках (глубина 20 см, через 15–20 м, 204 пробы). Методом РФА-СИ (спектрометр ВЭПП-3) определены содержания элементов. Содержания Au определены ААС методом (спектрометр Solar M6, «Thermo Electron»). Минералогические особенности вещества изучены сканирующей электронной микроскопией (MIRA 3 LMU, «Tescan»).

Содержания элементов в веществе потока рассеяния сильно варьируются (г/т): Cu (от 13 до 15820), Zn (50–41300), Se (20–6060), Rb (4–446), Sr (34–1800), Ag (0.1–560), Te (1.8–57), Ba (0.1–20 %), Hg (2.3–11730), Pb (0.005–0.45), Au (0.1–155). Максимумы установлены в торфе, контактирующем с отходами и дренажными ручьями, и демонстрируют накопление элементов на биогеохимическом барьере [1, 2].

Распределения Cu и Zn в отходах характеризуются логнормальным законом (таблица). Коэффициент корреляции – $\text{KK}=0.76$ – дает основание говорить о положительной корреляции. Скорректированный коэффициент детерминации (0.6) показывает удовлетворительную аппроксимацию этих данных. В торфе прямая корреляционная зависимость выражена еще сильнее ($\text{KK}=0.9$). По сравнению с отходами, Cu и Zn в торфе распределены достаточно неравномерно (таблица). Наблюдаются аномальные содержания Cu – до 15820, Zn – до 41300 г/т за счет их переотложения в виде новообразованных сульфатов Cu и Zn. Закон распределения обоих элементов

Статистические данные распределения элементов в потоке рассеяния

	Cu	Zn	Se	Ag	Ba	Hg	Au
Отходы (N=80)							
Среднее	141	215	182	14	8	46	0.6
Медиана	100	150	135	14	8.5	36	0.4
Минимум ¹	44	50	20	1.8	0.1	5.5	0.1
Минимум ²	-	-	-	3 от 0.1	-	-	-
Максимум ¹	443	665	1180	36	20	156	3.5
Максимум ²	1 до 927	1 до 1478	-	-	-	-	-
Торф (N=124)							
Среднее	236	1326	701	12.4	1.4	131.4	5
Медиана	192	400	450	9.3	0.9	55	2
Минимум ¹	13	55	50	0.6	0.1	2.3	0.18
Минимум ²	-	-	-	4 от 0.2	-	-	-
Максимум ¹	688	2467	3623	50	11	742	32
Максимум ²	6 до 15820	9 до 41300	3 до 6060	2 до 534	-	5 до 11730	3 до 155

Примечание. N – количество проб; минимум¹/максимум¹ – содержания, при которых рассчитывались статистические данные; минимум²/максимум² – количество и значения аномальных содержаний, исключенных из выборки при расчетах статистических данных.

близок к логнормальному, при условии, если из выборки исключить аномальные содержания (таблица, максимум²). Логнормальным законом описывается и распределение Se в отходах (20–1180 г/т). Элемент распространен относительно равномерно (таблица), имеет слабую положительную корреляцию с Te (КК=0.6), Hg (КК=0.5), Au (КК=0.4). В торфах Se распределен очень неравномерно. Основной массив данных (50–3623 г/т) описывается логнормальным законом, но присутствуют аномальные содержания (до 6060 г/т). Отмечается слабая положительная корреляция с Ag (КК=0.6) и Hg (КК=0.7), обусловленная формированием новообразованных селенидов и селенсодержащих сульфидов Hg с примесью Ag, а также с Au (КК=0.5).

Ag в отходах распределено равномерно (таблица), согласно логнормальному закону. Выделяются несколько проб, обедненных Ag, которые были исключены из массива данных (таблица, минимум²). Наблюдается корреляция Ag с Te (КК=0.4), Hg (КК=0.6), Pb (КК=0.5). Ag и Pb как изоморфные примеси входят в ярозит, формирование которого также установлено. В торфе Ag распределено менее равномерно (логнормальный закон), чем в отходах. Отмечаются обогащенные Ag участки, связанные с переотложением Ag во вторичных минералах. КК(Ag-Hg)=0.9, а скорректированный коэффициент детерминации равен 0.8. Между Ag и Au отмечается довольно слабая корреляция (КК=0.3).

Распространенность барита, как основного исходного минерала отходов, так и новообразованного, обеспечивает высокие содержания Ba в потоке рассеяния. На этом фоне в отходах и торфе отмечается положительная корреляция (КК=0.8–0.9) Ba и Sr. В отходах Ba распределен согласно нормальному закону, в торфе – логнормальному.

Распределение Hg в отходах подчиняется логнормальному закону. Hg положительно коррелирует (КК=0.5–0.6) с Se, Ag, Pb и Au. В торфах корреляция Hg с Se, Ag выражена сильнее (КК=0.7–0.9), а с Au – слабее (0.4). Элемент распределен крайне неравномерно. Установлены участки, обогащенные Hg до 11730 г/т, что обеспечивается отложением новообразованными сульфидами и селенидами Hg.

Распределение Au в потоке рассеяния показано ранее [3] – оно равномерное в отходах и крайне неравномерное в торфе с обогащенными участками (в 155 г/т). В веществе, богатом Au, обнаружены субмикронные частицы самородного Cu-содержащего Au. Установлена корреляция Au с Se и Hg в отходах; в торфах добавляется еще Ag.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-05362, 14-05-00668, 14-05-31280) и ИП СО РАН (проект № 94).

Литература

1. Бобров В.А., Богуш А.А., Леонова Г.А., Краснобаев В.А., Аношин Г.Н. Аномальные проявления цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья // ДАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 784–788.
2. Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Маслов С.Г., Архипов В.С., Павлов З.И. Аномальные концентрации золота в бурых углях и торфах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Известия ТПУ. 2004. Т. 307, № 7. С. 25–30.
3. Мягкая И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Щербов Б.Л., Жмодик С.М. Перераспределение Au и Ag между отходами обогащения руд Ново-Урского месторождения и торфом в системе хвостохранилища // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 2. С. 123–127.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ

Павлов Н.Ч.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, pavlovnch@gmail.com

Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция, выделенная академиком А.Э. Конторовичем в 2003 г., расположена в юго-восточной части Западной Сибири и представляет собой зону развития верхнепротерозойско-палеозойских отложений левобережья р. Енисей и рассматривается как один из наиболее перспективных источников нефти и газа в доюрских комплексах Западной Сибири [1]. В ее состав входят: в северной части Елогуй-Туруханская НГО, в южной – Предъенисейская НГО. В силу слабой изученности северной части субпровинции основным объектом исследований стали подземные воды и рассолы южной части Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции (ПНС) в пределах одноименной НГО.

В пределах Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции выделяются два структурных этажа. Нижний – в верхней части – представлен верхнедокембрийско-палеозойскими толщами, являющимися продолжением структур чехла Сибирской платформы (СП), а в нижней части – древним кристаллическим фундаментом. Верхний структурный этаж – мезозойско-кайнозойский, соответствует чехлу Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [2].

Детальный анализ территории позволил построить гидрогеолого-стратификационную схему, согласно которой автор выделяет докембрийско-палеозойский гидрогеологический этаж, подразделяющийся на кембрийский и рифей-вендский гидрогеологические комплексы.

Отложения рифей-вендского гидрогеологического комплекса изучены в скважине Восток-3 (рисунок) и представлены терригенными и карбонатными породами. Литологические исследования керн показали, что породы в значительной степени консолидированы и утратили свою первоначальную пористость и проницаемость, поэтому фильтрационно-емкостные свойства изучаемых отложений тесным образом связаны с вторичной трещиноватостью, кавернозностью и выщелачи-

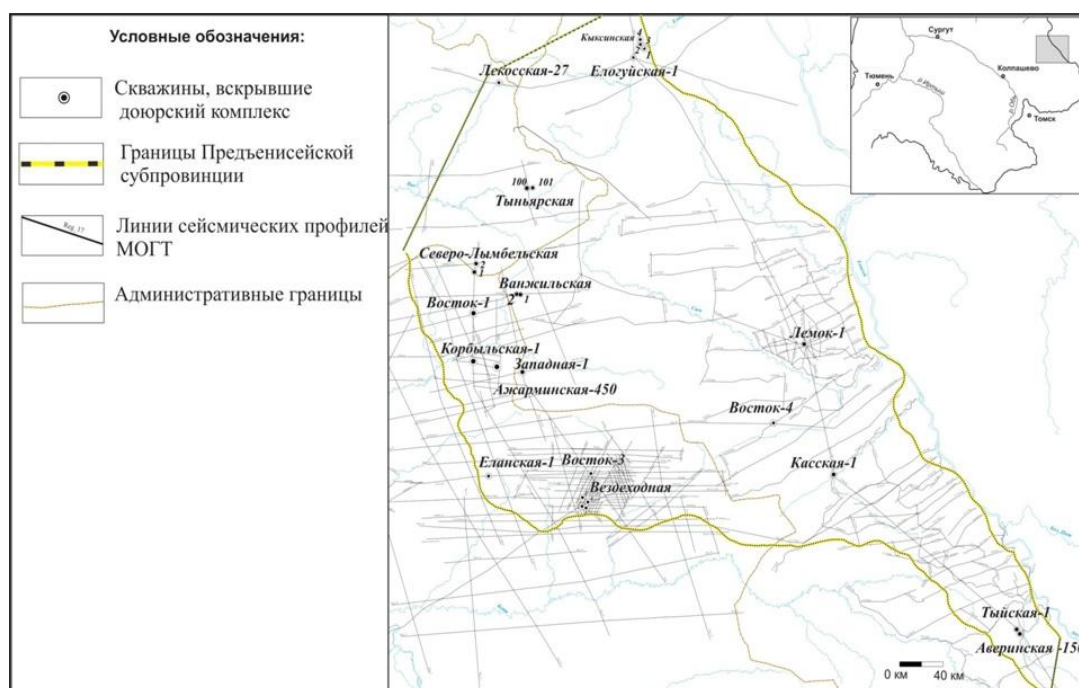
ванием, т.е. для них характерна водонапорная система трещинных и трещинно-жильных вод с очень сложной гидравлической взаимосвязью.

Температуры пластовых вод, по результатам термометрии скважин и точечных замеров, варьируются от 103.0 °С до 112.7 °С с величиной геотермических градиентов 1.24 °С/100 м в интервале глубин 4205–4968 м, что сопоставимо с геотермическим градиентом рифей вендских отложений западных районов Байкитской антеклизы СП.

Исследуемый район расположен в переходной зоне от соленосного типа разреза древней СП к бессолевому типу ЗСП. В этой связи был проведен сравнительный анализ состава подземных вод и рассолов рифей-вендского гидрогеологического комплекса, вскрытого скв. Восток-3. Воды по составу хлоридные натриевые с незначительной долей катионов кальция и магния. Общая минерализация пластовых вод и рассолов составляет 44.6–96.5 г/дм³. Сравнение с рассолами прилегающих районов ЗСП и рассолами подсолевой формации рифей-вендского терригенного комплекса западных районов СП выявило их родство с первой группой. Установлено, что рассолы рифей-вендского комплекса скв. Восток-3 содержат в себе значительно меньше аммония, кремнезема, рубидия и цезия. Содержания йода, брома и лития на порядок выше.

На прилегающих территориях комплекс работ по испытанию и опробованию разреза докембрийско-палеозойского гидрогеологического этажа был проведен на Вездеходной, Ванжильской, Аверинской и Кыксинской площадях. По химическому составу воды изучаемых отложений преимущественно хлоридно-натриевые с общей минерализацией от единиц до сотен граммов на литр. От Аверинской площади (280 г/дм³) происходит закономерное снижение общей минерализации подземных вод в западном направлении, где в скв. Восток-3 она составляет 50–90 г/дм³, на Вездеходной площади уже 60–85 г/дм³, в скв. Восток-1 варьируется от 52 до 65 г/дм³.

В целом изученные подземные воды докембрийско-палеозойского гидрогеологического этажа прилегающих к проекту «Восток» площадей можно отнести к слабым рассолам хлоридно-натриевого состава с минерализацией более 50 г/дм³.



Обзорная карта южной части Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции.

В макрокомпонентном составе изученных рифей-вендских рассолов (>50 г/дм³) доминируют ионы хлора и натрия, их концентрации составляют 28.3–55.1 г/дм³ и 13.3–35.8 г/дм³. Содержание гидрокарбонат-иона варьируется от 73 до 432 мг/дм³, сульфат-иона – от 43 до 163 мг/дм³. Концентрации кальция, магния и калия превышают 4.50, 0.84 и 0.57 г/дм³ соответственно. Микрокомпонентный состав изученных рассолов характеризуется содержаниями брома от 113 до 237 мг/дм³, йода – от 0.6, бора – от 5.0 до 10.7, аммония – от 35 до 50 мг/дм³. Другие микрокомпоненты (F, SiO₂, Al, Li, Rb, Cs, Zn, Mn, Ti, Co, Cr, Ni, Ge и др.) содержатся еще в меньших количествах.

Установлено, что в пределах изучаемой части ПНС развит нормальный тип вертикальной гидрогеохимической зональности, т.е. рост по мере погружения водоносных горизонтов общей минерализации подземных вод и рассолов, содержания основных макро- и микрокомпонентов.

В генетическом отношении изученные подземные воды и рассолы по значениям коэффициентов r_{Na}/r_{Cl} и Cl/Br относятся к седиментогенному типу. При этом рифей-вендские рассолы отличаются от кембрийских, девонских и юрских более низкими величинами всех генетических коэффициентов, что указывает на большую степень их метаморфизации.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция расположена в переходной зоне между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой, где наблюдается смена типа разреза нижнего кембрия с соленосного (в восточной части) на бессолевой (в западной части). Это отражается как на гидродинамике подземных вод, геотермии разреза, так и на химическом составе вод. В допалеозойских отложениях на фоне в целом низкой пористости горных пород имеются зоны относительно высокой проницаемости, что говорит о присутствии в нижнем структурном этаже коллекторов, обеспечивающих принципиальную возможность формирования залежей нефти и газа.

Литература

1. Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф. и др. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 9–23.
2. Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение докембрийско-палеозойских платформенных отложений в юго-восточных районах Западной Сибири // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 62–70.

ИЗУЧЕНИЕ КЕПРОКА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ С ПОМОЩЬЮ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)

Павлова В.Ю.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
Камчатский государственный университет им. В. Беринга,
Петропавловск-Камчатский, sacura17041988@mail.ru

Подземное тепло Земли является одним из наиболее перспективных альтернативных источников энергии. Для наращивания ресурсов теплоносителя в геотермальных системах необходимо знать их строение. Однако геотермальные резервуары (особенно имеющие большую мощность) не всегда удается вскрыть скважинами на всю глубину, поэтому большой интерес представляет возможность изучения ке-

прока с целью выявления более эффективного осуществления эксплуатации содержащегося теплоносителя.

Кепрок геотермальной системы – это слой пород с низкой проницаемостью, который перекрывает проницаемые породы резервуара [1]. Г. Факка и Ф. Тонани [1] отметили, что кепрок необходим для существования резервуара. Он может служить как барьер для циркуляции конвекционных потоков теплоносителя, как теплоизолятор, способствующий увеличению температуры в геотермальной системе. Толщина кепрока может меняться. Например, в геотермальном месторождении Солтон-Си (Калифорния) она переменная – в северной части месторождения кепрок мощный (около 700 м), тогда как в южной мощность понижена (около 250 м) [2].

Кепрок может состоять как из одного водоупора, так и из пачки водоупоров и проницаемых зон. В отличие от резервуара, для кепрока характерен кондуктивный теплоперенос. Кепрок – активная динамическая система, в которой проницаемость может увеличиваться из-за деформаций, источником которых являются геомеханические и флюидомеханические процессы в резервуаре, а также уменьшаться вследствие кольматации трещин и минералообразования на геохимических барьерах.

В вулканических районах кепрок сложен преимущественно разновозрастными лавами, плотными туфами и игнимбритами (N_1-Q_4) и разбит серией термовыводящих разрывных нарушений, но может пересекаться и несколькими пологими проницаемыми зонами. Чаще это типично для систем с преобладанием поровой проницаемости над трещинной (Паужетская, Камчатка или Вайракейская геотермальные системы, Новая Зеландия). На других системах (Мутновская геотермальная система, Камчатка) пологие зоны имеют ограниченное распространение. Важной составляющей кепрока являются высокопроницаемые образования (песчаники и псефитовые туфы на Паужетской геотермальной системе, выщелоченные кварц-карбонатные жилы Войновской и т.д.). По ним происходит перетек и локальная разгрузка термальных вод.

На термальных полях, при значительном развитии метасоматической трещиноватости и трещин гидроразрыва над паровыми резервуарами, кепрок отсутствует. В кальдерах, выполненных пористыми осадками, первичный кепрок также отсутствует, но система сама создает кепрок путем кольматации (Йеллустоун, Ксудач, Узон – Камчатка).

Наиболее значимую информацию о строении кепрока можно получить при разбуривании геотермального резервуара и вышележащих пород скважинами. Так как скважинами разбурены не все геотермальные системы, представляет интерес использование данных о строении кепрока для прогноза строения резервуаров. Так, на Паужетской гидротермальной системе, резервуар которой представлен чередованием пологонаклонных и субгоризонтальных высокопористых слоев, разбитых серией проницаемых для воды и пара вертикальных и крутопадающих разрывов, подошва кепрока определяется по градиенту температур, измеренных в скважинах с помощью термометрии.

Использование морфометрических характеристик, например бинарных схем эрозионного расчленения рельефа, схем трещиноватости, проявленной в спрямленных элементах рельефа и др., позволяет выявить особенности в строении рельефа и определить кепрок на поверхности.

Комплексирование морфометрических методов изучения кровли кепрока с геофизическими методами позволяет более уверенно выполнять индикацию глубинного строения резервуаров.

Среди геофизических методов исследования, используемых для изучения строения кепрока геотермальных систем, применяется количественная и качественная интерпретация диаграмм геофизических исследований в скважинах (в частности,

методы гамма-каротажа, кажущегося сопротивления, потенциалов собственной поляризации, термокаротажа), которая позволяет с большой детальностью изучать разрез, вскрываемый скважиной, получать непрерывную информацию о составе и свойствах пород по вертикали, а также проследивать их изменение по латерали. Георадиолокационная съемка позволяет проследить геометрию относительно протяженных границ, выделить слои с различной степенью водонасыщения, а также определить свойства различных отложений по скорости распространения электромагнитных волн, опираясь на связь этих свойств с диэлектрической проницаемостью пород.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00602, №13-05-00544) и Минобрнауки России (программа стратегического развития ФГБУ ВПО «Камчатский государственный университет им. В. Беринга» на 2012–2016 г.).

Литература

1. Facca G., Tonani F. The self-sealing geothermal field // Bull. Volcano! 1967. V. 30. 271 p.
2. Randall W. An analysis of the subsurface structure and stratigraphy of the Salton Sea geothermal anomaly, Imperial Valley, California. Ph.D. Thesis, University of California, Riverside, Calif. (unpublished), 1974. www.scientsdirect.ru.

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВАРИАНТОВ МЕТОДА РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ БРОМА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ПРИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

*Пашкова Г.В. *, Маркова Ю.Н. **, Иванов Е.В. ***

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, pashkova.gv@yandex.ru

** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Данные о закономерностях распределения элементов в донных отложениях озер широко используются для реконструкции изменений природной среды и климата. Одним из элементов-индикаторов палеоклиматических изменений считается бром, повышенные содержания которого регистрируются в теплые периоды и коррелируют с содержанием органического вещества в донных отложениях, отражая биопродуктивность озера.

Одним из аналитических методов, позволяющих определять Вг без использования химического разложения образца, является рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). В настоящей работе сопоставлены результаты определения брома в донных отложениях, полученные при использовании различных вариантов РФА – традиционного РФА с волновой дисперсией (РФА ВД), РФА с полным внешним отражением (РФА ПВО) и РФА с применением синхротронного излучения (РФА СИ). В качестве объектов исследования выбраны пробы донных отложений о. Байкал и о. Хара-Нур, в которых содержание брома варьировалось в диапазоне 1–25 мг/кг.

Для проведения РФА в традиционном исполнении измельченные до порошкообразного состояния пробы геологических материалов часто прессуют в виде «толстых» излучателей. Согласно литературным данным, при РФА осадков навеска высушенной и измельченной пробы составляет 1–5 г. Однако при изучении распределения элементов по глубине керн донных отложений часто необходимо анализировать значительно меньшую массу пробы. В данной работе для проведения РФА ВД использовали спектрометр S8 Tiger (Bruker AXS, Германия), оснащенный маской диаметром 8 мм, установка которой позволила снизить массу анализируемой пробы.

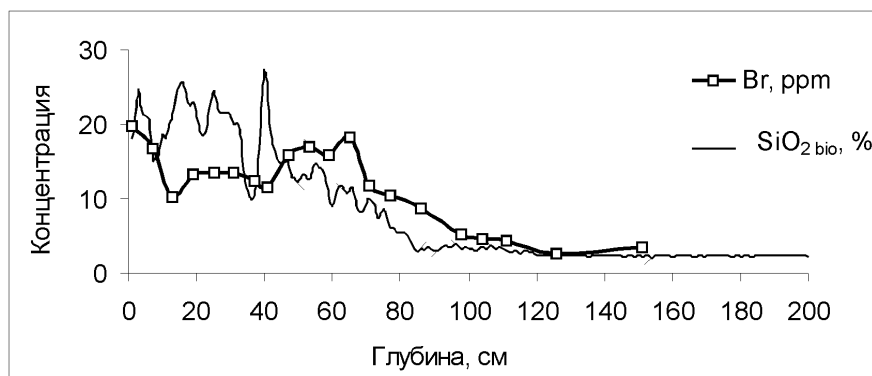
Пробы донных отложений массой 300 мг прессовали под давлением 10 т на подложке из борной кислоты. Для расчета концентрации Br использовали способ внешнего стандарта и способ фундаментальных параметров. Рассчитанный предел обнаружения Br находится на уровне 1 ppm.

Применение методов РФА ПВО и РФА СИ позволяет снизить массу анализируемой пробы до 30 мг и достигнуть более низких значений пределов обнаружения (до ≈ 0.5 ppm). Для выполнения РФА ПВО использовали энергодисперсионный спектрометр S2 PICOFOX (Bruker Nano GmbH, Германия). При РФА ПВО рассмотрели два варианта подготовки проб – нанесение частиц анализируемого измельченного вещества на подложку, смазанную вакуумным маслом, и приготовление суспензии из порошка (20–50 мг) на основе раствора поверхностно-активного вещества Triton X-100. В первом случае для определения Br в качестве внутреннего стандарта использовали Zn, содержания которого в пробе были определены с помощью РФА ВД; во втором случае – Ge, который добавляли в суспензию пробы в виде раствора с известной концентрацией.

РФА СИ был выполнен в ЦКП «Сибирский центр синхротронного излучения» (Институт ядерной физики СО РАН). Подготовка проб заключалась в прессовании 30 мг образца в таблетку диаметром 5 мм на ручном прессе усилием 200 кг/см^2 . Измерения проводились при использовании монохроматизированного возбуждающего излучения с энергией квантов 22 кэВ. Для расчета концентрации Br использовали отношение интенсивности аналитической линии к интенсивности комптоновского рассеяния СИ.

Сопоставление результатов РФА ВД, РФА ПВО и РФА СИ показало, что расхождение между рассчитанными концентрациями не превышает 10 % отн.

Для примера, на рисунке приведены средние результаты рентгенофлуоресцентного определения Br для разреза голоцен-позднеплейстоценовых осадков озера Байкал, состоящих из биогенно-терригенных илов и ледниково-озерных глин, где граница голоцена и позднего плейстоцена пролегает приблизительно на глубине 80 см. Подтверждением этого является рост концентраций биогенного кремнезема $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ отражающий постепенное увеличение объемов диатомовых водорослей и, тем самым, рост биопродуктивности водоема в период межледниковья. Как правило, концентрация Br в донных отложениях пресноводных водоемов демонстрирует хорошую зависимость от концентраций биогенного кремнезема $\text{SiO}_{2\text{bio}}$. Однако нельзя однозначно утверждать, что это напрямую связано с аккумуляцией створок диатомовых водорослей. Вероятнее всего, концентрации брома демонстрируют увеличение концентрации органических веществ в горизонтах с повышенной биопродуктивностью. На интервалах 100–200 см концентрации как $\text{SiO}_{2\text{bio}}$, так и Br снижаются, что вполне характерно для условий ледниковья.



Зависимость содержания Br и биогенного кремнезема от глубины отбора пробы.

Таким образом, в работе продемонстрировано, что результаты рентгенофлуоресцентного определения брома, полученные с помощью разных вариантов РФА, сопоставимы между собой и могут быть использованы при палеоклиматических исследованиях.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00779).

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН (ОЗ. БАЙКАЛ)

Пеллинен В.А., Козырева Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, pellinen@crust.irk.ru

Цель научно-исследовательской работы заключалась в детальном рассмотрении группы геолого-геоморфологических факторов, формирующих условия и предопределяющих устойчивость геологической среды к дополнительным природно-техногенным нагрузкам.

Особенности геолого-геоморфологического строения острова. Рельеф острова Ольхон, как и Приольхонья, одного из интереснейших районов Прибайкалья, характеризуется сложным сочетанием форм, различных в морфологическом, генетическом и возрастном отношении. Поверхность острова сформировалась в результате разновременной эрозионно-денудационной, аккумулятивной, эрозионно-абразионной, гравитационно-тектонической деятельности [1].

В тектоническом отношении остров Ольхон является частью структуры, а именно серии террейнов, прослеживающихся вдоль юго-западного фланга Сибирского кратона и представленных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами и офиолитами, разделенными раннепалеозойскими надвигами и сдвигами, причлененными к Сибирской плите в процессе каледонского тектогенеза [2].

Территория острова в основном представлена метаморфическими породами, лишь на незначительных по площади участках обнажаются континентальные образования неогенового возраста и различные по генезису четвертичные отложения [3].

На острове Ольхон, в зависимости от литологии и проницаемости пород, выделяются несколько водоносных горизонтов, распространенных в золотых песках современных неоген-четвертичных отложений, в песчано-гравийно-галечниковых четвертичных отложениях, в песчано-дресвяно-глинистых неоген-четвертичных отложениях, в элювиальных образованиях раннего палеозоя. Также встречаются трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды в коренных метаморфических и магматических породах [4].

Методика. Для анализа геолого-геоморфологических условий применялась методика, разработанная в 1989 г. В.М. Литвиным [5], которая предполагает деление территории на отдельные полигоны, однородные по геолого-геоморфологическим факторам. Выполненное экзогеодинамическое районирование дополнительно учитывает количественные показатели пораженности территории от ЭГП и интенсивность их проявления внутри полигона. Данное районирование предполагает выделение полигонов различного ранга, обладающих строго определенным единообразием среды, условий и факторов развития процессов.

Для построения карт использован программный комплекс ГИС MapInfo. Анализ геолого-геоморфологических условий заключается в послойном отображении природных факторов с их количественными показателями, которые привязаны к ка-

ждому слою в виде таблиц баз данных. Векторизация карт с площадными объектами в ГИС MapInfo достаточно проста и основана на обрисовке растров.

На первом этапе была выполнена оцифровка имеющегося растрового материала (топографические, геологические и т.п. карты, космические снимки). На основе топографической карты выделены геоморфологические полигоны. Космические снимки совместно с натурными исследованиями позволили построить карты пораженности от каждого типа процесса, распространенного на территории острова.

Каждому полигону присваивается атрибутивная информация, данные по интенсивности, выражаемые формулой, где буквы отображают тип процесса (D – дефляция, E – эрозия, K – карст, B – заболоченность, P – оползни), а цифры – характер интенсивности (очень низкая (единичные проявления ЭГП) – I балл; низкая (пораженность территории не более 10 %) – II балла; средняя (пораженность территории 10–25 %) – III балла; высокая (пораженность территории 25–50 %) – IV балла; очень высокая (пораженность территории более 50 %) – V баллов) [5].

Для оценки устойчивости геологической среды острова использован принцип, основанный на суммарном учете следующих факторов: распространения грунтов, обладающих специфическими свойствами (просадочность, набухание, растворимость, и т.п.), особенностей морфологии полигона (углы наклона склонов и эрозионная расчлененность), уровня грунтовых вод, пораженности территории и активности ЭГП. Экспертный анализ перечисленных выше факторов позволил построить карту устойчивости геологической среды исследуемой территории в масштабе 1:200000 (рис. 1.), на которой все полигоны разделены на три типа с высокой, средней и низкой степенью устойчивости. Каждому типу соответствуют определенные условия, обеспечивающие устойчивость геологической среды к природным нагрузкам (рис. 2.)

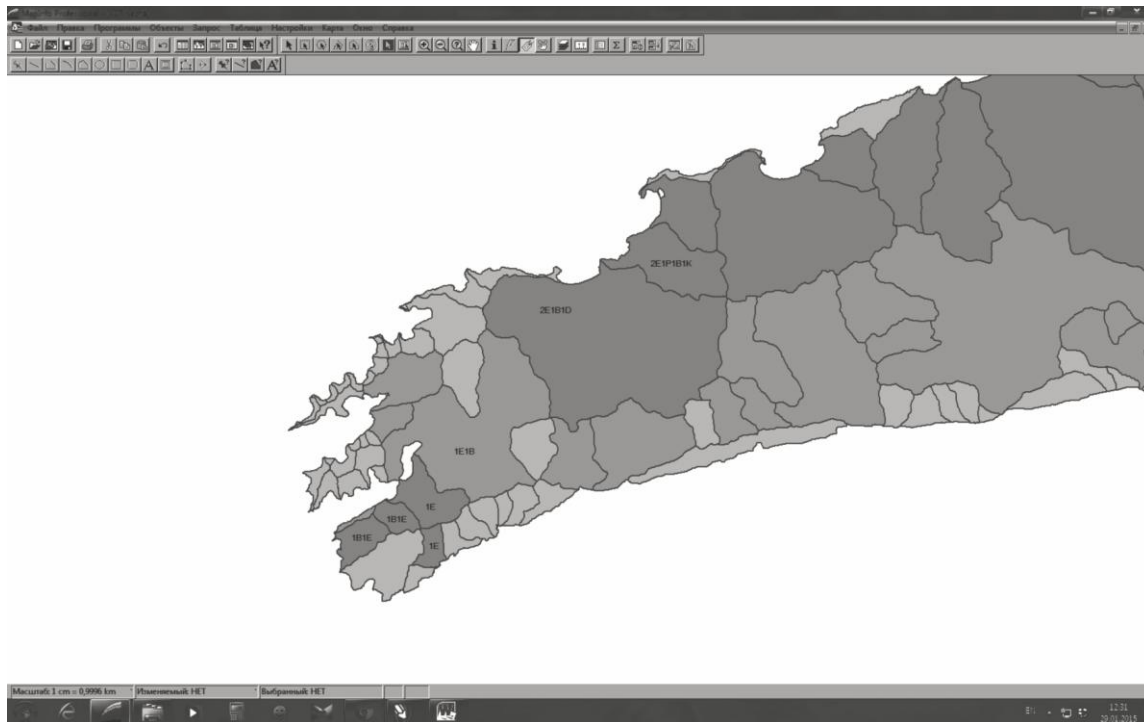


Рис. 1. Окно программы ГИС MapInfo с фрагментом карты устойчивости геологической среды острова Ольхон.

Устойчивость, баллы	Факторы, обеспечивающие степень устойчивости
1	ВЫСОКАЯ. Наличие грунтов обладающих специфическими свойствами мощностью не более 0.2 м или их отсутствие, густота эрозионного расчленения до 1 км/км ² , углы наклона склонов до 15°, отсутствие грунтовых вод, единичные проявления ЭГП.
2	СРЕДНЯЯ. Наличие грунтов обладающих специфическими свойствами, густота эрозионного расчленения от 1 до 1.2 км/км ² , углы наклона склонов от 15° до 30°, залегание грунтовых вод ниже 1,5 м, отсутствие активных ЭГП на территории полигона.
3	НИЗКАЯ. Наличие грунтов обладающих специфическими свойствами, густота эрозионного расчленения более 1.2 км/км ² , углы наклона склонов более 30°, залегание грунтовых вод выше 1,5 м, наличие активных ЭГП на территории полигона.

Рис. 2. Шкала степени устойчивости геологической среды.

В ходе экзогеодинамического районирования острова Ольхон было выделено 159 полигонов. Анализ их геолого-геоморфологических условий позволил установить что 20 % полигонов (41 % территории острова) относится к низкой степени устойчивости, 19 % (43 % территории острова) – к средней и 61 % (16 % территории острова) – к высокой. Степень пораженности ЭГП территории острова низкая и соответствует II баллам.

Построенная в ГИС MapInfo карта в дальнейшем дает возможность работы с ней в результате наложения слоев, отражающих природную или техногенную нагрузку. Например, плотность дорожной сети, застройки территории и т.п. позволит оценить устойчивость геологической среды к техногенной составляющей и тем самым обеспечит грамотный подход к рациональному природопользованию данной территории.

Литература

1. Флоренсов Н.А. К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964. С. 124–137.
2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
3. Геологическая карта: N-48-XXX. Геологическая карта СССР. Прибайкальская серия / Под ред. Кульчицкого А.С. Масштаб: 1:200000. Л.: Ленинградская картфабрика объединения, 1959.
4. Шенькман Б.М. Подземные воды в районе пос. Хужир (о. Ольхон) – ресурсы, качественное состояние, перспектива использования, естественная защищенность // Государственный доклад о состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2008 году. Иркутск, 2010. С. 342–350.
5. Литвин В.М. Опыт региональной оценки интенсивности проявления экзогенных геологических процессов на юге Восточной Сибири // Инженерная геология. 1991. № 6. С. 72–81.

СЕЛЕОПАСНОСТЬ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Пеллинен В.А., Лапердин В.К., Леви К.Г., Рыбченко А.А.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, pellinen@crust.irk.ru

Южное Прибайкалье является одним из селеопасных районов России. В узкой прибрежной полосе, шириной до 1.5 км, на конусах выносов, относящихся к зоне повышенной опасности и риска, расположены и продолжают развиваться города Слюдянка, Байкальск и другие населенные пункты Слюдянского района, а также спортивно-туристические и оздоровительные комплексы. Здесь же проходят жизненно важные для России и стран Тихоокеанского бассейна железная и шоссейная дороги, линии электропередачи и связи. На берегу озера в зоне риска находятся пруды-отстойники, заполненные 6 млн м³ высокотоксичных отходов БЦБК – лигнином.

Данная территория характеризуется высокой плотностью эрозионного расчленения, определяющей высокий уровень селевой и паводковой опасности. Опасность возникает на фоне постоянно действующих сейсмотектонического и геолого-геоморфологического факторов и во время выпадения аномально высокого количества осадков, средняя повторяемость которых до 1971 г. была раз в семь лет. После 1971 г. не наблюдалось «ураганного выпадения» осадков, которые бы вызвали образование паводков и селей катастрофического уровня [1, 2].

Основные цели данной работы состояли в том, чтобы раскрыть сущность условий развития и распространения опасных геологических процессов; составить карты характера уязвимости территорий населенных пунктов с выделением зон селевого и паводкового риска (три категории – опасная, потенциально опасная, безопасная); спрогнозировать последствия природно-техногенных катастроф; разработать и представить принципиальные схемы защитных мероприятий от селей и паводков.

Формирование селей в Южном Прибайкалье происходит при незначительном оттаивании слоя сезонной мерзлоты, закрывающего доступ к поглощению талых и ливневых вод в карстовые и высокотрещиноватые зоны в коренных породах; выпадении 50–100 мм осадков и более, во время которых водопоглощающие каналы не способны пропустить большое количество воды, излишки которой и формируют поверхностный сток в бассейнах рек [3, 4].

Сели и паводки в Южном Прибайкалье определяются морфологией рельефа (значительным перепадом высот на небольшом расстоянии от уреза воды оз. Байкал до водоразделов); разнообразием геологического строения и относительно высокой раздробленностью коренных пород и их физико-механическими и физико-химическими свойствами по отношению к агентам выветривания; особенностями тепло- и влагообеспеченности (характером выпадения и распределения осадков в многолетнем цикле, по временам года и по высотным зонам); наличием или отсутствием ММП и глубоким промерзанием грунтов; высокой техногенной нагрузкой; сейсмотектонической активностью [1, 3, 4].

Для достижения поставленной цели были изучены предкатастрофические заторы, завалы в руслах рек и проведен мониторинг селевых очагов. На основе представленной карты масштаба 1:200000 составлены крупномасштабные специализированные карты с выделением опасных и потенциально селеопасных территорий с прогнозом последствий селевых катастроф (рис. 1).

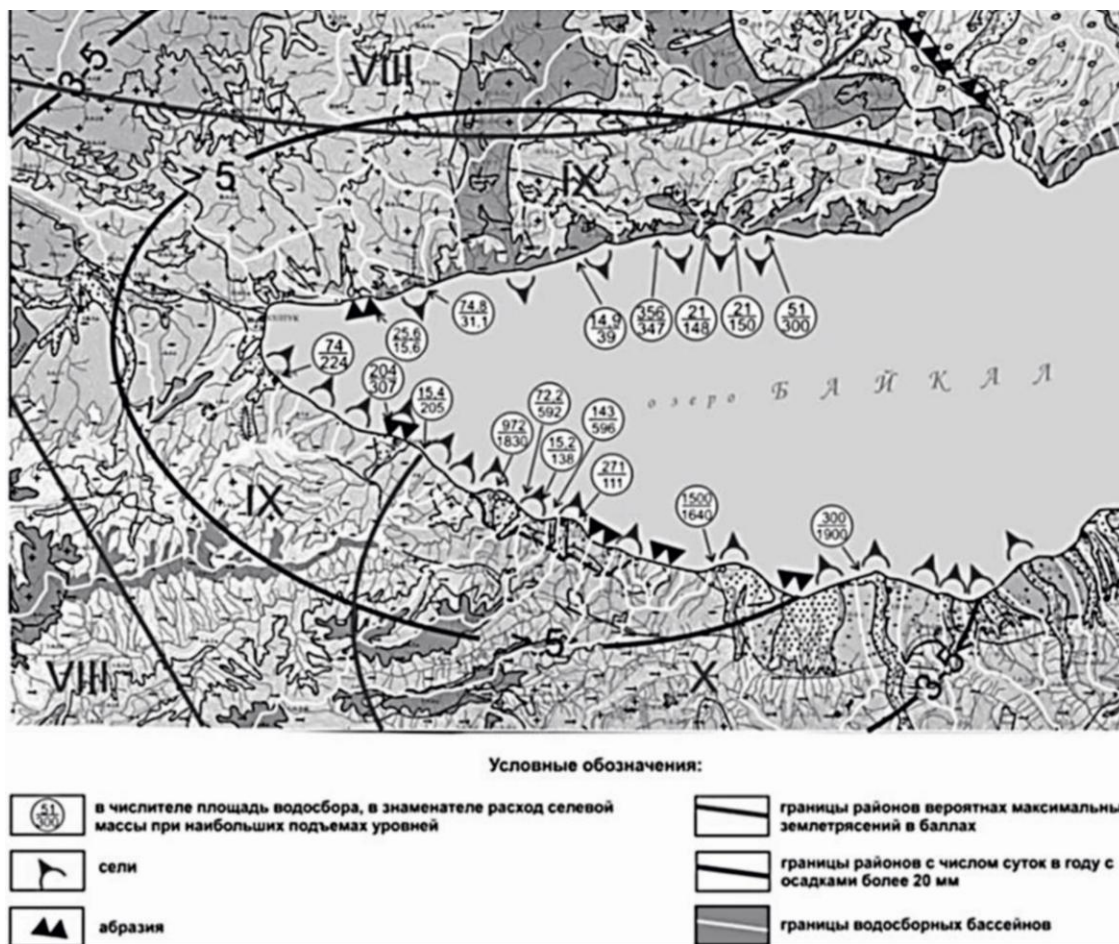


Рис. 1. Карта селеактивности Прибайкалья (Лапердин В.К., Рыбченко А.А.).

С учетом ежегодно нарастающей селевой опасности территории Южного Прибайкалья проверено и оценено современное состояние имеющихся селезащитных сооружений. Необходимо отметить следующее: имеющиеся защитные сооружения на данный период лишь частично могут защитить конкретные объекты, например плотина на ручье Галанском или водонаправляющие дамбы на всех реках и ручьях в местах мостовых переходов, водонаправляющая дамба и лоток по руслу р. Слюдянка.

Пространственная информация о величине поражаемости поселений представлена в виде электронных карт. Для оценки уязвимости населенных пунктов (как объектов воздействия селей и паводков в пространстве) выполнено оверлейное наложение двух наборов электронно-картографических данных. Первая карта характеризует населенные пункты в пространстве, а вторая представляет собой электронную карту категорий риска в цветном изображении.

В результате пространственного анализа исторических сведений об уровнях высоких вод при подтоплении селевыми и водными потоками населенных пунктов выделены зоны с разной степенью опасности (рис. 2). На представленном фрагменте карты темным цветом выделены опасные зоны (А). Уровень возможного воздействия на территории селевыми и водными потоками (когда вода при прорывах затворов и плотин может подняться на 2 м выше исторических зафиксированных уровней) имеет светлый фон (Б).

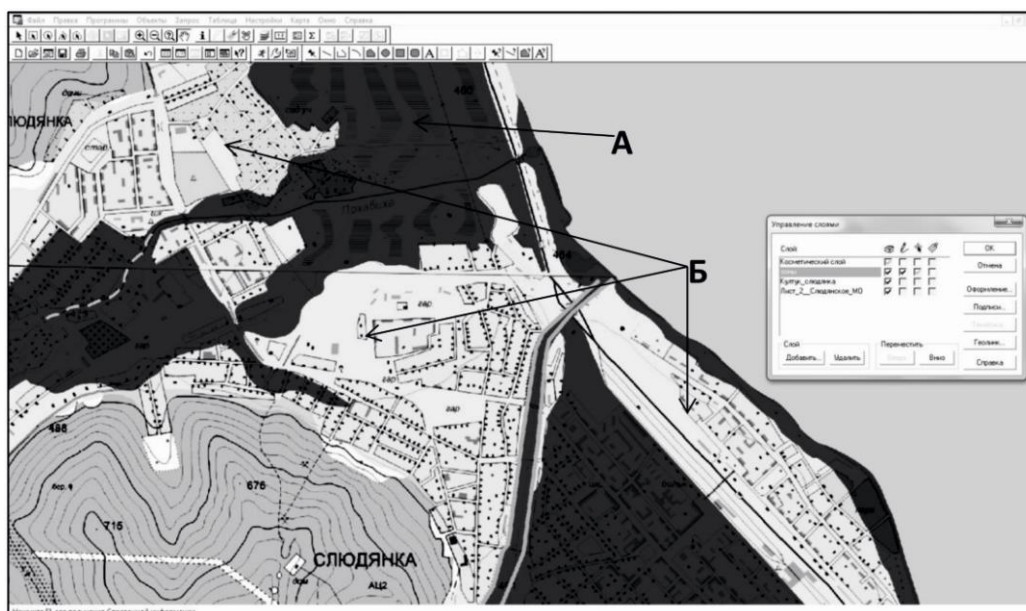


Рис. 2. Окно программы ГИС MapInfo с фрагментом карты зон селевого и паводкового риска устьев бассейнов рек Слюдянка и Похабиха.

Данная оценка состояния опасности территории и определение необходимости возведения селезащитных и противопаводковых и других мероприятий не претендуют на полноту решения проблем, созданных природой и вынужденным освоением территорий с высоким уровнем риска. Прежде чем выдать разрешение на строительство любых инженерных объектов и начинать строить, следует обратиться к картам, отражающим характер уязвимости территории с выделением зон опасности с прогнозом последствий селевых и паводковых катастроф. При этом уровень опасности может быть снижен до минимума при возведении надежных защитных мероприятий.

Работа выполнена по государственному контракту № 2014.384750 «Изучение и оценка условий развития природного и техногенного мегафакторов, способствующих формированию геологических процессов, определяющих высочайший уровень опасности и риска для инфраструктуры Слюдянского района».

Литература

1. Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б. Сейсмо тектоника Байкальской рифтовой зоны как основа прогноза экзогенных геологических процессов // Изменения геологической среды и их прогноз. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 49–59.
2. Лапердин В.К., Демьянович Н.И., Тржцинский Ю.Б. Катастрофические паводки 1971 г. и склоновые процессы // Инфор. сб. ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1971. С. 19–23.
3. Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 312 с.
4. Будз М.Д., Астраханцев В.И. Сели // Инженерная геология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. С. 108–111.

ИЗУЧЕНИЕ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА МЕТОДОМ НОРМАЛИЗАЦИИ

Предеин П.А., Тубанов Ц.А., Герман Е.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, crmpeter@gin.bsnet.ru

Сейсмические волны, распространяясь в неоднородной среде, поглощаются и рассеиваются, формируя волновые поля сложной структуры. Методика оценки добротности – параметра, обратного затуханию, – с использованием метода нормализации позволяет оценить добротность в среде по данным продольных (P), поперечных (S) волн и коды сейсмической волны.

Ранее по данным вибросейсмического зондирования обнаружено повышенное поглощение продольных сейсмических волн, связываемое с разломными зонами в Западном Забайкалье [2]. Наличие в центральной части Байкальского рифта уплотненной сети сейсмостанций позволяет детально исследовать механизмы и условия затухания сейсмических волн непосредственно в очаговых областях землетрясений. Процессы рассеяния и поглощения колебаний в среде зависят от частоты, поэтому важно отдельно регистрировать разные частотные составляющие колебаний, при этом длительность анализируемых сейсмограмм и частотный диапазон желательно иметь как можно большими.

Для расчета добротности использован метод нормализации, согласно которому отношения амплитуд P- и S-волн к амплитуде коды подчиняются следующим выражениям [3]:

$$\ln \left[\frac{A_{P,S}(f, r) \cdot r^\gamma}{A_C(f, t_C)} \right]_{r \pm \Delta r} = - \frac{\pi f}{Q_{P,S}(f) \cdot V_{P,S}} \cdot r + const.$$

Для расчетов было отобрано 185 землетрясений с энергетическим классом от 9 до 12.6, зарегистрированных сейсмостанцией «Хурамша» (hrm) на расстояниях от 100 до 275 км, эпицентры которых располагаются вдоль восьми азимутальных профилей (рисунок). Данный подход позволяет физически обоснованно оценить параметры затухания сейсмических волн с учетом локальных особенностей геологического строения вдоль сейсмических трасс. Предварительно сейсмограммы были отфильтрованы пропускающим фильтром Баттерворта в четырех октавных полосах с центральными частотами 1, 3, 6 и 12 Гц. По отфильтрованным сейсмограммам с помощью программы CodaNorm для каждого частотного диапазона вычислены среднеквадратические значения амплитуд для прямых P- и S-волн и для коды по вертикальной и горизонтальным компонентам, соответственно. Значения выбирались во временных окнах исходя из времен вступлений P- и S-волн и двойного времени пробега S-волны.

Произведен расчет нормированных значений по амплитудным спектрам коды и прямых волн для событий, отнесенных к отдельным профилям, параметры Q_P и Q_S определены из коэффициентов наклона уравнений линейной регрессии в логарифмической шкале соответственно для четырех различных частотных диапазонов.

Из анализа значений добротности и ее частотных зависимостей выявлены следующие закономерности. Для одних и тех же событий в области частот порядка 1 Гц абсолютные значения Q_P и Q_S сопоставимы, а с увеличением частоты наблюдается разница значений. Так, в полосе с центральной частотой 12 Гц имеем отношение добротностей $Q_S \approx 1.7 Q_P$. Такая разница свидетельствует о различиях поглощения средой продольных и поперечных волн на высоких частотах.

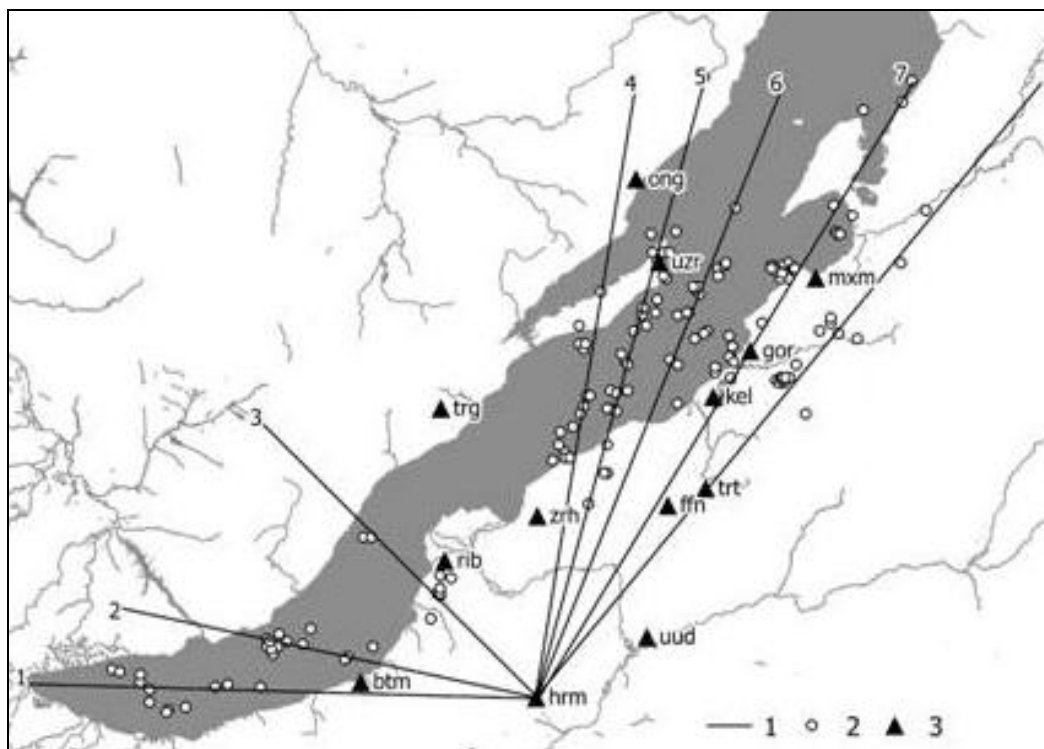


Схема расположения: 1 – сейсмические профили; 2 – эпицентры землетрясений; 3 – стационары.

Полученные значения добротности для Q_S на первых частотах, равные 150 ± 30 для профилей 1–2, сопоставимы с аналогичными результатами, полученными ранее для Южного Байкала [1].

Наблюдается сравнительная разница в форме зависимости добротности от частоты для разных профилей. Для профилей, имеющих северо-восточную направленность (профили 6–8), характерна более резкая частотная зависимость добротности, что говорит о локальных отличиях упругих свойств земной коры Байкальского рифта и высокой неоднородности среды распространения волн.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04157-р_сибирь_a) и гранта Президента РФ (проект № МК-1171.2014.5).

Литература

1. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 712–724.
2. Еманов А.Ф. Исследование динамических особенностей сезонных изменений волновых полей при вибросейсмическом мониторинге среды // Геология и геофизика. 1999. Т. 40 (3). С. 474–486.
3. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 615–631.

РИФТОГЕНЕЗ – ОСНОВА ГИДРОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Проскуракова З.В.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Sphira@rambler.ru

Байкальский регион уникален по многим параметрам, включая единственную на планете полностью континентальную зону рифтогенеза, а также устойчиво пресноводную гидросферу. Основной задачей исследований является установление ведущей роли рифтогенеза в формировании уникальных природных вод региона.

Анализ результатов выполняемых исследований [1, 2] позволил разработать концептуальную схему влияния рифтогенеза на формирование гидрогеологических структур исследуемого региона (рисунок).

В процессе рифтогенеза, сопровождающегося флюидной геодинамикой и тектоническими движениями, образуются листрические разломы сбросового типа, по которым происходит опускание одних блоков земной коры относительно других. Формирование современных морфоструктур Байкальского региона продолжается и в настоящее время [3]: опущенные блоки – впадины, поднятые блоки – «плечи» рифта и межблоковые тела – зоны разломов. Восходящие флюиды, отделяющиеся от высокотемпературного мантийного диапира вместе с эндогенными газами, перехватываются флюидоканалами (разломами с достаточной глубиной заложения и раскрытостью), преобразуются и смешиваются с атмосферными водами. Генерируемые таким образом термальные воды выводятся на поверхность или вскрываются на доступных глубинах скважинами. При этом в качестве основного рифтогенного продукта, как правило, выступают пресные и ультрапресные воды, в газовом составе которых преобладают CH_4 и CO_2 .

По результатам структурно-гидрогеологического анализа и районирования в регионе выделяется три типа гидрогеологических структур: впадины – гидрогеологические бассейны, «плечи» рифта (горное обрамление) – гидрогеологические массивы и разрывные тектонические нарушения – обводненные разломы.

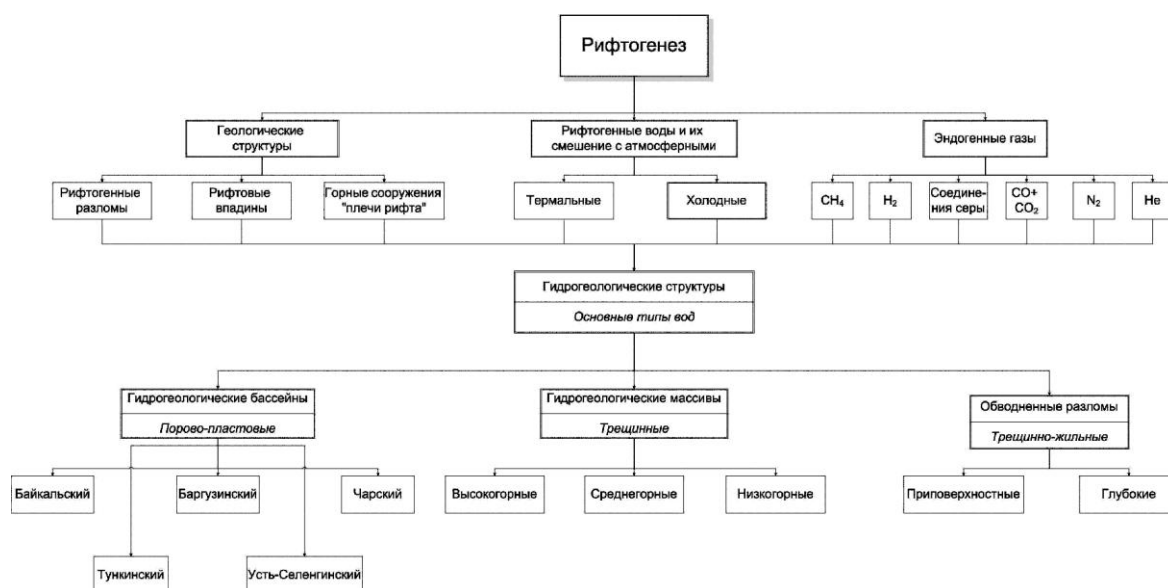


Схема формирования структурно-гидрогеологических условий Байкальского региона.

Ведущая роль рифтогенеза в формировании гидросферы Байкальского региона, как следует из результатов проводимых исследований, представляется очевидной. Образование трех типов структур, сопутствующие тектонические и геологические процессы, проходящая внутри структур флюидная геодинамика, многочисленные современные гидротермы преимущественно пресного и ультрапресного состава с широким спектром газов и микрокомпонентов, который не укладывается в существующие классификации, – все это дает возможность не только восхищаться жемужиной нашей планеты – Байкалом, но и осуществлять дальнейшие исследования, направленные на изучение свойств и составов подземных вод для установления их происхождения и разработки новой генетической классификации.

Литература

1. Диденков Ю.Н., Бычинский В.А., Ломоносов И.С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1114–1118.
2. Диденков Ю.Н., Склярова О.А., Чернышова З.В., Брензей В.И., Вергун А.В. Анализ микрокомпонентного состава природных вод Байкальской рифтовой зоны // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Материалы Всерос. науч.-техн. конф. «ГЕО-НАУКИ». Вып. 10. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2010. С. 167–172.
3. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 249 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УТЛЫКТАШСКОГО ЛОПОЛИТА (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

Рахимов И.Р.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, rigel92@mail.ru

Вдоль узкой субмеридионально протяженной Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны (ЗМЗ) развита серия раннекаменноугольных интрузивных тел габброидного состава. У северного выклинивания этой зоны выделен так называемый Утлыкташский комплекс, включающий несколько массивов, крупнейший из которых именуется Утлыкташским лополитом. Он имеет вытянутую, близкую к веретенообразной, форму. Размеры по современному денудационному срезу и данным полевой геофизики советских времен: около 10 км в длину при ширине до 2.0–2.5 км и мощности более 100 м (не менее 160 м в вершинной части г. Утлыкташ). Тектонически приурочен к системе небольших разломов внутри Утлыкташской синклинали [1], хотя в настоящее время его упрощенно привязывают к восточному крылу Имангуловской мульды [1].

Массив сложен породами основного и среднего состава. Макроструктуры среднезернистые, переходящие то ближе к крупнозернистым, то к мелкозернистым в теле интрузии. Массив ясно расслоен на нижнюю габбровую, среднюю габбро-диоритовую и верхнюю кварцево-диоритовую части. Переходы постепенные. Вмещающей средой лополита являются кремнистые отложения мукасовской свиты верхнего девона (D_3^{fg} mk) и различные карбонатно-терригенные отложения улутауской свиты среднего-верхнего девона (D_{2-3}^{gv} ul). Контакты четкие.

Нижняя близподошвенная зона интрузии сложена габбро, амфиболовыми габбро. Плагноклаз средний либо переходящий в основной – это андезин или лабрадор. Количество клинопироксена – авгита, титанистого авгита – снижается в направлении вверх. Микроструктура габбро-офитовая. Габбровая зона постепенно переходит в габбро-диоритовую. Количество плагноклаза в габбро не менее 50 %.

Габбро-диоритовый слой является наиболее мощным. Это породы, по кремнекислотности нередко отвечающие габбро, но с петрографическими характеристиками диоритов. Так, микроструктуры отмечаются офитовые с переходами в пойкило-офитовые, габбро-офитовые. Плагиоклаз, как и во всем массиве, сильно измененный – сосюритизированный, пелитизированный, вплоть до полного замещения глинистыми минералами. Общий объем плагиоклаза – андезина – в габбро-диоритах около 50–60 %. Бурая роговая обманка встречается и как продукт замещения клинопироксена по каемке, а также в субидiomорфных удлиненно-призматических кристаллах. Вторичные рудные минералы представлены сульфидами (пиритом), совместно с кварцем выполняющими пироксены. В некоторых образцах довольно много изотропного вещества – опала, до 10 %, что наряду с другими признаками характерно для гидротермально измененных пород.

Верхняя часть лополита сложена кварцевыми диоритами с содержанием андезина в породах до 80 %. Все они хлоритсодержащие. Хлорит здесь развит по биотиту и пироксену, а кварц часто в агрегатах с рудным минералом и иногда с альбитом наложен и на плагиоклаз, и на пироксен. Присутствует микроклин, достигающий иногда пороодообразующих значений – 5 % и более. Количество кварца почти не опускается ниже 10 %, а иногда доходит до 20 %.

Вертикальная петрографическая зональность находит четкое отражение в химическом составе пород: кремнеземистость варьируется от 47 мас. % в амфиболовом габбро до 62 мас. % в кварцевом диорите; габбро обладают повышенной титанистостью – 2–3 мас. %, тогда как к диоритам содержание TiO_2 резко сокращается – 0.8–1.1 мас. %; яркий контраст характерен для Mg-Fe показателя: в породах нижней части лополита $Mg\#(MgO/(FeO+Fe_2O_3) \times 100) = 24$, а в самой верхней части $Mg\# = 0.6$.

Возникновение полостей во вмещающей среде для внедрения магмы с формированием согласных контактов отражает текущую подвижность земной коры. Конкордантные интрузии образуются в зонах растяжения, и не обязательно в рифтах. Локальные зоны растяжения, проявленные в плане брахисинклинальными структурами, могут возникать в условиях трансенсии (сдвиговый дуплекс) при аккреционно-коллизонной геодинамической обстановке, установленной в ЗМЗ рядом исследователей [2, 3]. Выступающие участки бывшей окраины континента могли служить инденторами столкновения, а промежуток между двумя «точками соприкосновения» заполнялся более молодым осадочным материалом, слагая ядро образующейся синклинали. Утлыкташский лополит приурочен к восточному борту Имангуловской мульды – к тому участку дислоцированных слоев, где происходила компенсация напряжения сжатия, направленного с востока на запад. Она проявилась в крыльях мульды в виде небольших зон растяжения, осложненной системой мелких разрывных нарушений, связанной, по всей видимости, с косым направлением столкновения. Южнее, в пределах ЗМЗ, приводятся примеры других таких же мульдовых зон, контролирующих нахождение конформных тел [4]. Простирающиеся вмещающих кремнистых толщ субмеридиональное, азимут падения $S3\ 314^\circ$, угол падения слоев с 10° в приконтактной с интрузией зоне «поднимается» до 40° .

Гравитационная отсадка мафических минералов в донной части магматической камеры происходила одновременно с раздвижением разорванных толщ вмещающей среды. Об этом свидетельствует тренд обогащения пород более тяжелыми пироксеном, амфиболом (их уд. вес 3.0–3.5) и рудными минералами в сторону северной – удлиненной и менее мощной – части массива, тогда как гораздо более мощная южная часть обогащена полевым шпатом (уд. вес ~2.7) иверху кварцем (уд. вес 2.65).

Набор геохимических параметров пород наряду со структурным контролем интрузии позволяет рассматривать Утлыкташский комплекс как производную аккреционного магматизма. Абсолютный возраст лабораторными методами не

определен, однако раннекарбонный возраст (C_{1t-v}) Утлыкташского комплекса достаточно надежно устанавливается по структурным признакам.

Литература

1. Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А., Калташева И.Ш., Мухаметов И.Ш. Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1:50000 объекта «Ургунская площадь» за 1972–1978 гг. Т. 1. Уфа, 1978. 416 с.
 2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
 3. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизонная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис ... д.г.-м.н. Екатеринбург, 1997. 85 с.
 4. Салихов Д.Н., Беликова Г.И. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинория // Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164–172.
-

СВЯЗЬ ОФИОЛИТОВ С СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРОЙ

Реснянский И.О.

Иркутский государственный университет, Иркутск, asake_1@mail.ru

Офиолиты, офиолитовый комплекс – это ассоциация горных пород, встречающаяся на континентах. Эти породы считаются остатками древней океанической коры, поднятой на поверхность. Представлены закономерным чередованием (снизу вверх) ультраосновных и основных интрузивных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты, различные габбро, тоналиты), эффузивных (преимущественно базальты и их туфы) и глубоководных кремнистых осадочных отложений [1].

Первоначально, в XIX в., термин «офиолит» использовался как название измененных ультраосновных пород — серпентинитов. В 1905 г. немецкий геолог Г. Штейнманн предложил использовать термин «офиолиты» для обозначения не отдельной породы, а характерной «триады» пород, обычно встречающихся вместе в центральных зонах складчатых систем (серпентинизированных гипербазитов, габбро, базальтов и радиоляритов). Сущность этого парагенеза пород долго интерпретировалась ошибочно. В частности, габбро и гипербазиты считались интрузивными и более молодыми, чем базальты и радиоляриты.

В рамках концепции геосинклиналей офиолитовые комплексы связывались с проявлением магматизма в начальные стадии формирования геосинклинальных систем.

С появлением теории тектоники плит стало ясно, что офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры, и интерес к ним резко возрос: на них были построены первые разрезы океанической коры, установлены закономерности ее строения. Все эти данные послужили вескими доводами в пользу тектоники плит. Однако остро встал вопрос о их соответствии типичной океанической коре.

В полной офиолитовой ассоциации по разрезу представлены следующие типы пород (снизу вверх):

Ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих текстурами тектонитов и в большей или меньшей степени серпентинизированных.

Слой расслоенных габброидных интрузий, как правило, менее деформированных по сравнению с породами ультрабазитового комплекса.

Комплекс параллельных даек диабазов.

Комплекс базальтов, обычно с подушечной отдельностью и кремнистые (в меньшем количестве карбонатные и тонкозернистые терригенные) осадки.

Все эти слои характерны и для типичной океанической коры и возникают в результате спрединга в срединно-океанических хребтах.

Ассоциирующиеся типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями или глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами хромитов, обычно приуроченными к дунитам; 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

Развитие концепции тектоники плит в течение последнего десятилетия привело к поразительным изменениям общих геологических представлений. В современном толковании офиолиты представляют собой океаническую кору, образовавшуюся в срединно-океанических хребтах, откуда они медленно мигрировали в результате раздвигания океанического дна в направлении к окраинам континентов, погружаясь в мантию. В определенных условиях на границах плит пластины океанической литосферы могли надвигаться на краевые части континентальных плит (обдукция офиолитов). В настоящее время реальный механизм становления офиолитов на окраинах континентов еще представляет предмет оживленных споров, однако большинство геологов полагают, что пластины офиолитов имеют аллохтонную природу и изначально образовались в условиях, резко отличающихся от тех, в которых они сейчас находятся. Тектоника плит объяснила парадоксальные контакты высокотемпературных ультраосновных и основных пород с вмещающими осадочными породами. В соответствии с этой гипотезой офиолиты представляют собой океаническую литосферу, возникшую преимущественно при аккреции плит на их границах, где в наибольшей мере проявляется магматическая деятельность. После аккреции в раздвигающемся хребте охладившаяся океаническая литосфера перемещалась в виде низкотемпературной серпентинизированной обособившейся пластины в осадки окраины континентов.

Наиболее слабое место в этих представлениях связано с допущением полной аналогии процессов новообразования океанической коры в настоящее время и в прошлом [2]. В процессе сопоставления континентальных офиолитов и современной океанической литосферы существует несколько аспектов. Наиболее серьезной проблемой является большое различие в возрасте между современными центрами раздвигания океанического дна и континентальными офиолитами, которые образовались в древних, ныне исчезнувших океанах. Принято считать, что в течение всего фанерозойского времени проявлялись такие же процессы, как и современные, приводящие к образованию океанической коры. Но геофизические данные и оценки характера центров раздвигания океанического дна и возникновения океанической коры представительны лишь для очень небольшого, поддающегося наблюдению, интервала времени (не более 1–15 млн лет). Все современные модели центра раздвижений созданы на основании изучения Срединно-Атлантического хребта, однако нет возможности установить, каким образом атлантическая океаническая кора, сформировавшаяся в течение последних 80 млн лет, транспортировалась на континентальную окраину в результате процессов тектоники плит, так как на континентах нет доступных резервуаров для изучения океанической коры Атлантики. Это было изучено по другим офиолитам, образовавшимся в океане Тетис в пределах Средиземноморского региона, которые хорошо обнажены и уже много лет детально исследуются. Значительная часть информации, полученной при изучении офиолитов Тетис, использована при разработке моделей современных центров спрединга океанического дна. Офиолиты Тетиса рассматриваются как океаническая кора, возникшая при раздвигании дна юрского океана, который в настоящее время окончательно исчез в результате сближения Африканской и Европейской плит в Гималаях.

Исследование офиолитовых ассоциаций океана Тетис дает возможность понять процессы взаимодействия коры и мантии, эволюцию палеоокеанических и

палеоостроводужных структур и реставрировать историю формирования всех более древних океанов Центральной Азии.

Литература

1. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
 2. <http://lake.baikal.ru/ru/library/publication.html>.
-

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ФУНКЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Рубцова М.Н., Худоногова Е.В.

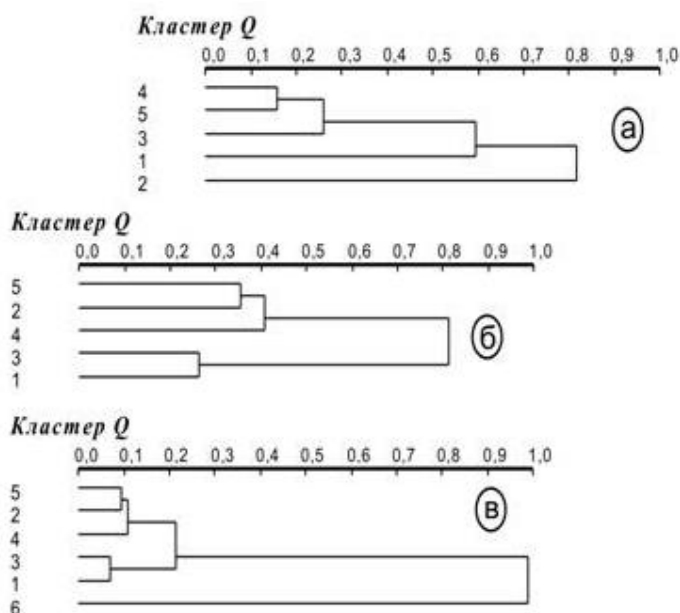
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rubtsova83@inbox.ru

Исследование экологических функций четвертичных отложений заключается в оценке их ресурсного, геодинамического, геохимического и геофизического потенциалов, определяющих условия жизнедеятельности человека [2]. Представлены материалы комплексной оценки современных эоловых песчаных массивов Байкальского региона как среды строительства и функционирования различных сооружений (ресурсный потенциал), среды развития природных и природно-техногенных процессов (геодинамический потенциал), а также среды возможного литогеохимического загрязнения (геохимический потенциал).

Реализован современный подход к инженерно-геологической оценке эоловых песчаных покровов региона, когда на базе комплексной информации о составе, структуре, состоянии и свойствах отложений количественно определена степень их устойчивости к природно-техногенным воздействиям. Установлено, что генетические особенности эоловых образований определяют их природную недоуплотненность и существенный потенциал деформирования при различных воздействиях. Это позволяет рассматривать их как чувствительный компонент геологической среды региона.

Геодинамический потенциал песчаных массивов оценивается через развитие процессов опустынивания территории, которые сопровождаются воздействием на экосистемы и инженерные сооружения. Эоловые отложения часто являются источником песчаных бурь, засыпающих на своем пути лесные массивы и различные постройки. Для выявления степени опустынивания аквальных и суходольных впадин региона предложен коэффициент опустынивания, который рассчитывается как отношение суммарной площади эоловых покровов во впадине к площади самой впадины и выражен в процентах [5].

Детальное изучение химического и микроэлементного состава эоловых отложений, полученного методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), позволило оценить их геохимический потенциал [3, 4]. Результаты статистической обработки этих данных с помощью программы «Кластер-анализ Q-типа» представлены на рисунке. Выявлена довольно высокая степень сходства химического состава (рисунок, а) для современных песчаных массивов суходольных впадин (Тункинская, Баргузинская и Чарская). Установлен преимущественно однородный характер распределения средних содержаний основных оксидов (%): SiO₂ (76.04), Al₂O₃ (13.06), Fe₂O₃ (1.57), Na₂O (3.30), MgO (0.56), TiO₂ (0.27), P₂O₅ (0.07). Коэффициенты вариации при этом изменяются в интервале 4–26 %. Исключение составляют K₂O (2.90), CaO (2.89) и MnO (0.03) с более высокими значениями коэффициентов вариации – 41, 34 и 39 %.



Группирование современных эоловых песчаных отложений региона по данным химического (а) и микроэлементного (б) состава. Сопоставление микроэлементного состава природных эоловых покровов и техногенных образований (в). 1–6 – районы исследований: 1 – о. Ольхон, 2 – восточное побережье оз. Байкал, 3 – Тункинская долина, 4 – Баргузинская долина, 5 – Чарская впадина, 6 – техногенные эоловые образования (г. Иркутск, его окрестности и г. Байкальск).

В химическом составе эоловых отложений о. Ольхон и Восточного побережья оз. Байкал выявлены существенные отличия: ольхонские пески характеризуются максимальными содержаниями (%) – SiO_2 (85.14), Al_2O_3 (11.10), TiO_2 (0.50) и MnO (0.07), а эоловые отложения восточного побережья – Na_2O (4.39), K_2O (4.31), Fe_2O_3 (2.30), MgO (0.68) и P_2O_5 (0.13).

Ранее при изучении роли техногенного фактора в формировании современного эолового литопотока было отмечено, что промышленные выбросы в атмосферу приводят к накоплению в нем экологически опасных концентраций тяжелых металлов (Cr, Co, As, Ni, Cu, Zn и Pb) [1]. Оценка микроэлементного состава природных эоловых отложений региона установила интересную особенность. Во-первых, пески о. Ольхон оказались близкими по составу отложениям Тункинской долины (рисунок, б), по-видимому, как наиболее освоенные территории. Эта группа характеризуется средним уровнем загрязнения по As и слабым – по Cr, Cu, Ni, и Co. Эоловые пески Чарской и Баргузинской долин, а также восточного побережья оз. Байкал имеют слабый уровень загрязнения по вышеперечисленным элементам. Сопоставление элементного состава природных и техногенных эоловых образований показывает, что на сегодняшний день природные пески все еще остаются преимущественно экологически «чистыми» (рисунок, в).

Таким образом, результаты оценки экологических функций современных эоловых отложений Байкальского региона характеризуют их как чувствительный компонент геологической среды, определяющий активизацию процессов опустынивания и литогеохимического загрязнения в техногенных условиях, что позволяет рассматривать данные образования в качестве индикатора экологического состояния территории.

Литература

1. Рубцова М.Н. Роль техногенного фактора в формировании современного эолового литопотока // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 173.
2. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М.: Геоинформмарк, 2002. 415 с.
3. Худогова Е.В., Акулова В.В. Применение рентгенофлуоресцентного анализа при геоэкологической оценке техногенных отложений // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Вып. 10. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2010. С. 121–123.
4. Штельмах С.И. Распределение микроэлементов в дисперсных грунтах ключевых участков юга Восточной Сибири (инженерно-геологические и геоэкологические аспекты). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2008. 18 с.
5. Akulov N.I., Rubtsova M.N. Aeolian deposits of rift zones // Quaternary International. 2011. 234 (1-2). P. 190–201.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

Руднева Н.А. **, Чувашова И.С.****

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rudneva@crust.irk.ru

** Иркутский государственный университет, Иркутск

Первые сведения о геологии и базальтах Витимского плоскогорья были получены И.А. Лопатыным (1861 г.), А.К. Мейстером (1912 г.), В.К. Котульским, Н.И. Свитальским, Н.А. Деминым (1909–1913 гг.). Первый палинологический анализ осадочных отложений с определением неогенового возраста был проведен К.А. Шахарстовой (1947 г.). К.П. Калининой проводилась геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 на глазомерной топооснове и главным образом аэровизуальными наблюдениями (1948 г.). На плоскогорье были закартированы кайнозойские базальты. Несколько мелких аномальных зон, связанных с базальтами, было выделено В.В. Суслениковым при аэромагнитной съемке масштаба 1: 200000 (1957 г.).

В разные годы на Витимском плоскогорье были открыты вулканы, получившие имена первопроходцев Сибири – Мушкетова, Обручева и Лопатина. Несколько вулканических конусов было найдено К.П. Калининой. Вместе с Н.А. Флоренсовым ею был охарактеризован четвертичный вулкан, которому было присвоено имя Домбровского [7]. Согласно этим авторам, вулкан имеет вид усеченного конуса, внешний диаметр конуса при основании 1.0–1.1 км, высоту 150 м. Конус вулкана сложен туфами, шлаками, пузыристыми и плотными базальтовыми лавами.

В первой крупной обобщающей монографии по кайнозою и мезозою Прибайкалья Н.А. Флоренсовым [6] приведена краткая характеристика неогена Витимского плоскогорья с использованием данных С.Г. Мирчинк, А.Н. Григорьевой и С.Д. Шера. В монографии «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» [3] Н.А. Логачевым и А.С. Ендрихинским приведена более подробная характеристика осадочных и вулкано-генных образований. Выделена джилиндинская свита со стратотипом на р. Кукушунда. В монографии А.И. Киселева и др. [2] охарактеризованы палеогеоморфологические условия вулканизма и приведены данные о петрогенных оксидах кайнозойских эффузивов Витимского плоскогорья. В работах В.М. Скобло, Н.А. Ляминой и В.А. Титова подробно рассмотрены и обобщены результаты многолетних исследований кайнозойских осадочных отложений Витимского плоскогорья. В предшествующих работах джилиндинская свита считалась только осадочной (терригенной). Эти авторы привели новые данные, свидетельствующие о перекрытии терригенных толщ базальтами, чередовании и латеральных переходах лав и осадочных линз.

С начала 1980-х гг. на Витимском плоскогорье выполнялись систематические исследования осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с использованием бурения. В 1982 г. проводилось разведочное и картировочное бурение в Джилиндинской впадине западной части Витимского плоскогорья Мухальской геологоразведочной партией Багдаринской экспедиции ПГО «Бурятгеология». Керн был задокументирован сотрудниками лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии Геологического института БФ СО АН СССР И.Н. Резановым и Р.Ц. Будаевым совместно с сотрудником лаборатории неотектоники и геоморфологии Института земной коры СО АН СССР С.В. Рассказовым. Были получены первые К–Аг датировки вулканических пород джилиндинской свиты западной окраины плоскогорья в интервале 14–9 млн лет и более молодой плиоцен-четвертичной толщи восточной окраины. Охарактеризованы представительные миоценовые спорово-пыльцевые спектры из осадочных отложений [1, 4]. По составу спор и пыльцы была выделена олигоценовая кулариктинская свита. В разрезе джилиндинской свиты различались три эпизода повышения щелочности лав (гиалобазанитоиды, послеэрозионные базанитоиды и дифференцированные щелочные лавы), в промежутках между которыми господствовали излияния долеритовых и щелочных оливиновых базальтов. При специальных поисковых буровых работах на уран ПГО «Сосновгеология» в 1980–1990-х гг. были оконтурены три магистральные погребенные палеодолины, заполненные неогеновыми и четвертичными осадочными отложениями и лавами: Южная (Джилиндинская), Центральная (Аталангинская) и Северная (Хойготская). Данные, приведенные в монографии 2000 г. по К–Аг и А–Аг датированию вулканических пород плоскогорья, были дополнены и согласованы с данными о составе спор и пыльцы, диатомовых водорослей, растительных отпечатков, пресноводных остракод и малакофауны из осадочных отложений, перемежающихся с базальтовыми лавами [5].

Изучение вулканических и вулканогенно-осадочных толщ Витимского плоскогорья проводится с участием авторов с 2006 г. Исследование распределения лав и осадков во времени делает территорию привлекательной для восстановления единой последовательности тектонических и магматических событий и их корреляции с событиями на территории других регионов Центральной и Восточной Азии для решения вопроса о причинах более ранних процессов рифтогенеза на юге Восточной Сибири, чем в других классических внутриконтинентальных рифтах. Распространение озерных отложений на Витимском плоскогорье и близость оз. Байкал ставят проблему поиска седиментационных и палеонтологических доказательств вероятного пространственного объединения палеобассейнов территорий Байкала и Витимского плоскогорья в течение кайнозоя. Текущие задачи исследований включают: 1) создание модели эволюции глубинных процессов под Витимским плоскогорьем на основе сравнительного анализа микроэлементных и изотопных характеристик вулканических пород в последовательностях западной и восточной частей плоскогорья, 2) оценку роли высоко-Mg расплавов и соотношение активности их источников с источниками умеренно-Mg расплавов и 3) определение места вулканизма Витимского плоскогорья в геодинамическом контексте образования Байкальской рифтовой системы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31328).

Литература

1. Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ, 1984. С. 67–88.
2. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 197 с.
3. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.

4. Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 20–28.
5. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Гео, 2007. 193 с.
6. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 177 с.
7. Флоренсов Н.А., Калинина К.П. Потухшие вулканы Черского и Домбровского в Восточной Сибири // Известия. Всесоюз. геогр. о-ва. 1955. Т. 87, № 6. С. 552–555.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ РОЦЕНИТА ШЕРЛОВОГОРСКОГО ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

Русаль О.С.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита,
sergutskaaya@mail.ru

Особенностью Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения является многообразие состава пород и руд, слагающих данную рудно-магматическую систему. В ее пределах в период отработки сформировался карьер, который позже был затоплен. В результате процессов выветривания стенки карьера разрушаются, атмосферные осадки вступают в реакцию окисления с сульфидсодержащими породами и рудами. Попадая на дневную поверхность, высокоминерализованные водные потоки на испарительном геохимическом барьере образуют ассоциации минералов голубого, белого, желтого оттенков. Диагностика показала, что это водные сульфаты магния, цинка, железа, меди, кобальта, марганца. В данной работе рассматриваются 4-водные сульфаты, которые отнесены к группе роценита. Данную группу составляют шесть минералов: роценит ($\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), бойлеит ($\text{ZnSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), старкеит ($\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), илезит ($\text{MnSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), эплоуит ($\text{CoSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) и новый минерал $\text{CdSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ [1]. Эти минералы являются редкими и малоизученными.

Анализ проб минералов проводился рентгеноструктурным, синхронным термическим, ИК-спектрометрическим, потенциометрическим, гравиметрическим, титриметрическим, ICP-MS и ICP-AES методами. В карьере месторождения были обнаружены лишь первые четыре минерала, эплоуит по данным химического анализа не обнаружен, хотя был идентифицирован рентгеноструктурным анализом, содержание кобальта в образцах колеблется в пределах 0.006–0.59 %, кадмий присутствует во всех образцах в пределах 0.01–0.32 %. Оба элемента входят в состав минералов этой группы изоморфно.

Теоретически минералы данной группы имеют формулу $\text{Me}^{2+}\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, в природе же таких минералов не встречается, Me^{2+} – это изоморфная цепочка двухвалентных металлов Zn, Mg, Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Cd; четырехводные сульфаты образуют ограниченные серии твердых растворов, пределы смесимости которых не определены. Разными исследователями приводятся данные о следующих минералах: марганцевый роценит ($\text{Fe}_{0.78}\text{Mn}_{0.11}\text{Mg}_{0.09}\text{SO}_4 \cdot 3.85\text{H}_2\text{O}$); магниевый илезит ($\text{Mn}_{0.62}\text{Mg}_{0.40}\text{SO}_4 \cdot 4.2\text{H}_2\text{O}$); цинковый илезит ($\text{Mn}_{0.70}\text{Zn}_{0.16}\text{Fe}_{0.13}\text{SO}_4 \cdot 3.89\text{H}_2\text{O}$) [4]. На Блявинском месторождении на Урале известны роцениты с содержанием железа 24.23 %, при идеальном содержании 25 %. R.D. Cody и D.L. Biggs [3] описали роценит с содержанием железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) = 31.13; J.L. Jambor и R.J. Traill [5] приводят данные по составу роценита из Staszic (Poland) с содержанием $\text{FeO} = 31.13$, $\text{MgO} = 0.97$, $\text{MnO} = 0.06$, а в эксперименте ими получен роценит состава $(\text{Fe}_{0.95}\text{Cu}_{0.05})\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. По данными микронзондового анализа были определены:

в США – старкеит $(\text{Mg}_{0.86}\text{Fe}_{0.12})_{\Sigma=0.98}(\text{SO}_4)_{1.02} \cdot 4.00\text{H}_2\text{O}$;
в Канаде – эплуит $\text{Co}_{0.50}\text{Mn}_{0.25}\text{Ni}_{0.22}\text{Cu}_{0.01}\text{Fe}_{0.01}\text{Zn}_{0.01})_{\Sigma=1.00}\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$;
в Германии – бойлеит $(\text{Zn}_{0.84}\text{Mg}_{0.16})\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Шерловогорские роцениты представлены магниевомарганцевой разновидностью, бойлеиты – магниевые, старкеиты – никелевомарганцевые, илезиты – магниевоникелевые. Трудность расчета химической формулы связана с изоморфизмом не только катионов, но и самих минералов, они образуют, как упоминалось выше, твердые растворы, из всех групп водных сульфатов данная группа считается самой сложной в диагностике. Так, магний, замещающий цинк в бойлеите, постепенно вымещает последний и становится уже старкеитом с высоким содержанием цинка, подобный механизм происходит и с другими членами группы. Кроме Mg, Fe, Zn, Mn, в состав минералов входят также и Co, Cd, Ni, Ca, Cu. Так, обнаруженный в зоне гипергенеза Шерловогорского месторождения редкий минерал ганнингит имеет формулу $(\text{Zn}_{0.68}\text{Fe}_{0.17}\text{Mg}_{0.04}\text{Mn}_{0.02}\text{Cu}_{0.01}\text{Cd}_{0.002}\text{Ca}_{0.007})_{0.929}(\text{SO}_4)_1 \cdot 1.53\text{H}_2\text{O}$ [2]. Разнообразие состава минералов объясняется разнообразием первичных минералов, слагающих данное месторождение. Большую часть гипергенных минералов занимают сульфаты цинка, что связано с достаточно хорошей растворимостью сфалерита в окислительных условиях и содержанием его в бортах карьера месторождения.

Содержание изоморфных элементов в минералах не превышает 1 %, однако значения многих выше кларка земной коры (в порядке уменьшения): Cd, Ni, Cu, Co. При этом для кадмия это значение колеблется в пределах 877–24585 раз, никеля – 6–1089 раз, меди – 1–128 раз, кобальта – 3–331 раз. Превышение ПДК для вод рыбохозяйственного назначения превышает для кадмия по среднему значению в 2 млн раз, для кобальта – более 5000 раз, меди – более 40 тыс. раз, для никеля – 30 тыс. раз. Эти элементы относятся к 2 и 3-му классам опасности. Таким образом, гипергенные сульфаты группы роценита выступают в роли минералов-носителей. Имея хорошую растворимость в воде, они могут мигрировать на большие расстояния, создавая экологическую нагрузку на окружающую среду и здоровье населения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке МНП–2014.

Литература

1. Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. Сульфаты Урала: распространенность, кристаллохимия, генезис. М.: Наука, 2007. С. 30–31.
2. Юргенсон Г.А., Русаль О.С. Железистый ганнингит как продукт современного минералообразования в карьере Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения (Юго-Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2014. № 5. С. 129–135.
3. Cody R.D., Biggs D.L. Halotrichite, szomolnokite, and rozenite from Dolliver State Park, Iowa // The Canadian Mineralogist. 1973. № 11. P. 958–970.
4. Jambor J.L., Nordstrom D.K., Alpers C.N. Metal-sulfate salts from sulfide mineral oxidation // Sulfate minerals. Miner. Soc. Amer., 2000. P. 303–350.
5. Jambor J.L., Traill R.J. On rozenite and siderotil // The Canadian Mineralogist. 1963. № 7. P. 751–763.

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА ВОД ДРЕВНИХ МЕЗОЗОЙСКИХ МОРСКИХ И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Садыкова Я.В.

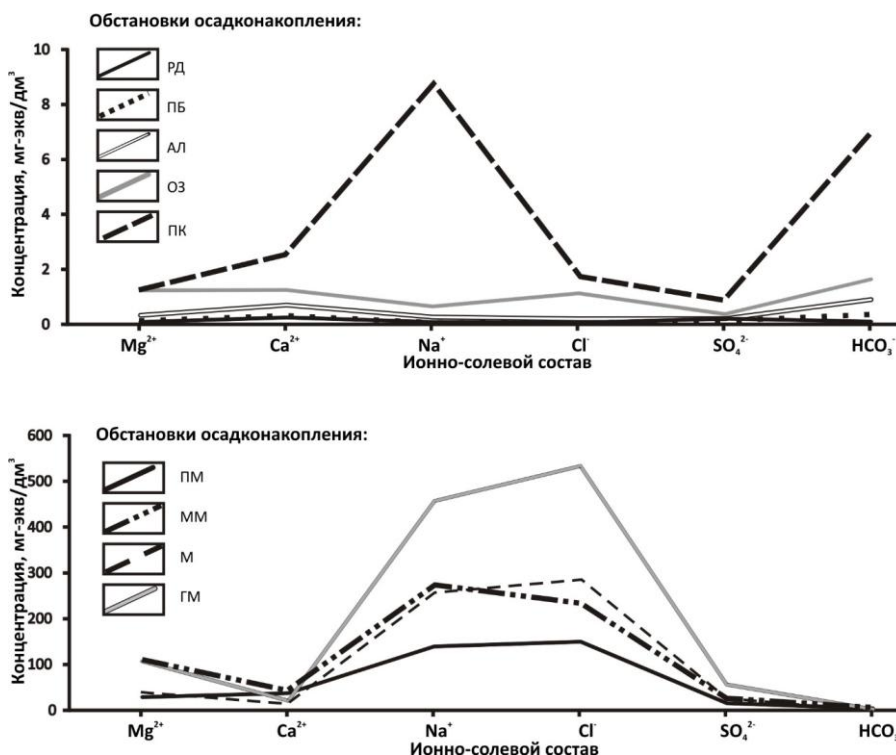
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, janysha@list.ru

Основной задачей палеогидрогеологических исследований в нефтегазоносных бассейнах является реконструкция гидрогеологических условий, существовав-

ших в прошлом, выявление роли водных растворов в формировании и сохранении скоплений нефти и газа.

Методика восстановления солевого состава вод древних мезозойских морских и озерно-аллювиальных бассейнов основывается на палеогеографических реконструкциях и сравнительно-литологическом анализе с использованием естественно-исторического подхода, суть которого сводится к следующему: в прошлые геологические эпохи формирование ионно-солевого состава вод в континентальных и морских обстановках обуславливалось теми же факторами и являлось результатом тех же процессов, что и в настоящее время. В качестве объекта исследования был выбран Большехетский суббассейн Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Можно выделить две группы факторов, определяющих направленность изменения химического состава вод в ходе геологической эволюции осадочного бассейна: 1) определяющие генетический тип и состав исходных вод — литолого-фациальный, палеогеографический, палеоклиматический; 2) контролируемые последующие после захоронения изменения химического состава подземных вод — температура, давление, динамика и геохимия среды, влияние инфильтрационного питания. Начиная со стадии захоронения сингенетичных вод происходит формирование их состава, который определяется вначале обстановками осадконакопления, а затем, на стадии диагенеза и катагенеза, процессами вертикальной и латеральной миграции и взаимодействия в системе «вода-порода-газ-ОВ». Следовательно, первоначальный состав седиментационных вод может быть установлен, исходя из условий формирования осадков. Рост суммы солей в континентальных обстановках происходит в основном за счет гидрокарбонат-иона и кальция, а в морских обстановках — за счет ионов хлора, натрия и магния. Магний является показателем глубоководности обстановки накопления иловых вод.



Средний состав сингенетичных вод различных фациальных обстановок.

Обстановки осадконакопления: РД – равнина денудационная, ПБ – пойменно-болотные, АЛ – аллювиальные, ОЗ – озерные, ПК – прибрежно-континентальные, ПМ – прибрежно-морские, ММ – мелководно-морские (50–200 м), М – морские (200–400 м), ГМ – глубоководно-морские (более 400 м).

Для реконструкции состава вод древних морских бассейнов используются данные по современному химизму океана [1, 3], иловых вод [5], поглощенного комплекса глин [2], результаты палеонтологических и палеоклиматических исследований. Изучение состава современных морских (Охотское, Японское, Балтийское, Белое, Каспийское) и океанических вод позволяет сделать вывод о том, что максимальная соленость погребенных вод юрских и меловых отложений Большехетского суббассейна не должна была превышать 38 г/дм^3 в наиболее глубоководных обстановках бассейна, а в мелководных и прибрежных частях могла колебаться от 5 (привнос пресных вод реками) до 25 г/дм^3 . По составу вод преобладали хлоридные натриевые, с увеличением роли магния по мере углубления морского бассейна.

Основными показателями, позволяющими установить первоначальный состав инфильтрационных вод (континентальные обстановки осадконакопления), являются данные по среднему составу речных, болотных и озерных вод и по геохимии зоны гипергенеза [4]. Обобщение и анализ результатов исследований континентальных и прибрежно-морских осадков в обстановках семиаридного климата показали, что инфильтрационный водообмен приводил к формированию пресных преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод, с общей минерализацией до 0.5 г/дм^3 , а в прибрежно-континентальных обстановках — солоноватых вод (до 6 г/дм^3). Кроме того, был получен средний макро- и микрокомпонентный состав подземных вод, захоронившихся как в морских, так и в континентальных обстановках в течение эволюции Большехетского суббассейна (рисунок).

Литература

1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 344 с.
2. Грамберг И.С. Палеогидрогеохимия терригенных толщ. Л.: Недра, 1973. 172 с.
3. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
5. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.

ПРИЗНАКИ ПОДГОТОВКИ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ДАННЫХ ДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА

Салко Д.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bornyak@crust.irk.ru

Целью работы является поиск во временных рядах данных деформационного мониторинга признаков подготовки сильных землетрясений. Проведен анализ данных деформационного мониторинга, выполненного в штольне на сейсмостанции «Талая» перед землетрясением на Байкале 27 августа 2008 г. Эпицентр землетрясения располагался в 30 км от пункта мониторинга.

Для обработки данных была создана компьютерная программа, позволяющая проводить для длинных временных рядов медленно меняющихся данных следующие виды анализа: спектральный анализ, корреляционный анализ, построение автокорреляционных функций.

Предполагается, что сигнал, получаемый с деформационных датчиков, содержит в себе несколько составляющих. Одна из составляющих обусловлена лунно-солнечными приливами, а также другими процессами, происходящими в атмосфере,

ионосфере и космическом пространстве, и имеет период 24 часа. Другая составляющая связана с процессами в земной коре и является случайной.

Мониторинг деформаций проводился в штольне на геодинамическом полигоне «Талая». Его технические детали описаны в работе [1]. Были проанализированы данные с горизонтального и вертикального деформационных датчиков. В сигнале от датчиков можно выделить:

- постоянную составляющую;
- периодический сигнал, лунно-солнечные приливы, период 12 или 24 часа;
- аномалии, не связанные с землетрясениями;
- шум и ошибки измерения.

Анализ предполагает поиск аномалий в сигнале, из которого удален шум и постоянная составляющая. Для поиска аномалий был применен метод автокорреляции, позволяющий оценивать статистическую взаимосвязь между последовательностями величин одного ряда, взятыми со сдвигом друг относительно друга. Рядами являются значения деформации с вертикального и горизонтального датчиков. Автокорреляция считалась со следующими параметрами: окно 24 часа, сдвиг 24 часа. Для каждого момента времени, для каждого графика был построен новый график, показывающий значение автокорреляции. Чем больше значение автокорреляции отличается от единицы, тем большее влияние на сигнал оказывает аномалия. Если сигнал полностью повторяет себя с периодом 24 часа (за соответствующий промежуток времени аномалии не проявляли себя), то значение автокорреляции будет равно 1.

По результатам анализа двух временных рядов (данных с вертикально и горизонтально установленных датчиков) выявлено следующее. С 12 мая 2008 г. по 16 июня 2008 г. аномалии проявляют себя одновременно на обоих датчиках. Аномалий очень мало. С 16 июня по 27 августа (момента землетрясения) аномалии происходят в основном по горизонтальной оси датчика. По горизонтальному же датчику в этот период отмечено три резких увеличения деформации. По вертикальному датчику такого отмечено не было. Через два дня после первой аномалии 16 июня на расстоянии 190 км происходит землетрясение $K=11.3$. Далее до 27 августа землетрясений в радиусе 200 км не было. Лишь один раз за 2.5 месяца моменты прихода аномалий по обоим датчикам совпадают: это происходит за 19 дней до землетрясения.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

Перед крупным землетрясением в течение нескольких месяцев не происходит никаких других землетрясений, что соответствует представлениям о «сейсмических брешах».

В горизонтальных и вертикальных деформациях появляется большое количество аномалий, причем аномалии в показаниях вертикального и горизонтального датчиков не всегда совпадают по времени.

За 18 дней до землетрясения наблюдается крупная аномалия с падением корреляции с 9.6 до 6.4 в течение одного часа одновременно в обоих датчиках.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-55-53023-ГФЕН_а).

Литература

1. Борняков С.А., Встовский Г.В. Первый опыт сейсмодеоформационного мониторинга Байкальской рифтовой зоны (на примере Южно-Байкальского землетрясения 27 августа 2008г). // ДАН. 2010. Т. 431, № 4. С.537–541.

ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Самойлова О.М.

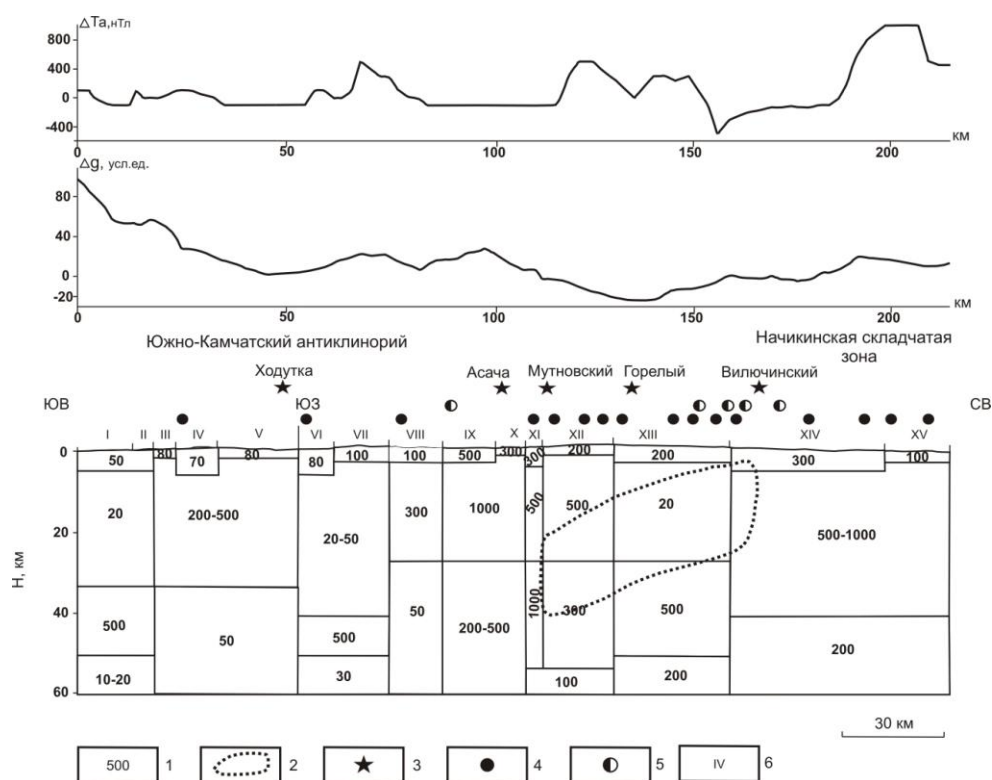
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
olgasm415@mail.ru

Особенностью Южной Камчатки является наличие вулканической зоны, изучение глубинного строения которой вызывает повышенный научный интерес. В рассматриваемом районе выполнены детальные исследования различными электромагнитными методами в окрестности вулкана Горелый [3] и на Мутновском месторождении парогидротерм [2, 4]. Результаты этих работ характеризуют электропроводность верхних частей земной коры. Глубинное строение северной части вулканической зоны изучено методом сейсмической томографии [1]. В последние годы в районе вулканической зоны выполнены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) по профилю протяженностью около 150 км, что дает возможность получить новую информацию о распределении электропроводности литосферы в слабоизученном районе юго-восточного побережья Камчатки.

Распределение электропроводности пород с глубиной получено посредством качественной интерпретации кривых МТЗ (рисунок).

Изолинии на разрезе изображены в Ом·м. На верхней шкале разреза показаны границы районов, для которых получены средние продольные кривые МТЗ; изображено местоположение вулканов в районе профиля на удалении в первые десятки километров, а также гидротермальные источники и рудопроявления. Кроме этого, над разрезом показаны графики аномального магнитного поля и поля силы тяжести в условных единицах. Судя по кривым МТЗ, на глубинах в первые километры существует зона пониженных значений сопротивлений, характеризующих осадочно-вулканогенный чехол. В средней части профиля до глубин в первые десятки километров выделяется субвертикальная аномалия повышенного электрического сопротивления в сотни-первые тысячи Ом·м. К этой аномалии приурочены вулканы Асача и Мутновский. Предполагается, что повышенные электрические сопротивления связаны с глубинным разломом, насыщенным магматическими породами. Наличие в земной коре магматических пород находит отражение в виде аномалий повышенной интенсивности поля силы тяжести и возмущенного магнитного поля. В северной части профиля в земной коре на глубинах 20–30 км выделяется аномалия пониженного удельного электрического сопротивления в первые десятки Ом·м. К краям аномалии приурочены вулканы Горелый и Вилючинский. Природа аномалии связывается с наличием магматических расплавов и гидротермальных растворов. Аномалия находит отражение в пониженной интенсивности поля силы тяжести. Возмущенный характер магнитного поля обусловлен присутствием в верхней части разреза вулканогенных пород. Выявленная аномалия повышенной электропроводности находит подтверждение в виде зоны пониженной сейсмической скорости по данным сейсмотомографии. В районе аномалии повышенной электропроводности на поверхности отмечаются выходы гидротермальных источников и рудопроявления.

На профиле в районах VI–VII выделяется аномалия пониженного удельного электрического сопротивления в первые десятки Ом·м на глубинах до 30–50 км. К границе выделенной аномалии приурочен вулкан Ходутка. Предполагается, что аномалия повышенной электропроводности связана с глубинным разломом. Аномалии повышенной электропроводности соответствуют относительно низкому уровню поля силы тяжести и возмущенному характеру магнитного поля.



Глубинный геоэлектрический разрез вулканической зоны.

1 – кажущееся удельное электрическое сопротивление в Ом·м; 2 – аномалия пониженной сейсмической скорости [1]; 3 – вулканы; 4 – гидротермальные источники; 5 – рудопроявления ископаемых; 6 – зоны профиля, полученные по кривым МТЗ.

В юго-восточной части профиля (районы I–II) в земной коре выражена аномалия повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением в 10–20 Ом·м. Предполагается, что аномалия связана с поперечным глубинным разломом, насыщенным высокоминерализованными растворами. В поле силы тяжести этой аномалии электропроводности отвечают локальные возмущения на фоне региональной аномалии, связанной с увеличением плотности и уменьшением мощности земной коры при переходе от суши к океану. В магнитном поле здесь также выражены локальные аномалии, обусловленные наличием в разрезе магматических образований.

Полученный геоэлектрический разрез будет использован в дальнейшем в качестве глубинной геоэлектрической модели восточного побережья Камчатки для проведения количественной интерпретации.

Автор выражает благодарность ООО «Северо-Запад» и ОАО «Камчатгеология» за предоставленные данные МТЗ.

Литература

1. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
2. Мороз Ю.Ф., Скрипников А.П. Магнитотеллурическое зондирование Мутновского геотермального района Южной Камчатки. М.: ВИНТИ, 1985. № 1840-85. Деп. 15 с.
3. Мороз Ю.Ф., Скрипников А.П. Глубинная геоэлектрическая модель вулкана на Камчатке // Физика Земли. 1995. № 7. С. 82–88.
4. Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г. Трехмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. 2010. № 9. С. 15–26.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ СТЕПНЫХ УЧАСТКОВ ОСТРОВА ОЛЬХОН

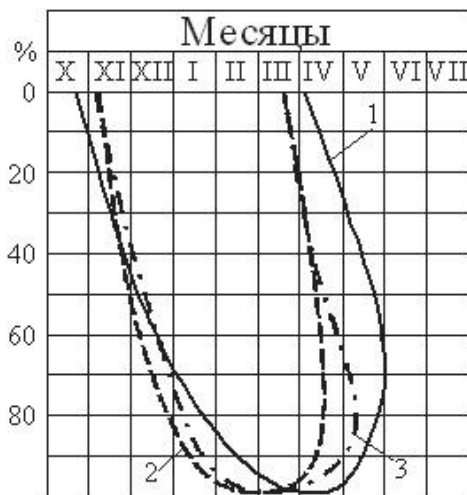
Светлаков А.А., Козырева Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, svetlakov@crust.irk.ru

Тема глобального изменения климата на сегодняшний день остается одной из самых актуальных. В условиях глобального изменения климата одним из наиболее уязвимых элементов геологической среды являются многолетнемерзлые грунты. При изучении мерзлых грунтов важно знать их температурное состояние, а также учитывать периоды теплооборотов в горной породе, которые выражаются в количестве тепла, приходящего в породу за полупериод нагревания и уходящего за полупериод охлаждения [1]. Температура – главная характеристика состояния грунта, оказывающая сильное влияние на физическое состояние и, как следствие, на физико-механические свойства грунтовых масс. Особенности формирования инженерно-геологических условий территории Восточной Сибири во многом базируются и зависят от состояния многолетнемерзлых грунтов, глубины сезонного промерзания и протаивания, годовых распределений температуры.

Географическое положение и геолого-геоморфологические условия о. Ольхон позволяют рассмотреть взаимосвязь климатических изменений и температурного режима грунтов. По материалам Ф.Н. Лещикова, территория о. Ольхон относится к области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород криолитозоны; в местах распространения многолетнемерзлых грунтов температура массива ниже деятельного слоя составляет от -0.1 до -0.5 °С [2, 3].

В ходе экспедиционных работ 2012–2014 гг. вблизи п. Харанцы в заливе Харалдайский организован мониторинговый полигон. Пройдены четыре скважины, оборудованные логгерами: «НОВО U12» – четырехканальный датчик и «НОВО Pro V2 2 ext. Temp» – двухканальный датчик, которые производят запись температурного состояния грунтов с периодом измерения один раз в час. Точность прибора от -40 ° до $+70$ ° (100 °С) и точность измерения ± 0.18 °С (25 °С). В период с конца июля 2012 г. по август 2014 г. датчики (логгеры) фиксировали температуру на различных глубинах в различных геоморфологических условиях.



Темпы промерзания–оттаивания:

1 – лесостепных участков по Прибайкалью (1983 г.); 2 – Ольхон – скв. 2;

3 – Ольхон – скв. 2 (2014 г.).

Температура воздуха оказывает сильное влияние на термодинамическое состояние грунтов. Согласно опубликованным и фондовым метеорологическим данным, на всей территории Восточной Сибири отмечается повышение температуры воздуха, причем изменения в основном касаются теплого периода года, тут отмечается тенденция к более быстрому росту тренда температуры [4]. Такое повышение оказывает значительное влияние на распределение температуры в слое годовых колебаний. Согласно данным мониторинга за 2013–2014 гг. во всех скважинах на Ольхоне отмечается прирост положительных температур по отношению к отрицательным. Так, в Скв. 3 среднегодовая температура в приземном слое на интервале 0.2 м имеет положительный градиент, который составляет 2.49 °С. Данная скважина расположена в степной части острова на выровненной поверхности со скудной растительностью, что говорит о максимальном потреблении солнечной энергии и незащищенности верхнего слоя в теплый период. Зимой верхний слой также незащищен от проникновения отрицательных температур, в степной области снежный покров незначителен, не покрывает травы, достигая лишь 10–15 см, и крайне непостоянен [5].

Одним из важных моментов в исследовании режима развития температурного поля в грунтах является анализ темпов промерзания-оттаивания с глубиной. Так, для степных и лесостепных участков были построены графики, отражающие темп промерзания-оттаивания (рисунок).

Установлено, что на мониторинговом участке за 2013–2014 гг., промерзание грунтов происходит с запозданием, а оттаивание происходит уже с марта, что говорит об увеличении теплого периода относительно холодного и, как следствие, о дополнительном поступлении положительных температур в грунты. Такой приток дополнительного тепла в грунты может спровоцировать запуска процесса деградации линз многолетнемерзлых грунтов.

Еще один аспект в анализе состояния температурного поля грунтов обращает на себя внимание – глубина сезонного протаивания-промерзания. По данным Ф.Н. Лещикова, опубликованным в 1984 г., глубина сезонного протаивания-промерзания на Ольхоне варьируется в диапазоне 2.5–3.0 м [2, 3]. Инструментально полученные данные свидетельствуют о разделении глубин промерзания и протаивания. Так, на участках где подстилающие грунты имеют положительные значения, глубина промерзания уменьшилась до 2.0–2.2 м. В Скв. 2 на интервале 2.0 м отмечались отрицательные значения только в марте, они опускались до –0.03 °С. Но в горной выработке Ш-1, расположенной на участке, где подстилающие грунты имеют устойчивые отрицательные значения (–0.09 °С), отмечается увеличение глубины протаивания ниже 3.0 м. Такая значительная разница связана с переходным состоянием грунтов и небольшими значениями температуры относительно нулевого градиента. Однозначный ответ на вопрос о направлении тренда состояния температурного режима грунтов давать пока рано – необходимо продолжать мониторинговые исследования.

Литература

1. Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с.
2. Лещиков Ф.Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.
3. Лещиков Ф.Н., Спесивцев В.И., Мирошниченко А.П. Оползневые деформации на берегах о. Ольхон // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 71–76.
4. Мясч Л.Т., Болтнева Л.И., Шерстюков Б.Г. Изменение климатических условий и температуры грунтов в районе озера Байкал во второй половине XX и начале XXI века // Криосфера Земли. Новосибирск: Гео, 2011. С. 80–90.
5. Иметхенов А.Б., Долгонова Э.З., Елбаскин П.Н. Ольхон – край родной. Улан-Удэ: Бурятский госуниверситет, 1997. 352 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ НА ОСТРОВЕ ОЛЬХОН (ПО МАТЕРИАЛАМ МОНИТОРИНГА)

Светлаков А.А., Козырева Е.А., Рыбченко А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, svetlakov@crust.irk.ru

Проблема современного состояния многолетнемерзлых пород в условиях изменяющегося глобального климата является весьма дискуссионной. Очевидно, что глобальное повышение температуры приведет к изменению температурного режима грунтов, так как вечная мерзлота является климатически уязвимым элементом природной среды [1].

Оценка современного состояния многолетнемерзлых грунтов в пределах южной области криолитозоны актуальна в связи с глобальной оценкой состояния мерзлых толщ Земли. Для изучения температурного состояния грунтов ведутся работы в рамках международной программы «Тепловое состояние многолетнемерзлых грунтов». В структуру мониторинговой сети программы был включен о. Ольхон как представительный участок, отражающий современное состояние южной области распространения мерзлых пород. По материалам Ф.Н. Лещикова, данная территория относится к области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород криолитозоны; в местах распространения линз многолетнемерзлых грунтов температура массива ниже деятельного слоя составляет от -0.1 °С до -0.5 °С [2].

В 2012 г. в ходе экспедиционных работ на участке исследования вблизи п. Харанцы в заливе Харалдайский был установлен логгер НОВО U12 – четырехканальный датчик, который производит запись температурного состояния грунтов с периодом измерения раз в три часа. Точность прибора от -40° до $+70^{\circ}$ (100 °С) и точность измерения ± 0.18 °С (25 °С). В течение года, с конца июля 2012 г. по август 2013 г., датчик (логгер) фиксировал температуру на глубинах 0.6, 1.0, 1.6 и 3.6 м. В результате наблюдений получены уникальные данные хода температуры грунтов на участке исследований (рисунок). Для изучения мерзлотных условий важной характеристикой является сдвиг фазы годового хода (запаздывание) проникновения температур с глубиной. Запаздывание отмечается на границе перехода от положительных температур к отрицательным, т.е. при переходе через нулевое значение. Очевидно, что с увеличением глубины увеличивается и время проникновения температурного потока. Так, для преодоления интервала от 0.6 до 1.0 м температурным потоком было затрачено 35 суток, от 1.0 до 1.6 м – сдвиг составил 50 суток и с глубины 1.6 до 3.6 м переход от положительных температур к отрицательным произошел через 60–70 суток. Для территории Ольхона, его степной части, установлен период запаздывания температуры от поверхности до глубины 3.6 м, составляющий 120–130 суток. По материалам А.Б. Шерстюкова, значительное запаздывание в Восточной Сибири может служить фактором формирования подстилающих мерзлых грунтов [3]. Таким образом, полученная величина запаздывания в распределении температуры на о. Ольхон свидетельствует о потенциальном присутствии на исследуемой территории многолетнемерзлых пород.

Одним из важных моментов в исследовании режима развития температурного поля в грунтах является анализ температур на нижней границе сезонного промерзания-протаивания. Температурный датчик на оползневом участке наблюдения был установлен ниже границы сезонных колебаний, т.е. на глубине 3.6 м. За период исследования на данном интервале отмечалась устойчивая среднегодовая отрицательная температура, составляющая -0.1 °С. Данные условия являются хорошим

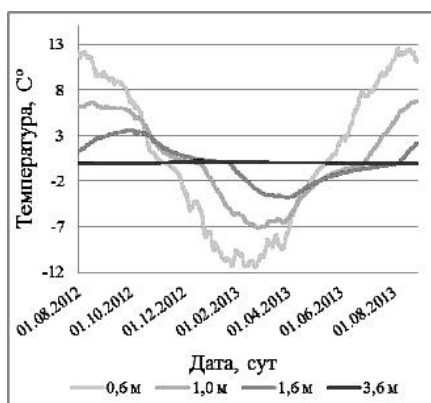


График изменения температуры грунтов по данным мониторинговых наблюдений в период с августа 2012 г. по август 2013 г.

фактором сохранения многолетнемерзлых грунтов. Однозначный ответ на вопрос о направлении тренда состояния температурного режима грунтов давать пока рано – необходимо продолжать наблюдения.

Еще один аспект в анализе состояния температурного поля грунтов обращает на себя внимание – глубина сезонного протаивания. По данным Ф.Н. Лещикова, опубликованным в 1984 г., глубина сезонного протаивания на Ольхоне варьируется в диапазоне 2.5–3.0 м [2]. Датчик температурного режима был установлен ниже обозначенной границы, а значит, должен отражать температуру состояния многолетнемерзлых грунтов. Однако на отметке 3.6 м происходили фазовые изменения с декабря по март, в этот период стабильно фиксировались положительные температуры. Анализируя глубину проникновения колебания температур, можно заключить, что мощность глубины сезонного протаивания несколько увеличилась в сравнении с данными Ф.Н. Лещикова – с 2.5–3.0 м (в 70–80 годы XX века) до 3.0–3.6 м (к началу XXI века).

Следует отметить, что участок исследований расположен на склоне, сложенном кайнозойскими переслаивающимися суглинисто-супесчаными рыхлыми отложениями с включениями песка и щебня. Склон поражен оползневыми процессами, приводящими к смятию, перемешиванию и деформациям грунтовых толщ. Реализация механизмов деформаций склона, развитие сопутствующих экзогенных процессов являются одним из важных вопросов особенностей температурного поля в годовом режиме. Для анализа режима развития сопутствующих экзогенных процессов важен годовой ход температур массива грунтов, периоды перехода в талое состояние и обратно. При переходе из мерзлого состояния в талое, в сочетании с влажностью грунтов и количеством осадков, часто развиваются склоновые процессы. Переувлажненные грунты в период с мая по июнь способны проявлять наибольшую оползневую активность по еще не протаявшему деятельному слою. В этот временной период формируются поверхностные оползни, соразмерные с зоной протаивания грунтов. Более глубокие деформации, мощности смещения которых более 1.5 м, возникают в осенний период – сентябрь-октябрь, первая половина ноября. Тогда запускаются более сложные механизмы смещений. Распределение температурного режима грунтов в годовом цикле, анализ температурных кривых позволяют определить и спрогнозировать временные периоды и наиболее вероятные виды деформаций при активизации склоновых процессов в годовом цикле.

Литература

1. Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Криосфера Земли. Новосибирск: «Гео», 2007. С. 29–36.
2. Лешиков Ф.Н., Спесивцев В.И., Мирошниченко А.П. Оползневые деформации на берегах о. Ольхон // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 71–76.
3. Шерстюков А.Б. Запаздывание годового хода температуры почвогрунтов на глубинах до 320 см по данным метеостанций России // Анализ изменений климата и их последствий. Новосибирск: Наука, 2010. С. 92–96.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УНР ГРАНАТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА, С. КАЗАХСТАН

Селятицкий А.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
selya@igm.nsc.ru

Гранатовые перидотиты являются наиболее глубинными породами складчатых областей. В них заключена уникальная информация о петрологии и геохимии верхней мантии, а также о процессах коромантийного взаимодействия в коллизионной обстановке.

Участок вблизи южного берега оз. Кумды-Коль является единственным местом в Кокчетавском массиве (С. Казахстан), где проявлены гранатосодержащие ультраосновные породы сверхвысоких давлений (УНР). Они залегают совместно с эклогитами среди алмазоносных гнейсов и сланцев и представлены богатыми гранатом разновидностями – гранатитами, с содержанием граната от 50–60 до 95 об. %. Следующим по распространенности минералом является титанклиногумит, а также оливин. Некоторыми исследователями отмечался клинопироксен. Среди регрессивных минералов присутствуют амфибол, шпинель, серпентин, хлорит и магнетит. Из аксессуарных минералов широко представлены ильменит и апатит, а также циркон. Отсутствие минеральных пар, чувствительных к давлению, не позволяло получить полноценные данные по условиям образования гранатитов, поэтому ранние оценки температуры по оливин-гранатовому геотермометру были сделаны [1] с использованием значения давления, полученного для эклогитов [2].

В ходе полевых исследований на Кокчетавском массиве нами была собрана многочисленная коллекция образцов гранатитов и проведено детальное минералогическое петрографическое исследование с применением оптического микроскопа, растровых сканирующих электронных микроскопов LEO-1450 и MIRA-3 и рентгеноспектрального микроанализатора (микрозонда) JXA-8100. В результате нами обнаружены разновидности гранатитов, содержащие ортопироксен, корунд, карбонаты (магнезит, доломит, кальцит) с включениями граната, орто- и клинопироксенов, тальк, рутил и такие РЗЭ-содержащие минералы, как монацит и ортит.

Гранатиты имеют неоднородно-зернистую порфиробластовую структуру. Гранат образует порфиробласты от 400 мк до 2 мм в диаметре и зерна в ортопироксен-оливин-титанклиногумитовой матрице размером 20–100 мк.

Ортопироксен. Относительно крупные (до 400 мк) кристаллы ортопироксена в матрице однородны по содержанию FeO (9.23–10.21 мас. %), но обнаруживают сложную химическую зональность по Al₂O₃ (Orx-1). Содержание Al₂O₃ сначала снижается от центра к середине кристалла, а затем снова возрастает к краю: 1.43–2.15 → 0.37–0.48 → 1.23–2.23 мас. %. Мелкие зерна ортопироксена в таких образцах имеют как прямую зональность (прогрессивную – снижение Al₂O₃ от центра к

краю), так и обратную (регрессивную, рост Al_2O_3 от центра к краю). В некоторых образцах крупные кристаллы ортопироксена имеют простую зональность по алюминию, выраженную в увеличении Al_2O_3 от центра к краю с 0.45 до 1.02–2.10 мас. %.

Зональность по алюминию свидетельствует о том, что ортопироксен рос в условиях изменяющегося давления (рост давления $\rightarrow P_{\text{макс}} \rightarrow$ снижение давления), а однородность состава по железу и магнию – о том, что в период роста температура была постоянной. Вероятно, ортопироксен кристаллизовался вблизи пика метаморфизма, в условиях, когда температура достигла максимума, а давление еще росло (а затем снижалось).

Кроме того, в гранатитах встречен ортопироксен (Орх-2), более железистый и высокоглиноземистый ($\text{FeO} = 12.23\text{--}14.14$ мас. %, $\text{MgO} = 25.07\text{--}28.84$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.10\text{--}8.86$ мас. %). Он обнаружен в продуктах замещения граната-3 совместно со шпинелью (герцинитом) и анортитом.

Гранат. Исследование граната на электронном микроскопе и микрозонде позволило выделить четыре типа, различающихся содержанием Mg, Fe, Ca и Mn.

Mn-Fe-Grt (Grt-1) – реликтовые ядра граната, обогащенного FeO и MnO относительно внешней химически однородной части (гранат прогрессивной стадии).

Mg-Grt (Grt-2) – реликтовые ядра граната, обогащенного MgO и CaO и обедненного FeO и MnO относительно химически однородной внешней части (гранат пика метаморфизма).

Химически однородные кристаллы граната промежуточной железистости (Grt-3). Это наиболее распространенный химический тип граната, слагает основной объем породы. Во внутренних частях Grt-3 встречаются реликтовые ядра Grt-1 и Grt-2. Чаще всего ядра Grt-1 и Grt-2 встречаются в разных порфиробластах Grt-3. Иногда в кристаллах граната обнаруживается сложная химическая зональность (от центра к краю): Grt-1 \rightarrow Grt-2 \rightarrow Grt-3. Очевидно, что гранат-3 образовался на регрессивной стадии.

Grt-4 – ореолы железистого состава, окружающие некоторые минеральные включения в Grt-3. Гранат-4 близок по составу гранату-1, однако может быть более железистым и марганцовистым, чем Grt-1.

Гранаты различных генераций хорошо диагностируются в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображения) на сканирующем электронном микроскопе и микрозонде при увеличении яркости и контрастности BSE-изображения. Химический состав разных генераций граната следующий:

Fe-Mn-ядра Grt-1 содержат $\text{FeO} = 17.5\text{--}20.07$ мас. %, $\text{MnO} = 0.25\text{--}0.29$ мас. %, $\text{MgO} = 12.54\text{--}14.07$ мас. %, $\text{CaO} = 4.89\text{--}5.50$ мас. %.

Mg-ядра Grt-2 содержат $\text{FeO} = 11.18\text{--}12.64$ мас. %, $\text{MnO} = 0.06\text{--}0.10$ мас. %, $\text{MgO} = 17.5\text{--}17.76$ мас. %, $\text{CaO} = 5.97\text{--}6.45$ мас. %.

Порфиробласты Grt-3 (с реликтовыми ядрами Grt-1 и Grt-2 и без них) содержат $\text{FeO} = 13.74\text{--}14.75$ мас. %, $\text{MnO} = 0.15\text{--}0.21$ мас. %, $\text{MgO} = 14.47\text{--}16.7$ мас. %, $\text{CaO} = 5.04\text{--}5.47$ мас. %.

Fe-ореолы Grt-4 вокруг некоторых минеральных включений и вдоль части трещин в гранате. Содержат $\text{FeO} = 17.7\text{--}21.06$ мас. %, $\text{MnO} = 0.32\text{--}0.45$ мас. %, $\text{MgO} = 11.58\text{--}14.12$ мас. %, $\text{CaO} = 3.95\text{--}5.55$ мас. %.

Следует отметить, что Grt-3 хоть и является практически однородным, но обнаруживает слабую химическую пятнистость (блочность), выражающуюся в слабом изменении состава в разных участках (доменах, блоках) одного кристалла. Состав разных доменов близок и изменяется в указанном для Grt-3 диапазоне. Наличие таких доменов становится заметным на BSE-изображениях при сильном увеличении контрастности. Кроме того, в некоторых кристаллах граната отмечаются тонкие (1–3 мк) линии железистого состава, отвечающего, вероятно, составу Grt-4. Эти линии часто трассируют цепочки мелких (до нескольких мк) включений. По всей веро-

ятности, такие железистые линии могут представлять собой залеченные трещины в гранате и пути миграции флюида на регрессивной стадии. Кроме того, следует отметить, что порфиробласты граната Grt-3 с химически контрастными ядрами Grt-1 и Grt-2 часто не имеют четких границ при переходе от ядра к периферии кристалла. Этот переход может быть более отчетливым (химически более контрастным) для Grt-3 с железистыми ядрами Grt-1, но всегда более размытый для граната Grt-3 с магнезиальными ядрами Grt-2. Это хорошо видно на BSE-изображениях и на концентрационных профилях. Указанные особенности могут свидетельствовать о том, что Grt-3 образовался на регрессивной стадии за счет уже выросшего на пике метаморфизма граната-2 путем диффузионного перераспределения компонентов под влиянием флюида. При этом флюид был обогащен FeO, на что указывают железистые линии (залеченные трещины), а также, вероятно, железистые ореолы Grt-4 вокруг включений.

В настоящее время проводится обработка полученных аналитических данных. Находка ортопироксена двух генераций, наличие прогрессивной и регрессивной зональности в ортопироксене и гранате, а также наличие таких минералов, как титанклиногумит, оливин, клинопироксен, зональные амфиболы, тальк, шпинель, анортит и пр., позволяют впервые провести детальную минералогическую и P-T реконструкцию метаморфической истории гранатитов в Кокчетавской коллизионной зоне.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08097).

Литература

1. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 564–591.
 2. Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K., Nakajima Y., Maruyama S. Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 1368–1374.
-

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО СОДЕРЖАНИЮ РАДОНА: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Семинский А.К.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, zzzsancheszzz@gmail.com

Работы по изучению радона в подземных водах Прибайкалья и Забайкалья ведутся уже более полувека и были начаты в связи с изучением гидроминеральных ресурсов России. Исследования заключались в анализе пространственного распределения источников минеральных подземных вод, изучении их состава, и в частности оценке содержания радона [1].

В последние годы появилась необходимость возобновить исследования на новом уровне. Это связано с их высокой практической значимостью для рудной геологии (поиски месторождений урана), строительства (выбор безопасных площадок для возведения жилых сооружений), медицины (диагностика факторов онкозаболевваемости), бальнеологии (организация курортов) и др. Особенно актуально расширение радонометрических исследований для Байкальской рифтовой зоны, находящейся в пределах изучаемой территории: аномальные концентрации радона являются признаком активных перемещений по разломам, сопровождающихся сейсмично-

стью. Расширение сети опробования в Прибайкалье позволит установить группы водопроявлений, подходящих для мониторинговых измерений, что даст возможность сопоставить временные вариации содержания радона в воде с параметрами сейсмической активности для выявления возможных предвестников землетрясений.

Перед исследователями были поставлены задачи, во-первых, расширить существующую базу определений содержания радона в водопроявлениях Прибайкалья и Забайкалья [1], уделив особое внимание водам с низкой радиоактивностью, во-вторых, систематизировать источники подземных вод по концентрации в них радиоактивного газа, в-третьих, установить наличие закономерностей в распределении пунктов опробования с аномальными содержаниями радона на данных территориях, в-четвертых, выявить группы водопроявлений, наиболее подходящих для мониторинга, осуществляемого с целью поиска эманационных предвестников землетрясений.

Объектом исследования явились источники подземных вод с незастойным режимом водообмена или малым доступом кислорода к зеркалу водной поверхности. В ходе работ было опробовано более 140 водопунктов (родники, скважины, колодцы). Кроме того, к анализу были привлечены данные о 128 гидрогеологических объектах из каталога минеральных вод юга Восточной Сибири [1].

Содержание (концентрация) радона в воде определялось при помощи радиометра радона РРА-01М-03 с пределом погрешности $\approx 30\%$. Измерялась объемная активность радона (Q), значения которой были пересчитаны в Бк/л.

Анализ созданной для изучаемого региона базы данных позволил провести предварительную систематизацию и разделить источники подземных вод, не относящихся к собственно радоновым ($Q \geq 185$ Бк/л), на три группы: I – $Q \leq 15$ Бк/л, II – $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л, III – $100 \leq Q \leq 185$ Бк/л. Основой для выбора границ выявленных интервалов послужил график частоты встречаемости значений Q , согласно которому уровни радоновой активности 15, 100 и 185 Бк/л представлены минимальным количеством проб. Из проанализированной базы данных к первой группе относится 41.5 %, ко второй – 43.8 % и к третьей – 14.7 % водопроявлений. Содержание радона в половине источников из группы I не превышало 4 Бк/л, что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии взаимосвязи приповерхностных вод с глубинными. В большинстве опробованных водопроявлений объемная активность была ниже 100 Бк/л (группы I и II). Эта величина может явиться пределом вмешательства при подготовке питьевой воды для Байкальского региона и заменить закрепленный в настоящее время СанПиНом [5] предел в 60 Бк/л. Источники из группы III встречаются в проанализированной базе данных наиболее редко и приурочены главным образом к областям с повышенной сейсмичностью.

Согласно проведенному анализу, для территорий с различной тектонической активностью и вещественным составом пород оценки уровня фона отличаются на порядок. Для Прибайкалья фон (т.е. концентрация, характерная для 50 % проб) в воде был определен на уровне атмосферного (3.5–3.8 Бк/л [4]), тогда как в Забайкалье фоновыми значениями являлись показатели из второй группы. Как следствие, для территорий Прибайкалья и Забайкалья аномальными являются разные уровни содержания радона в воде. В Прибайкалье они представлены водопроявлениями из второй группы, а в Забайкалье – из третьей группы, а также источниками собственно радоновых вод. Такое распределение показателя Q объясняется тем, что главной причиной появления радоновых аномалий является наличие активного разлома, где вследствие повышенной проницаемости и тектонической нестабильности увеличивается выход радона, который растворяется в подземных водах и выходит на поверхность. Граница первого порядка, разделяющая воды с разными фоновыми показателями Q , смещена к юго-востоку от Байкальской впадины и приурочена к Джида-Удинскому разлому (Забайкалье), юго-восточнее которого получили широкое рас-

пространение магматические комплексы с повышенным содержанием урана [2]. Кроме того, здесь проходит граница между Забайкальской провинцией холодных углекислых вод и Байкальской провинцией азотных и метановых терм [3].

Таким образом, в результате проведенных работ существующая база определений содержания радона в водопроявлениях юга Восточной Сибири была существенно расширена с упором на источники с низкой радиоактивностью. Анализ созданной базы данных позволил сделать следующие основные выводы. Опробованные в Прибайкалье и Забайкалье водопроявления со сравнительно низким содержанием радона в настоящее время могут быть разделены на три группы: I – $Q \leq 15$ Бк/л, II – $16 \leq Q \leq 99$ Бк/л, III – $100 \leq Q \leq 185$ Бк/л. Граница областей распространения разных по радиоактивности вод (Прибайкалье – группы I и II; Забайкалье – группы II и III) находится в юго-восточной части Байкальского рифта и в первом приближении приурочена к Джида-Удинскому разлому. Примерно половина водопроявлений, принадлежащих к группе I, не имеет связи с глубинными водами. Источники из группы II в Прибайкалье связаны с разломами и поэтому наиболее пригодны для мониторинга, осуществляемого с целью поиска предвестников сильных землетрясений. Третья группа водопроявлений представлена на изученной территории только 14 % источников (около трех десятков), что, по-видимому, связано с недостаточным количеством данных по Забайкалью, отличающемуся в целом более высоким радиоактивным фоном.

Автор благодарен докторам геол.-мин. наук К.Ж. Семинскому и С.В. Расказову, а также аспиранту Е.А. Михеевой за помощь в сборе и анализе материалов.

Литература

1. Минеральные воды южной части Восточной Сибири / Под ред. Н.А. Власова, В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 200 с.
2. Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospееva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cheremnykh A.S. Interblock zones in the crust of the southern regions of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. 4 (3). P. 203–278. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0099.
3. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1977. 224 с.
4. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Сравнительная оценка радоновой активности разнотипных и разно-ранговых разломов Байкальского рифта и юга Сибирской платформы // *ДАН*. 2009. Т. 427, № 4. С. 521–525.
5. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99). П-2 СП 2.6.1.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЕ УЧАСТКА ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БОТУОБИНСКАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Серебряков Е.В., Гладков А.С., Кошкарев Д.А., Потехина И.А.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, serebryakov.e.v@mail.ru

Алмазоносная кимберлитовая трубка Ботуобинская, расположенная в между-речье рек Ханья и Накын на северо-западе Накынского кимберлитового поля, относится к числу полностью погребенных кимберлитовых тел [5]. На участке ее локализации широко распространены терригенные и терригенно-карбонатные комплексы осадочных пород, образующие два структурно-формационных яруса: вмещающий трубку венд-нижнепалеозойский и перекрывающий мезокайнозойский. Мощность последнего достигает 80 м. По морфологии это сложное тело, имеющее на юго-

западе форму дайки, а на северо-востоке – типичной трубки. Дайковая часть практически полностью сложена порфировым кимберлитом, а трубочное тело представлено взрывной кимберлитовой брекчией.

Контроль кимберлитовых тел Накынского поля разрывными нарушениями не вызывает сомнения у большинства исследователей. Согласно литературным данным [2, 3], известные кимберлитовые тела региона приурочены к узлу пересечения Вилуйско-Мархинской и Средне-Мархинской разломных зон. Материалы геофизической службы БГРЭ свидетельствуют о том, что трубка Ботуобинская локализована в зоне «скрытого» разлома ССВ простирания (Диагональный разлом).

В силу объективных причин (слабая обнаженность территории, мощные толщи перекрывающих пород), не позволяющих в полной мере использовать прямые структурно-геологические методы, особенности строения разрывной сети на месторождении Трубка Ботуобин

элементов тектоники установлена геофизическими методами (высокочастотное зондирование, детальная магнитометрия и др.), а также посредством бурения поисковых и разведочных скважин.

С 2013 г. на месторождении проводятся горно-подготовительные и вскрышные работы в карьере Ботуобинский, что дает возможность вести геолого-структурные наблюдения непосредственно в бортах горной выработки. В связи с этим была поставлена задача по уточнению имеющихся данных о тектоническом положении трубки Ботуобинская и составлению качественно новой схемы разломно-блокового строения участка ее локализации. Первые результаты по решению этой задачи представлены в данной работе.

Геолого-структурное картирование разрывных нарушений в пределах карьерного поля трубки Ботуобинская началось с создания сети точек геолого-структурных и тектонофизических наблюдений. На данный момент она насчитывает 98 точек, расположенных на горизонтах карьера от +240 до +190 м, которые характеризуют основные параметры дизъюнктивных элементов, распространенных в области развития перекрывающих отложений мезокайнозойского возраста. На основе принципов структурного картирования [4] в каждой точке проводился однотипный комплекс исследований, направленный на сбор информации об основных параметрах тектонической трещиноватости – ее количественной характеристике, локальных разрывных нарушениях, пликтивных дислокациях и др. Подобный подход позволяет получать исчерпывающую информацию о разрывных нарушениях, необходимую для их картирования, определения кинематики и восстановления полей напряжений [1].

В результате проведенных измерений зафиксированы многочисленные субвертикальные (углы падения более 60°) и субгоризонтальные (углы падения менее 30°) разрывные нарушения, а также разноориентированные системы трещин, рассекающие горный массив. Роза-диаграмма, построенная по простираниям субвертикальных нарушений, свидетельствует о том, что на уровне мезозойского чехла определяющую роль в строении разломной сети карьерного поля играют нарушения ССВ (аз. прост. 20–40°) и СЗ (аз. прост. 300–310°) направлений с подчиненным значением разрывов ССЗ (аз. прост. 340–360°) ориентировки. Они разбивают исследуемый участок на блоки, различные по форме и размеру. Немаловажны и субгоризонтальные разрывы, образующие горизонтальные границы блоков, первая из которых установлена на высотах от +205 до +195 м. В северном борту карьера зафиксирована единичная наклонная зона (углы падения 30–60°), не оказывающая большого влияния на общую структуру разломной сети в пределах вскрытого мезокайнозойского перекрывающего чехла.

Для построения разломно-блоковой схемы также использовались данные, характеризующие особенности пространственного распределения основных систем

трещин. Наиболее интенсивно проявлены системы, соответствующие по направлению разрывам север-северо-восточного (аз. прост. 15–40°) простирания и совпадающие ориентировкой Диагонального разлома. Менее распространены системы СЗ (аз. прост. 290–310°), ВСВ (аз. прост. 70–90°) и ССЗ (аз. прост. 320–350°) направлений. Их наличие косвенным образом свидетельствует о том, что в структуре исследуемой разломной сети могут принимать участие разломы соответствующих им ориентировок.

Комплексный анализ данных о разрывных нарушениях и тектонической трещиноватости позволил получить качественно новую информацию о разломно-блоковой структуре участка локализации трубки Ботуобинская. Установлено, что в тектоническом строении участка, наряду с выделяемым многими Диагональным разломом ССВ простирания, значительную роль играют разломы СЗ, ССЗ, а также ВСВ направлений. Вкупе они образуют разломный узел, который послужил местом внедрения кимберлитовой трубки.

Дальнейшее наращивание сети геолого-структурных наблюдений по мере развития карьера позволит охарактеризовать строение разрывной сети во вмещающих трубку отложениях и создать трехмерную модель рудовмещающего разломного узла.

Литература

1. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазопроисхождении работ: Методическое пособие. М.: Научный мир, 2008. 175 с.
2. Зуев В.М., Безбородов С.М., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т., Молчанов Ю.Д., Игнатов П.А., Штейн Я.И. Структуры, контролирующие положение кимберлитов Среднемархинского района // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 260–262.
3. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минералогическо-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 59–67.
4. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112–130.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

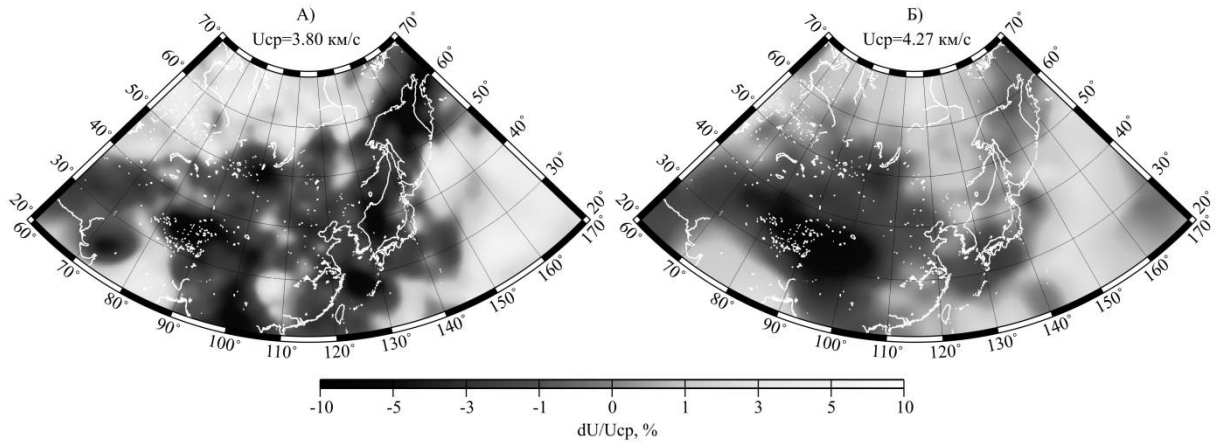
СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА ПО ДАННЫМ О ДИСПЕРСИИ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА

Середкина А.И.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ale@crust.irk.ru

Изучение горизонтальных неоднородностей коры и верхней мантии Азии выполнено с помощью метода поверхностно-волновой томографии по групповым скоростям волн Рэлея и Лява. Область исследования включает в себя Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую плиту, структуры Монголо-Охотского складчатого пояса, платформы Восточного и Юго-Восточного Китая, бассейны окраинных морей (Охотского и Японского), высокогорные сооружения Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, а также плато Тибет с его горным обрамлением.

Материалом для исследования строения земной коры и верхней мантии служили записи поверхностных волн от сильных ($M \geq 5.5$) удаленных землетрясений на каналах LHZ цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS.



Вариации групповых скоростей волн Рэлея (А) и Лява (Б) для периода 100 с. Над картами приведены средние значения скоростей (U_{cp}).

Всего было использовано 145 землетрясений, зарегистрированных в период с 1991 по 2009 г. Диапазон расстояний от эпицентров выбранных для анализа землетрясений до регистрирующих станций составил 1500–16000 км, что в подавляющем большинстве случаев позволило выделить основную моду поверхностных волн в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с. В результате с помощью процедуры спектрально-временного анализа [1] были получены дисперсионные кривые групповых скоростей волн Рэлея и Лява для более чем 3200 сейсмических трасс, пересекающих Азиатский континент в различных направлениях. Карты распределений групповых скоростей были рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [2, 3]. Всего было построено 18 карт вариаций групповых скоростей основной моды волн Рэлея и 16 карт вариаций групповых скоростей волн Лява относительно средних для исследуемой области дисперсионных кривых. Примеры карт для периода 100 с (с указанием средних скоростей) приведены на рисунке.

Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения. При этом наилучшее разрешение (~ 300 км) получено для центральной части области исследования, на периферии значения эффективного радиуса осреднения несколько выше. Кроме того, необходимо отметить закономерное ухудшение разрешения с увеличением периода.

Анализ распределений групповых скоростей для отдельных периодов позволяет получить общие представления о крупномасштабных горизонтальных неоднородностях глубинного строения. На полученных картах для обоих типов поверхностных волн прослеживаются общие закономерности: хорошо выражены низкоскоростные аномалии под Тибетом, а также в районах высокогорных сооружений Южной Сибири и Западной Монголии, в то время как платформенные регионы характеризуются более высокими значениями групповых скоростей (рисунок). Различия в распределениях групповых скоростей волн Рэлея и Лява на одних и тех же периодах могут быть обусловлены различной разрешающей способностью исходных данных, разной глубиной проникновения поверхностных волн, а также вертикальной анизотропией, проявляющейся в различии скоростей волн SV и SH.

В дальнейшем для установления глубин залегания выявленных неоднородностей и расчета коэффициента анизотропии, на основании полученных в данной работе результатов, будут построены карты распределения S-волн в коре и мантии Азиатского континента.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31173) и ИИ ОНЗ (проект № 7.7).

Литература

1. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
2. Яновская Т.Б. Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса-Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.
3. Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // Phys. Earth Planet. Int. 2000. V. 122. P. 19–32.

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ПОИСКА И РАЗВЕДКИ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВЕНДСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ

Скузоватов М.Ю.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, skuzovatovmj@ipgg.sbras.ru

Южная часть Иркутской области является одним из старейших регионов Восточной Сибири с точки зрения истории нефтегазопоисковых работ. В тектоническом отношении территория представляет собой моноклиальный склон и выделена в качестве крупной структуры, названной Ангаро-Ленской моноклиалью (ступенью). Высокий нефтегазоносный потенциал этой территории связан с древнейшими вендскими толщами, в нижней части которых по результатам проведенных геологоразведочных работ выделен ряд регионально выдержанных терригенных горизонтов. Открытие ряда крупных месторождений, в особенности уникального Ковыктинского газоконденсатного месторождения (ГКМ), значительно повысило перспективы поисков других скоплений УВ на этой территории.

Поиск залежей на Ангаро-Ленской ступени в основном сводится к поиску перспективных коллекторов. В связи с этим актуальной задачей является разработка критериев качества коллекторов на основе комплексирования данных глубокого бурения и дистанционных методов, среди которых наиболее часто используется сейсморазведка. В ряде работ [1, 2] показано, что при наличии тесной связи петрофизических и акустических свойств коллектора эффективным критерием могут являться амплитудные характеристики отраженных волн, формирующихся на его границах, что, в частности, установлено и на Ковыктинском месторождении. Однако результаты геологоразведочных работ на близко расположенных Левобережном и Ангаро-Ленском месторождениях позволили сделать вывод о том, что использование аналогичных критериев качества коллекторов не всегда эффективно.

Залежь Ковыктинского месторождения приурочена к парфеновскому горизонту вендского терригенного комплекса, в котором выделены пласты P_1 и P_2 (сверху вниз). Газонасыщенный коллектор пласта P_2 имеет площадной характер распространения, с чем связана практически повсеместная его продуктивность. На сегодняшний день многие специалисты связывают эту особенность с условиями накопления отложений пласта P_2 в виде обширного дельтового комплекса [3]. Помимо достаточно высоких значений мощности пласта (30–45 м при общей толщине горизонта 60–90 м) он характеризуется повышенной пористостью, среднее значение которой по сравнению с вышележащим пластом P_1 увеличивается в 2–5 раз и достигает 13–14 %. Как было показано в ряде работ [1, 4], увеличение емкостных характери-

стик пласта сопровождается уменьшением скоростей сейсмических продольных волн. Перепад скоростей на границе пласта P_2 достигает 1000 м/с. На основе полученных материалов был сделан вывод о том, что наличие тесной связи емкостных параметров коллектора и его акустических характеристик в интервале продуктивных горизонтов является необходимым условием эффективного прогноза коллекторов на основе сейсмических данных.

В результате выполненных исследований было установлено, что в разрезах смежных с Ковыктинским ГКМ территорий зачастую наряду с существенным уменьшением мощности парфеновского горизонта (до 20–30 м на Левобережном месторождении) акустическая дифференциация песчаных и алевроито-аргиллитовых пород практически исчезает. Пласты относительно низкоскоростных песчаников с повышенными емкостными свойствами выделены в единичных скважинах. Связано это главным образом с формированием песчаников в пределах Левобережного и Ангаро-Ленского месторождений преимущественно в условиях аллювиальной равнины.

Моделирование волновых полей позволило выявить увеличение длительности временного интервала между отражающими горизонтами М-Мп, формирующимися на кровле и в подошве парфеновского горизонта, в восточном и северо-восточном направлениях по мере увеличения общих толщин горизонта. Примечательно также то, что лишь в скважинах, где в разрезе парфеновского горизонта присутствуют пласты с повышенной пористостью и пониженными скоростями сейсмических продольных волн, отмечено увеличение амплитуд в интервале отражающих горизонтов М-Мп. В связи с вышеизложенным в качестве прогнозного критерия предлагается использование комплексного параметра НКп (произведения общей толщины горизонта и его средней пористости в процентах), который достаточно тесно связан с произведением длительности временного интервала между горизонтами М и Мп и суммарных амплитуд отраженных волн в этом интервале [5].

В случае нижележащих боханского и базального горизонтов был выполнен анализ материалов петрофизических исследований, данных ГИС и сейсморазведки по аналогичной методике. В результате было установлено, что для боханских и базальных песчаников характерна слабая связь емкостных и акустических свойств. Перепад скоростей в песчаных пластах боханского горизонта относительно алевроито-аргиллитовых разностей не превышает 600 м/с. При такой акустической характеристике разреза отдельные пласты песчаников с пониженными скоростями в волновом поле практически не обособлены, а в случае базального горизонта основной вклад в амплитуду отраженных волн вносит отражение, формирующееся на границе терригенных пород базального горизонта и пород кристаллического фундамента либо рифейской толщи (горизонт R_0), где происходит увеличение сейсмических скоростей в среднем на 1000–1500 м/с.

Все вышеназванные особенности строения не позволяют по имеющимся на сегодняшний день материалам оценить емкостные характеристики боханских и базальных песчаников на основе динамического анализа. Для оценки перспектив их газоносности применены структурные и сейсмостратиграфические критерии, намечен ряд зон, в которых рекомендуется проведение детальных сейсморазведочных работ и бурения.

Литература

1. Барышев Л.А. Физико-геологическая модель подсолевого комплекса осадочного чехла и прогноз продуктивности терригенных коллекторов на Ковыктинском месторождении // Технологии сейсморазведки. 2003. № 2. С. 38–43.
2. Барышев Л.А., Барышев А.С. Многопараметровая физико-геологическая модель Верхнечонского газоконденсатно-нефтяного месторождения // Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 46–54.

3. Дробот Д.И., Пак В.А., Деятелилов Н.М., Хохлов Г.А., Карпышев А.В., Бердников И.Н. Нефтегазоносность докембрийских отложений Сибирской платформы, перспективы подготовки и освоения их углеводородного потенциала // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 110–120.
4. Скузоватов М.Ю. Комплексование данных ГИС, сейсморазведки и петрофизических исследований при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств парфеновского горизонта Ковыктинского месторождения // Труды Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых, посвященной 100-летию ак. А.А. Трофимука «Трофимуковские чтения». Новосибирск, 2011. С. 285–286.
5. Скузоватов М.Ю. Критерии оценки перспектив газоносности парфеновского горизонта центральных районов Ангаро-Ленской ступени // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 101–109.

АНАЛИЗ СТРУКТУР РУДНОЙ ЗОНЫ ВОДОРАЗДЕЛЬНАЯ, МНОГОВЕРШИННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Сластников В.В.

ООО «Нижнеамурская горная компания», Хабаровск
НМСУ «Горный», Санкт-Петербург, v_slastnikoiv@mail.ru

Рассмотрена структура рудной зоны Водораздельная Многовершинного месторождения золота (Многовершинный рудный район, Нижне-Амурский золоторудный пояс [4]), и выдвинута гипотеза о генетической связи отдельных систем разрывных нарушений с перемещениями по крупным разломам, определяющим структуру месторождения. Рудная зона локализована в лежащем боку северо-восточного окончания Главной рудной зоны, в юго-восточном экзоконтакте жерловины, контролирующей ее. Она изучалась в 1970–80-х гг. коллективом Нижнеамурской экспедиции под началом Э.П. Хохлова, Г.Е. Усанова, Н.Ф. Даниленко, С.И. Косова, С.И. Филина и др. Наиболее точные данные о структуре рудной зоны содержатся в производственных отчетах. По этим данным простирание Водораздельной рудной зоны северо-восточное. Состоит она из серии сближенных субпараллельных кварцевых жил и прожилков. Протяженность зоны прожилкования около 800 м, собственно рудной зоны – около 200 м. Вмещающими породами является осадочная толща верхнеюрского возраста. Породы на площади рудопроявления прорваны рядом даек диоритовых порфиритов и разбиты серией субпараллельных разломов с простиранием от субширотного до северо-западного (280–290°). Перемещения по ним оцениваются в 20–50 м. Золоторудная минерализация отмечена как собственно в кварцевых жилах, так и в кварц-серицитовых метасоматитах по осадочным породам.

Анализ структуры рудной зоны был выполнен по массиву из 207 замеров элементов залегания, полученному при документации канав и расчисток по дорогам преимущественно в 2011–2012 гг. коллективом ООО "НГК". Ведущим методом структурного анализа стало выделение систем сопряженных трещин (отрыва, скола) и восстановление направлений перемещений по ним. Такой же анализ был проведен автором для рудной зоны Чайная, также относящейся к Многовершинному рудному полю [5]. Всего в пределах исследованных блоков Водораздельной по максимумам плотности направлений трещиноватости и прожилкования было выделено пять сопряженных систем трещин отрыва и скалывания (рисунок), три из них включают рудовмещающие структуры – кварцевые жилы и метасоматиты преимущественно кварц-серицитового состава. Данные системы трещин приурочены к отдельному структурному домену – объему горной породы и характеризуют деформации, их породившие в пределах этого объема. Наиболее вероятно формирование исследуемых структур в несколько этапов, выделяемых на основе согласованности

Равноугольная проекция на верхнюю полусферу	Описание	Равноугольная проекция на верхнюю полусферу	Описание
	<p>Обстановка левостороннего сбросо-сдвига, близкого по простиранию Ливоульскому разлому.</p> <p>Растяжение и тангенциальное сжатие</p> <p>Дорудный этап</p>		<p>Обстановка правостороннего сбросо-сдвига</p> <p>Растяжение и тангенциальное сжатие</p> <p>Рудный этап</p>
	<p>Обстановка левостороннего взбросо-сдвига</p> <p>Тангенциальное сжатие</p> <p>Пострудный этап</p>		<p>Обстановка правостороннего сбросо-сдвига</p> <p>Растяжение и тангенциальное сжатие</p> <p>Рудный этап</p>
<p>Условные обозначения</p> <p>Сопряженная трещина скола</p> <p>Сместитель</p> <p>Трещина отрыва</p> <p>→ Направление смещения по горизонтали</p> <p>+ а) Направление смещения по вертикали: а) приподнятый блок, б) опущенный блок</p> <p>Q Развитие по трещине кварцевых жил или зон кислотного выщелачивания</p> <p>3 Номер сопряженной системы трещин</p>			<p>Обстановка правостороннего сбросо-сдвига</p> <p>Растяжение и тангенциальное сжатие</p> <p>Рудный этап</p>

Системы сопряженных трещин.

ориентировки их сместителей с крупными дизъюнктивными нарушениями, хорошо изученными на Многовершинном рудном поле. Таким образом, мы можем выделить ряд обстановок, нашедших отражение в отдельных системах сопряженных трещин.

Обстановка левостороннего сбросо-сдвига интерпретируется как относящаяся к дорудному этапу. Образование сбросо-сдвига может быть связано с перемещениями по Ливоульскому разлому, интерпретируемому по направлению оперяющих трещин отрыва и эрозионному срезу на его бортах также как левосторонний сбросо-сдвиг. Заложенные на этом этапе крутопадающие трещины отрыва параллельны рудоконтролирующим разломам рудных зон Многовершинного месторождения (Главной, Промежуточной, проч.). К рудному этапу становления рудной зоны отнесены три системы сопряженных трещин с северо-западным падением сместителя, вероятно образовавшихся в обстановке правостороннего сбросо-сдвига, по части которых – трещине отрыва и одной из трещин скола (собственно сместителю) – происходило образование кварцевых жил и метасоматитов. Они отвечают трещинам отрыва дорудного этапа основных рудных зон Многовершинного месторождения (Главной и Промежуточной), только по ним шло образование кварцевых жил и метасоматитов. К пострудному этапу может быть отнесена система сопряженных трещин с падением сместителя на северо-восток, сформированная в обстановке левостороннего взбросо-сдвига. Наиболее вероятна его связь с подвижками по Среднеульскому разлому, сопровождавшимися внедрением даек пострудного комплекса эоценового возраста. Внедрение соседствующего Бекчиульского многофазного интрузивного массива по

[1] может быть отнесено к рудному и пострудному этапам. Его влияние на становление структур рудного поля отмечалось, к примеру, в [2–4] и производственных отчетах о проведении разведочных работ на Многовершинном месторождении за 1973, 1975, 1980 гг., но в рамках исследований на локальных структурных доменах выделение его из общей картины весьма дискуссионно.

Автор благодарит главного геолога ООО «Нижнеамурская горная компания» В.Н. Чеботареву за помощь в проведении структурного анализа и директора ООО «РДМ» В.Ю. Орешина за предоставление данных для проведения исследования.

Литература

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
2. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А., Фатьянов И.И. Физико-химические условия формирования пропилитов района месторождения Многовершинное (Нижнее приамурье) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 14–21.
3. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа: Учеб. пособие. 2-е изд., испр. и доп. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2006. 168 с.
4. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь и др. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 3–17.
5. Слестников В.В., Пискунов В.В. Структурные особенности и моделирование зон прожилкования р. з. Чайная, Многовершинное золоторудное месторождение (Нижнее Приамурье) // Естественные и математические науки в современном мире: Сб. ст. по материалам XIX междунар. науч.-практ. конф. № 6 (18). Новосибирск: «СибАК», 2014. С. 116–126.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГАББРО И ГАББРО-ДИАБАЗОВ, ПРОСТРАНСТВЕННО АССОЦИИРУЮЩИХ С УСЛОВНО ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИМИ – РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнов Ю.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,
smirnova@ascnet.ru

Центрально-Азиатский подвижный пояс является одним из основных структурных элементов Восточной и Центральной Азии и представляет собой сложную систему фрагментов палеозойских и мезозойских структур, зажатых между окраинами Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов. История формирования пояса привлекает внимание многих поколений геологов, однако большинство вопросов, относящихся к особенностям его строения и формирования, остаются открытыми, и это, прежде всего, касается его восточной части.

Основной структурный план Центрально-Азиатского подвижного пояса определяется сочетанием многочисленных континентальных массивов (супертеррейнов) и разновозрастных складчатых поясов. В пределах восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса выделяются Южно-Монгольско-Хинганский и Солонкерский складчатые пояса.

Южно-Монгольско-Хинганский пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где «теряется», пережимаясь Аргунским и Бурей-Цзямусинским супертеррейнами. Северо-восточная часть Южно-Монгольско-Хинганского пояса на российских тектонических схемах выделяется в качестве Но-

ра-Сухотинского террейна. В настоящее время существуют лишь отрывочные данные, позволяющие предполагать, что в его строении принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения [1].

В статье приведены результаты исследования дайковых тел, сложенных габбро и габбро-диабазы, секущих образования дагмарской толщи Нора-Сухотинского террейна. Согласно петрографическим исследованиям, образцы габбро и габбро-диабазов подвержены зеленокаменным изменениям, в связи с чем реликты первичных структур сохранились в единичных случаях.

Концентрации микроэлементов (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) определены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск). Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения выполнены в стандартном режиме на приборе Elan 6100 DRC. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс проведена с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы.

Исследуемые образцы габбро и габбро-диабазов характеризуются значительными вариациями SiO_2 (46.44–57.01 %), $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (2.01–5.31 %), что предопределило их положение на диаграмме [4], в поле базальтов и андезитобазальтов. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [4] рассматриваемые образования локализуются компактно в поле низкокальциевых пород известково-щелочной серии.

Для габбро характерен умеренно дифференцированный спектр лантаноидов ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьируется от 5.64 до 26.75) при незначительной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.76-0.85$). Габбро-диабазы имеют слабо дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n=1.57-4.43$) при практически невыраженной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.87-0.96$).

Габбро и габбро-диабазы обогащены Rb (8–70 ppm), Ba (190–835 ppm), Sr (342–1432 ppm), La (7.57–91.37 ppm), Ce (18.60–212.65 ppm) при дефиците Nb (3–6 ppm), Ta (0.13–0.86 ppm). Такие геохимические особенности указывают на формирование габбро и габбро-диабазов в обстановке островных дуг. Подобный вывод следует из анализа положения фигуративных точек изученных образцов на тектонических дискриминационных диаграммах Y-Nb-2-Zr/4 [3], Nb/16-Zr/117-Th [5] и Nb/8-Y/15-La/10 [2].

В целом проведенные исследования позволили провести геохимическую и тектоническую типизацию габбро и габбро-диабазов, тесно пространственно ассоциирующих с позднепротерозойскими – раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями дагмарской толщи Нора-Сухотинского террейна. Полученные данные свидетельствуют о том, что габбро и габбро-диабазы по своим геохимическим особенностям соответствуют образованиям островных дуг. Эти образования, вероятно, можно коррелировать с позднеордовикскими габбро-амфиболитами Сюкдулкинского блока, которые совместно с метабазами слагают тектоническую пластину, надвинутую на окраину Буреинского террейна со стороны Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31000), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неогее», а также Президиума ДВО РАН (проекты № 12-I-0-ОНЗ-09, 15-II-2-022).

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
2. Cabanis V., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
3. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3. P. 743–746.
4. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
5. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнова Ю.Н.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,
smirnova@ascnet.ru

Одним из ключевых вопросов истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса является тектоническая реконструкция континентальных блоков (террейнов, супертеррейнов). В строении этих блоков наряду с магматическими и метаморфическими комплексами принимают участие осадочные породы, слагающие фрагменты некогда обширных бассейнов. В связи с этим, они несут потенциально значимую информацию как о геодинамических обстановках, существовавших в период их образования, так и о возрасте и составе коры областей сноса кластического материала.

К одной из значимых тектонических единиц в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса относится Малохинганский террейн. В качестве «фундамента» террейна ранее рассматривались раннедокембрийские метаморфические комплексы [1]. Однако исследования последних лет позволили установить, что формирование протолитов этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [2, 5]. Более высокое стратиграфическое положение занимают верхнепротерозойские – раннепалеозойские терригенные и терригенно-карбонатные отложения хинганской серии. В составе хинганской серии выделяются, согласно [1], верхнерифейская игинчинская (900–1000 м), венд-нижнекембрийская мурандавская (1300–2500 м), нижнекембрийская лондоковская (800–1000 м) свиты и нижнекембрийская кимканская толща (1900–2000 м). Нижняя возрастная граница серии считается условно верхнерифейской, а верхняя принята как нижнекембрийская на основании находок нижнеатдабанских микрофитолитов, губок и брахиопод. Осадочные породы хинганской серии прорываются ранне- и позднепалеозойскими интрузиями преимущественно кислого состава. Венчают разрез Малохинганского террейна юрские терригенные осадки и меловые вулканические породы Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса.

Для исследования осадочных последовательностей в последние годы широко используется геохронологическое датирование детритовых минералов методом LA-ICP-MS. Данный метод позволяет реконструировать возраст материнских пород и эволюцию питающих провинций, определить возраст накопления немых осадочных толщ и установить этапы проявления магматизма в пределах областей сноса.

В публикации приведены результаты датирования детритовых цирконов, отобранных из терригенных пород хинганской серии Малохинганского террейна. Из каждого образца был выделен гравиконцентрат с зёрнами циркона с помощью стандартных тяжёлых жидкостей в Аналитическом центре Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). Собственно U-Pb-геохронологические исследования проводились с использованием системы лазерной абляции New Wave YAG 213nm в сочетании с ICP-масс-спектрометром Finnigan Element-2 в корпорации «Apatite to Zircon, Inc» (Айдахо, США). Диаметр кратера в процессе анализа составил 20 мкм. Извлекаемый материал образца из ячейки отбора в горелку масс-спектрометра транспортировался потоком гелия. В процессе анализа для калибровки использовался комплекс стандартов: FC, F5, TR, R3, T2, MD. Обработка экспериментальных данных проведена с помощью программы ISOPLOT.

Из 105 зёрен детритовых цирконов из полимиктового песчаника верхнерифейской игинчинской свиты конкордантные оценки возраста получены для 92 зёрен. Большая часть из них имеет неопротерозойский возраст (960–767 млн лет, 73 %). 27 % зёрен циркона характеризуются мезопротерозойским (1.6–1.1 млрд лет) и палеопротерозойским (2.2–1.7 млрд лет) возрастом.

Из полимиктового песчаника венд-нижнекембрийской мурандавской свиты изучено 115 зёрен циркона, при этом конкордантные значения типичны для 94 зёрен. Гистограмма по обломочным цирконам характеризуется одним хорошо выраженным пиком, который соответствует неопротерозою (954–652 млн лет, 74 %). Незначительное количество цирконов (26 %) из общей выборки имеет мезо- (1.5–1.1 млрд лет, 2 %) и палеопротерозойский (2.5–1.7 млрд лет, 24 %) возраст.

Среди детритовых цирконов (105 зёрен) из полимиктового алевропесчаника нижнекембрийской кимканской толщи обнаружены лишь 52 зёрна с конкордантными значениями. Исследуемые цирконы имеют главным образом раннепалеозойский и неопротерозойский возраст (957–481 млн лет, 89 %), а остальные значения (11 %) приходятся на интервал 1.7–1.1 млрд лет.

Таким образом, в терригенных отложениях хинганской серии преобладают детритовые цирконы протерозойского возраста. Источниками позднепротерозойских цирконов, вероятно, послужили метаморфизованные комплексы, входящие в состав амурской серии. В то же время вопрос о раннепротерозойских цирконах остается открытым, так как в настоящий момент отсутствуют надежные геохронологические данные, указывающие на наличие раннепротерозойских образований в структуре Малохинганского террейна. Кроме того, в осадках кимканской толщи обнаружены раннепалеозойские детритовые цирконы, присутствие которых можно связать с раннепалеозойским магматизмом [3, 4], широко проявленным в пределах Малохинганского террейна.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00209), Президиума ДВО РАН (проекты № 12-1-0-ОНЗ-09, 12-II-СО-08-026), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неогее».

Литература

1. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е изд. Серия Бурейнская. Лист М-52-XXX / Под ред. А.Ф. Васькина. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

2. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Буря-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
3. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
4. Сорокин А.А., Котов А.Б., Смирнова Ю.Н., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. О возрасте терригенных отложений хинганской серии Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН (в печати).
5. Wilde S.A., Wu Fuyuan, Zhang Xingzhou. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 311–327.

УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ КОРУНДА ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

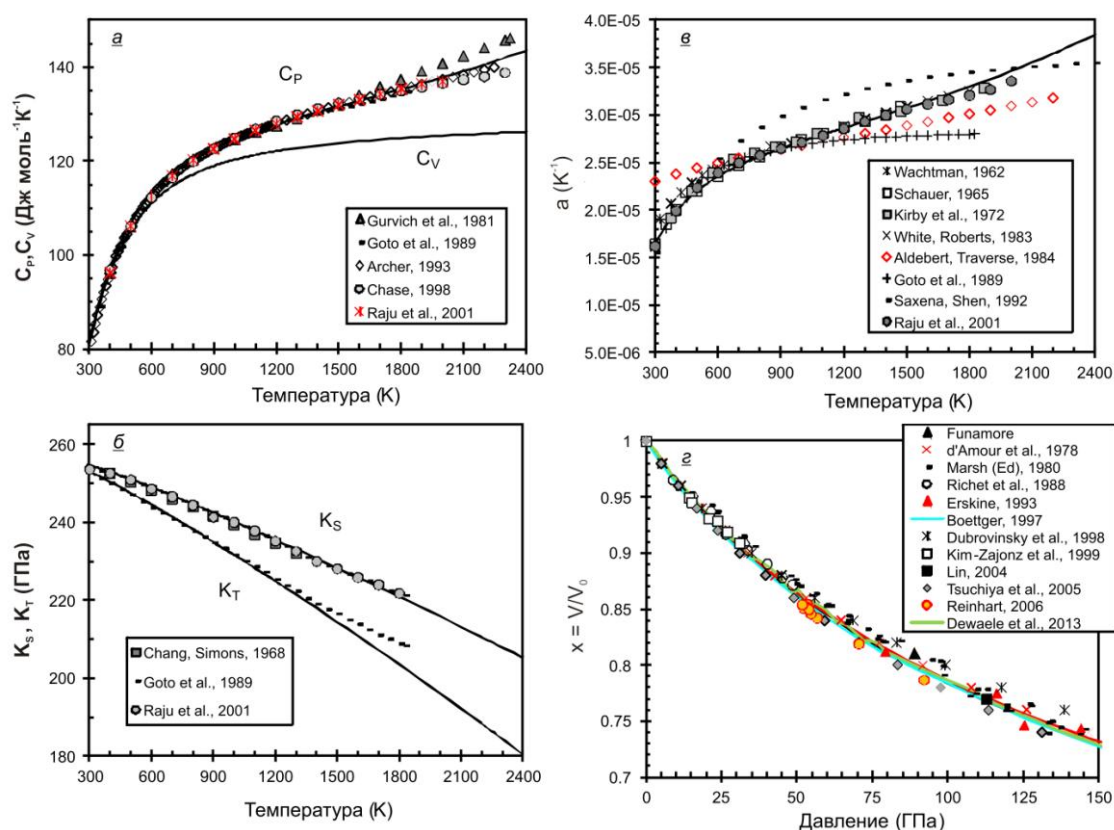
Соколова Т.С. *, Дорогокупец П.И. *, Литасов К.Д. **

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sokolovats@crust.irk.ru

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Термодинамика корунда при высоких температурах и давлениях представляет большой интерес для изучения глубинной минералогии, поскольку корунд (или фаза α - Al_2O_3) является основным компонентом доминирующих минеральных фаз в земной мантии: граната, бриджманита (или Mg-перовскита) и постперовскита. Экспериментальные и теоретические исследования корунда под высоким давлением обнаруживают два фазовых перехода в структуре минерала [5]. Термодинамически стабильной фазой выше 95 ГПа считают структуру $\text{Rh}_2\text{O}_3(\text{II})$. При большем давлении, в области порядка 130 ГПа, структура $\text{Rh}_2\text{O}_3(\text{II})$ переходит в модификацию CaIrO_3 , изоструктурный тип с постперовскитом в нижней зоне мантии на глубине 2600–2900 км. Таким образом, рассчитанные термодинамические свойства корунда в своей перспективе могут быть использованы для уточнения границ фазовых преобразований в минерале и установления P-V-T свойств твердых растворов с его участием.

Недавно были проведены новые P-V измерения параметров ячейки корунда [3] на комнатной изотерме (300 K) в области высоких давлений, что ставит задачу пересмотра уравнения состояния α - Al_2O_3 . Путем одновременной обработки многочисленных экспериментальных измерений теплоемкости, теплового расширения, адиабатического модуля сжатия и рентгеновских измерений P-V-T свойств было построено уравнение состояния корунда в структуре α - Al_2O_3 . В качестве термодинамической модели был использован модифицированный формализм на основе свободной энергии Гельмгольца из работ [1, 2, 4], в котором давление на отсчетной изотерме (298.15 K) определено из уравнения Кунца: $P_0(V) = 3K_0 X^{-k} (1 - X) \exp[\eta(1 - X)]$, где $k = 5$, а объемная зависимость характеристических температур принята в виде уравнения Альтшулера: $\Theta = \Theta_0 x^{-\gamma_\infty} \exp\left[\frac{\gamma_0 - \gamma_\infty}{\beta} (1 - x^\beta)\right]$. Тепловую часть свободной энергии Гельмгольца можно представить моделью Эйнштейна с двумя характеристическими температурами: $F_{th}(V, T) = m_1 RT \ln\left(1 - \exp\frac{-\Theta_1}{T}\right) + m_2 RT \ln\left(1 - \exp\frac{-\Theta_2}{T}\right)$.



Термодинамические функции корунда

(линии – расчет, маркеры – экспериментальные измерения и справочные данные):
 а – изобарная (C_p) и изохорная (C_v) теплоемкость; б – изотермический (K_T) и адиабатический (K_S) модули сжатия; в – коэффициент объемного термического расширения;
 г – рассчитанная изотерма (298.15 K) корунда.

Это позволяет наилучшим образом аппроксимировать теплоемкость минерала [1, 2]. Путем оптимизации экспериментальных измерений предлагаемой моделью были получены следующие параметры уравнения состояния корунда: $V_0 = 25.575 \text{ см}^3 \text{ моль}^{-1}$,

$K_0 = 253 \text{ ГПа}$, $K' = 4.05$, $\Theta_{01} = 950.5 \text{ K}$, $\Theta_{02} = 475.3 \text{ K}$, $m_{1=2} = 7.5$, $\gamma_0 = 1.131$, $\beta = 1.885$, $a_0 = 6.2 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$ и $m = 2.82$. Полученное уравнение состояния позволяет рассчитать любые термодинамические функции минерала (рисунок) в зависимости от температуры и объема или температуры и давления. Сравнение давления, рассчитанного по предлагаемому уравнению состояния корунда, с прямыми экспериментальными измерениями из работы [3] на изотерме 300 K показывает, что отклонения находятся в пределах $\Delta P/P = \pm 2.5\%$. Заметим, что измеренные P-V соотношения из работы [3] были рассчитаны по рубиновой шкале давления из работы [4], которая имеет систематическое отклонение от новой калибровки, проведенной в работах [1, 2].

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН (проект № 97).

Литература

1. Дорогокупец П.И., Соколова Т.С., Данилов Б.С., Литасов К.Д. Почти абсолютные уравнения состояния алмаза, Ag, Al, Au, Cu, Mo, Nb, Pt, Ta, W для квазигидростатических условий // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 2. С. 129–166.
2. Соколова Т.С., Дорогокупец П.И., Литасов К.Д. Взаимосогласованные шкалы давлений на основании уравнений состояния рубина, алмаза, MgO, B2-NaCl, а также Au, Pt и других металлов до 4 Мбар и 3000 K // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 237–261.
3. Dewaele A., Torrent M. Equation of state of $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ // Physical Review B. 2013. V. 88. P. 064107. doi: 10.1103/PhysRevB.88.064107.

4. Dorogokupets P.I., Oganov A.R. Ruby, metals, and MgO as alternative pressure scales: A semiempirical description of shock-wave, ultrasonic, x-ray, and thermochemical data at high temperatures and pressures // Physical Review B. 2007. V. 75. P. 024115. DOI: 10.1103/PhysRevB.75.024115.
5. Oganov A.R., Ono S. The high-pressure phase of alumina and implications for Earth's D" layer // PNAS. 2005. V. 102, № 31. P. 10828–10831.

АЛЮМОФТОРИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ПОРОД КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Старикова А.Е., Шарыгин В.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
a_sklr@mail.ru

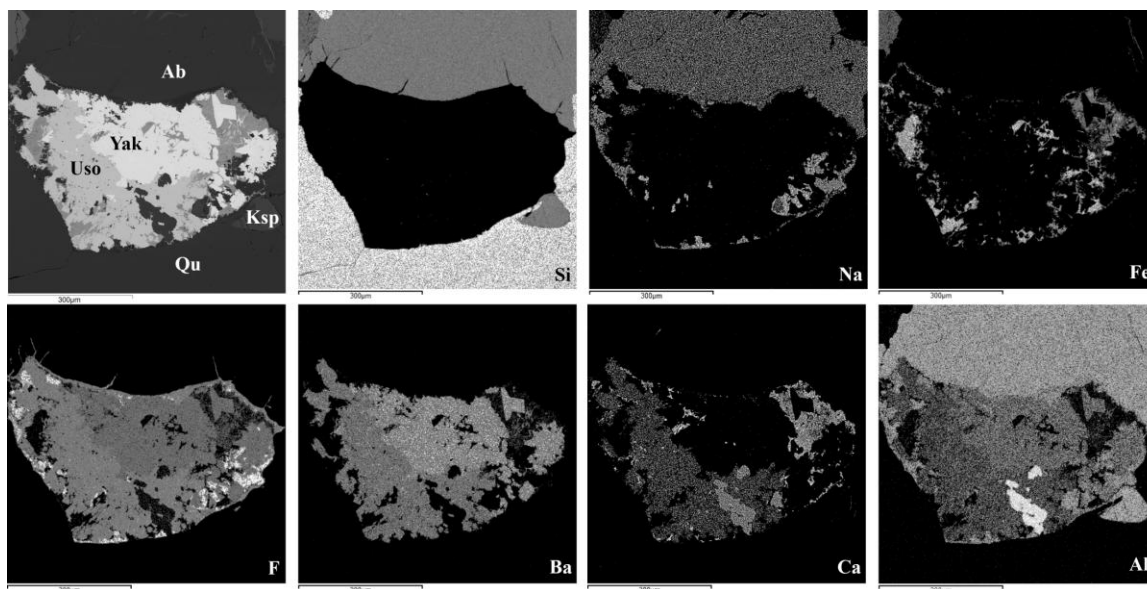
Катугинское редкометалльное месторождение расположено в Каларском районе на севере Читинской области. Оно относится к категории уникальных месторождений и по запасам Ta-Nb-Y руд является одним из крупнейших докембрийских месторождений России. Помимо Ta, Nb и Y месторождение содержит промышленные концентрации Zr, U, REE и криолита. Вопрос источника руд и генезиса вмещающих пород до сих пор открыт. Ранее они относились к щелочным метаморфогенным метасоматитам, приуроченным к крупным глубинным разломам и не имеющим связи с магматизмом [1]. Однако в работах последних лет их относят к щелочным гранитам и оруденение связывают с магматической или ранней постмагматической стадией [2]. По последним данным возраст катугинских щелочных гранитов составляет 2066 ± 6 млн лет [2].

Щелочные граниты Катугинского месторождения в основном сложены кварц-альбит-калишпатовой ассоциацией с подчиненным количеством темноцветов (арфведсонит, эгирин, фтораннит, астрофиллит). Именно по меланократовым минералам во внутреннем строении тел гранитов отмечается зональность [1]: от контактов к центру аннитовые и аннит-арфведсонитовые разности постепенно сменяются арфведсонитовыми, а те, в свою очередь, эгирин-арфведсонитовыми и эгириновыми. Главными акцессорными и рудными минералами катугинских гранитов являются пироклор, циркон и криолит, также встречаются колумбит, иттрофлюорит, твейтит-(Y), гагаринит-(Y).

В эгирин-арфведсонитовых гранитах нами были обнаружены агрегаты Ва-Са-На- алюмофторидов. Размеры подобных образований не превышают одного сантиметра и часто имеют округлую форму выделения. За счет присутствия оксидов и гидроксидов железа агрегаты бесцветных алюмофторидов приобретают красный оттенок.

Минералы, выявленные в алюмофторидных агрегатах из эгирин-арфведсонитовых пород Катугинского редкометалльного месторождения

Минерал	Формула
Ва-аналог яacobссонита (?)	$\text{BaAlF}_4(\text{OH})$
Усовит	$\text{Ba}_2\text{CaMgAl}_2\text{F}_{14}$
Ва-Са-алюмофторид	$\text{BaCa}_2\text{AlF}_9$
Криолит	Na_3AlF_6
Веберит	$\text{Na}_2\text{Mg}[\text{AlF}_6]\text{F}$
Прозопит	$\text{CaAl}_2(\text{F},\text{OH})_8$
Пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot (\text{H}_2\text{O})$



СЭМ фотография и карты распределения элементов для алюмофторидного агрегата. Qu – кварц, Ksp – калишпат, Ab – альбит, Uso – усовит, Yak – Ba-аналог якобссонита (?).

Примечательно полное отсутствие в обособлениях силикатных минералов (рисунок). В агрегатах наиболее распространены алюмофториды бария: $BaAlF_4(OH)$ (бариевый аналог якобссонита?), $BaCa_2AlF_9$, $Ba_2CaMgAl_2F_{14}$ (усовит). Следует отметить, что две первые фазы впервые обнаружены в природе, хотя их синтетические аналоги известны давно. В таблице приведен список алюмофторидов, идентифицированных нами на электронном сканирующем микроскопе (СЭМ).

Находки включений криолита в цирконах магматической стадии [3] позволяют говорить о том, что образование алюмофторидных обособлений, возможно, происходило в магматическую стадию, а не при более поздних наложенных процессах преобразования гранитов. Одним из возможных механизмов образования подобных агрегатов могла быть ликвация исходного расплава на алюмофторидную и алюмосиликатную составляющие. Подобная несмесимость была ранее описана для онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [4]. Однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-17-00325).

Литература

1. Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 115–131.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З, Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенетической эпохи // ДАН. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
3. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения // ЗРМО. 2014. Ч. 143, № 5. С. 17–31.
4. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1423–1442.

ВЛИЯНИЕ ХИМИКО-ТЕРМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ГЛУБИННЫХ НАГРЕВАТЕЛЕЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНЫХ РУД (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Стреляев В.И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
strelyaev@ggf.tsu.ru

Наличие золоторудных месторождений золотосульфидного типа, приуроченных к метаморфизованным черносланцевым породам рифейского возраста Енисейского кряжа, и повышенная золотоносность пород в целом привлекают внимание многих исследователей, которые связывают месторождения либо с метаморфическими, либо с гидротермальными процессами. Данная специфика является обычно достаточным основанием для проведения детальных разведочных и эксплуатационных работ на интересных объектах (Олимпиадинский, Партизанский, Советский и др.). Вместе с определением литологического состава, рудной минерализации, концентрации сопутствующих элементов и зональности в распределении золота, также большое значение в теоретических и практических целях имеет выявление природных термохимических особенностей формирования золотого оруденения. Этот вопрос решался на примере Рыбинского золоторудного поля (РЗП), сложенного отложениями кординского углеродисто-терригенного структурно-вещественного комплекса раннего рифея, ложем для которого являются образования мезопротерозоя (пенченгинская карбонатная свита).

При картировании рудовмещающих терригенных отложений РЗП отмечается одна особенность, заключающаяся в том, что оно представляет собой сочленение двух фрагментов: лежащего ЮЮЗ фрагмента, включающего крупные почти изометрические рудные тела (№ 1, 7, 5), тяготеющие к абиссальным блокам коматиит-пикритов, и висячего ССВ фрагмента, содержащего лентовидные уплощенные рудные тела (№ 2, 3, 10, 6, 9), – к углеродисто-карбонатному (сланцы, доломиты, известняки) с редкими телами такситовых долеритов и габбро-диабазов.

Для того чтобы выявить термохимические процессы, связанные с формированием указанных фрагментов, была применена методика Р.С. Малликена [1] по установлению энергий термохимических взаимодействий (Е) для крупных изометрических рудных тел ЮЮЗ фрагмента и лентовидных стратифицированных вышележащих рудных тел ССВ фрагмента (таблица).

Положительные структуры с притоками эндотермического (+) тепла под действием нагревателя-расширителя ЮЮЗ блока	Кол-во тепловой энергии		Отрицательные структуры с оттоками тепла при экзотермическом (–) процессе сжатия ССВ блока	Кол-во тепловой энергии	
	МДж	%		МДж	%
1. Тепло рудного тела 1	+3750	74.00	1. Тепло рудного тела 2	–450	8.87
2. Тепло рудного тела 7	+1050	20.70	2. Тепло рудного тела 3	–1050	20.70
3. Тепло рудного тела 5	+270	5.30	3. Тепло рудного тела 10	–1100	21.70
			4. Тепло рудного тела 6	–1230	24.30
			5. Тепло рудного тела 9	–1240	24.43
Всего эндотермического тепла	+5070	100.00	Всего экзотермического перепущенного тепла	–5070	100.00

Рудные тела представляют собой массивы сваривания массой $550\text{--}300 \cdot 10^6$ т, метасоматитов сложного карбонатно-хлорит-кварц-плагиоклазового, слюдисто-хлорит-плагиоклаз-кварцевого, фуксит-кварц-карбонатного состава, светло-серого до темно-серого цвета с голубоватым и зеленоватым оттенком, с вкрапленной сульфидной минерализацией: пирит (до 1–2 %), арсенопирит (до 3–5 %), герсдорфит, блеклые руды, халькопирит, пирротин и др. По данным опробования скважин распределение золота в рудах гнездовое и содержание колеблется в широком диапазоне (1–30 г/т). Это тела-нагреватели.

Группировки руд с различной эндоэнергией активации вносят корректировки в их физические поля в зависимости от истинных масс, создавая термохимический каскад, отличающийся уровнем продуктивности [2]. Хладагенты-гумбеиты имеют малую массу, и с ними связаны простые мышьяк-золотые руды в сланцах [3]. Приповерхностная энтропия – отрицательная величина.

Таким образом, доказывается, что присутствие двух термохимических саморегулирующихся генераторов плюмового механизма Земли приводит к равновесию различных по знаку и содержанию энергий разных тектонических этажей. Эти факторы формируют в нашем случае парные метаморфические и метасоматические пояса (в нашем примере «амфиболитовый – зеленосланцевый»), несхожие рудные тела экстенсивного ряда, что зависит от массы эндо- и экзотепловых зарядов, каскадного размещения саморегулирующихся генераторов и др., приводящих в итоге к нулевой энтропии. Работа может быть полезной как в теоретическом, так и в практическом отношении.

Литература

1. Полинг Л., Полинг П. Химия. Пер. с англ. М.: Мир, 1978. 685 с.
2. Журавлева А.А., Стреляев В.И. Локализация золотых руд (Енисейский кряж) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всерос. молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 17–19.
3. Стреляев В.И., Первушина Я.А. Нетрадиционное промышленное золотооруденение Енисейского кряжа // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Труды VII междунар. симпоз. Чита, 2007. С. 125–127.

К МЕТОДИКЕ ВЫЯВЛЕНИЯ РУДНОГО ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕРМОХИМИЧЕСКИМ АНАЛИЗОМ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Стреляев В.И.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
Strelyayev@ggf.tsu.ru

Термогеохимия – это раздел геохимической термодинамики, в задачу которого входит определение и изучение различных по составу и знаку тепловых эффектов, установление их взаимосвязей с различными термохимическими связями. Одной из задач термохимии является измерение тепловых переходов веществ, расчеты тепловых балансов, процессов взаимозависимости и т.д. На гранитоидных массивах эльванов и онголитов Викторовского комплекса Енисейского кряжа массы термохимических тепловых стоков редких щелочей с рудным золотом составляют несколько сотен тысяч тонн и более. Эти бывшие некогда жидкие неорганические потоки были ценнейшей сырьевой базой для выработки естественной тепловой энергии в системе нетрадиционных форм благородных щелочей с благородными металлами [1].

Таблица 1. Химическая и термостатическая характеристика Викторовского гранитоидного комплекса позднего рифея Енисейского кряжа, находящегося по соседству с полем месторождения крупного рудного золота «Олимпиада»

Литий (R=150)	Рубидий (R=250)	Цезий (R=300)
ИПЭ= +0.842	ИПЭ=±0.222;	ИПЭ=-0.620
St =+24 кДж	St = -7 кДж	St =-17 кДж
°C= +660	°C= -12	°C= -648

Примечание. ИПЭ – избыточные поверхностные энергии связей (Дж/кг·моль·10⁶), St –энтальпия/ энтропия, кДж/моль: (+) нагреватель, (±) – переходный, – хладагент; °C – температура кипения/охлаждения; R – радиус, нм.

Данные о термохимических условиях в парагенетических ассоциациях этих минеральных форм наряду с прикладным значением представляют интерес для изучения условий накопления и переноса благородных металлов в процессах формирования руд (таблицы 1, 2).

Некоторые системы, подобно редким щелочам, могут очень долго оставаться в системе равновесной тройной точки: «твердая фаза – жидкость – переохлажденный пар». Кристаллизация систем тройных точек начинается с микроскопических затравок ядрышек, мельчайших кристалликов твердой фазы. Эти ядрышки обладают избыточными поверхностными связями. Эти затравки позже начинают изменяться, постепенно убывая как по количеству, так и по размерам кристалликов, в условиях нарастающего переохлаждения (таблица 1).

Микроскопические кристаллики – ядрышки имеют более высокую энергию нагревания, чем крупные кристаллы цезия, поскольку ядра мелких литиевых и средних рубидиевых агрегатов обладают большей избыточной удельной поверхностью, по сравнению с цезиевыми онгонитами, вызывающими контрастное снижение температуры плавления (они отражены в таблице 1). Теплолюбивые кристаллики – ядрышки из золота (ленгмюровские затравки), попадая в менее нагретую литий-рубидиевую смесь, при соотношении атомов золота и атомов лития 1:3 будут иметь равновесную среднюю («золотая середина») длину ковалентной связи.

Перераспределение рудного золота из «золотой середины (контактные фазы) отчетливо трассируется движущими силами термохимических реакций (ДСТР). Чем гуще размещаются диады «золото-литий-рубидий» к проводникам тепла (контактам, разделам фаз, к нарушениям, поровым пространствам, зонам смятия и т.п.), тем больше и больше укорачиваются эти связи (на 300 % , таблица 2). С изменением соотношения «жидкости» и «ленгмюровских затравок», в сторону увеличения влияние связей ослабевает с параллельным ослаблением ДСТР (таблица 2).

Таблица 2

Граниты, гранитоидные породы	Литий+ Рубидий	Длина связей по диаде «золото-литий»	Золото
К/кр. лейкократовые	13+120=133	ок. 9	1.5
Ср/кр. биотитовые, стильпномелановые	17+158=175	6.0	2.8
М/кр. жильные	18+170=188	5.80	3.1
Милонитовые (×) контактные фазы	30+166=196	3.0	10

Примечание. Степень кристалличности пород: К/кр. – крупнокристаллические, ср/кр. – среднекристаллические, м/кр. – мелкокристаллические, сахаровидные по типу сваренного стекла; Au повышает температуру затвердевания (×).

Движущие силы термических реакций, концентрационные термохимические природные эффекты и тройные точки проявляются в земной коре при любом неизо-тропном подводе энергии к гетерогенной геодинамической системе. Тройственная устойчивость, как правило, реализуется на контактах и границах разделов фаз. Такая устойчивость является критерием появления как макро-, так и очень ценных микро-доз еще не установленных геохимией нетрадиционных сочетаний литосферных полезных веществ (монад, диад, триад и т.д.).

Литература

1. Стреляев В.И. К познанию влияния неоднородностей теплового поля на состав жидкокристаллического расплава при его трансляции к поверхности Земли (на примере Енисейского кряжа и Алтая // История наук о Земле: исследования, этапы развития, проблемы: Материалы Международной конференции (Москва, 25–27 ноября 2008 г.). М.: ИНЕТ РАН, 2008. С. 177–179.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОКСФОРДСКОГО РЕЗЕРВУАРА В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮГАНСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ И НИЖНЕВАРТОВСКОГО СВОДА (НА ПРИМЕРЕ УГУТСКО-КИНЯМИНСКОЙ ЗОНЫ)

Суворов А.О.

Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
Новосибирск, suvorov.alex92@gmail.com

Угутско-Киньяминская зона в административном отношении расположена в Сургутском районе ХМАО. В тектоническом плане она расположена в зоне сочленения Юганской мегавпадины и Нижневартовского свода и, согласно схеме нефтегазо-геологического районирования южных районов Западно-Сибирской НГП, входит в состав Вартовского НГР Среднеобской НГО. В Угутско-Киньяминской зоне главные скопления нефти сосредоточены в оксфордском резервуаре, проницаемый комплекс которого сложен песчаными пластами группы Ю₁. Региональными флюидоупорами для залежей служат аргиллитоподобные глины георгиевской свиты и глинисто-кремнисто-карбонатные породы баженовской свиты, которые сформировались в эпоху позднеюрской-раннемеловой трансгрессии. Баженовская свита также является основным генератором УВ, которые в процессе вторичной миграции заполняли ловушки Оксфордского резервуара. Особенностью нефтеносности Угутско-Киньяминской зоны является концентрация основных запасов нефти в нижних пластах проницаемого комплекса, тогда как в верхних пластах их значительно меньше.

Всего за почти пятидесятилетний период геологического изучения Угутско-Киньяминской зоны было открыто десять месторождений, три из которых по запасам относятся к категории крупных, а одно – к средним. Большинство месторождений, открытых на территории исследования, многозалежные, исключение составляют Восточно-Токайское, Кулунское и Унтыгейское, которые являются однозалежными.

Наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют келловей-оксфордские отложения. Наличие в разрезе верхнеюрских отложений горизонта Ю₁, являющегося резервуаром для залежей нефти в Угутско-Киньяминской зоне и перекрывающих его аргиллитоподобных глин георгиевской свиты, а также битуминозных кремнисто-глинисто-известковистых пород баженовской свиты, которые выполняют роль регионального флюидоупора и основного источника углеводородов на указанной территории, создает благоприятные условия для формирования нефтяных месторождений. С песчаными пластами верхневасюганской подсвиты связаны

Восточно-Токайское, Западно-Угутское, Кулунское, Восточно-Юганское, Унтыгейское, Угутское, Среднеугутское, Киняминское, Новопокурское, Южно-Киняминское месторождения, расположенные в пределах Вартовского нефтегазоносного района Среднеобской НГО.

По результатам анализа геолого-геофизических материалов, основанного на работах Белозерова В.Б. [1, 2], на исследуемой территории были выделены два основных типа фациальных комплексов:

- 1) дельтовый, включающий в себя обстановки дельтовой равнины – с субобстановками флювиального дельтового рукава, намывного вала, устьевого бара дельтового рукава, маршей; и авандельты – с субобстановками прodelьты.
- 2) прибрежно-морской, с обстановками пляжа и его предфронтальной части, с субобстановками нижнего пляжа и береговых подводных валов.

Согласно представлениям А.Э. Конторовича с соавторами [3], было установлено, что Угутско-Киняминская зона в оксфордском веке находилась в пределах зоны моря глубиной менее 25 м, которая занимала обширную территорию площадью 1040 тыс. км² в центральной и восточной частях Западно-Сибирского бассейна седиментации и очень узкую полосу вдоль западного обрамления синеклизы. В этих обстановках накапливались глинисто-алеврито-песчаные осадки верхневасюганской подсветы. В ее составе развиты песчаные пласты Ю₁³⁻⁴ и Ю₁¹⁻². Они сложены преимущественно разнотернистыми серыми песчаниками, разделенными глинистыми перемычками. Песчаные пласты и разделяющие их пласты аргиллитов не выдержаны по латерали и имеют сложное строение [3].

Для построения палеогеографических карт были использованы карты толщин песчаников продуктивных пластов Ю₁³, Ю₁², Ю₁¹, а также результаты фациального анализа по материалам ГИС. На основе анализа построенных карт можно проследить, как менялись обстановки осадконакопления на территории Угутско-Киняминской зоны в оксфордском веке.

Главным результатом проведенных детальных исследований стало установление в пределах Угутско-Киняминской зоны линейно вытянутых в широтном направлении песчаных тел. Сделано предположение, что эти песчаные тела сформировались в флювиальных рукавах дельтового комплекса. Кроме этого, песчаные тела с повышенными толщинами формировались вдоль фронта дельты, образуя устьевые бары и подводные валы. Таким образом, согласно проведенному анализу построенных корреляционных профилей на исследуемой территории, песчаный материал пластов Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³ верхневасюганской подсветы отлагался в обстановках дельтового комплекса, что расходится с общепринятым мнением о формировании продуктивных песчаников группы Ю₁ на территории исследования в условиях мелководного бассейна.

Литература

1. Белозеров В.Б., Брылина Н.А., Даненберг Е.Е. Фациальная диагностика по материалам ГИС континентальных и прибрежно-морских отложений юры юго-востока Западной Сибири // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Сибири. Новосибирск: СНИИГТиМС, 1984. С. 11–22.
2. Белозеров В.Б. Палеогеографические особенности формирования нефтеносных пластов васюганской свиты Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Науки о Земле. 2007. Т. 311, № 1. С. 67–72.
3. Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФЕЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Тагиев Э.А.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, emin-nsu@mail.ru

Северный склон Байкинской антеклизы представляет интерес для исследования тем, что находится в зоне, где региональными работами последних лет доказано распространение рифейских отложений, продуктивных на прилегающей территории Юрубчено-Тохомской зоны.

Задача исследования – определить особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности на основе комплексного анализа геолого-геофизического материала.

Сложность изучения стратиграфии и строения рифейского разреза заключается в том, что на платформенных и прилегающих территориях предвендские отложения не выходят на дневную поверхность, поэтому изучать их строение и литологический состав можно по материалам глубокого бурения. Усложняет ситуацию то, что рифейские породы выходят на предвендскую поверхность с угловым несогласием, в результате большинство скважин вскрывают разновозрастные интервалы разрезов, поэтому корреляция рифейского разреза носит неоднозначный характер.

Изучаемая территория, согласно нефтегазогеологическому районированию, охватывает большую часть Байкинской нефтегазоносной области, западную часть Катангской НГО и южную часть Южно-Тунгусской НГО.

Для определения перспектив нефтегазоносности продуктивных горизонтов терригенного венда и рифея территории исследования были использованы критерии выделения нефтегазоносных бассейнов [1].

Во-первых, наличие в осадочном разрезе толщ, обогащенных органическим углеродом – нефтегазопроизводящие породы, из которых могла осуществляться миграция углеводородов в зоны нефтегазонакопления. На Юрубчено-Тохомской зоне это углеродистые аргиллиты ирэмекенской толщи, имеющие при мощности 10 м среднюю обогащенность $C_{орг}$ более 8 %.

Во-вторых, тектоническое развитие региона должно обеспечивать формирование зон, благоприятных для миграции и накопления залежей углеводородов. Главными путями миграции должны были служить карбонатные трещинно-каверновые коллекторы кровли рифейского комплекса и терригенные вендские коллекторы, непосредственно перекрывающие рифейские отложения. В зонах выклинивания терригенных песчаников пластов венда должны были формироваться литологически экранированные залежи нефти и газа. В зонах прилегания рифейских толщ к гранитоидам фундамента Байкинской антеклизы также должны были образоваться зоны нефтегазонакопления.

В-третьих, наличие в осадочном разрезе природных резервуаров, состоящих из сочетания коллекторских и непроницаемых горизонтов. В осадочном чехле в полном объеме присутствуют основные нефтегазоносные комплексы. Рифейский НГК составляет примерно половину стратиграфического объема осадочного чехла в центральной части седловины и сокращается до нуля на востоке территории. В рифейском комплексе возможны резервуары двух типов: массивные и пластовые. Массивные резервуары могли формироваться по эрозионной предвендской поверхности. Преимущественно это коры выветривания карбонатных пород. Предполагаются карбонатные коллекторы трещинно-кавернового типа, аналогичные коллекторам нефтегазоносными массивными залежами Юрубчено-Тохомской зоны [2]. Отсутствие надежных покрышек в низах ванаварской свиты делает эти объекты малоперспек-

тивными. Пластовые резервуары обнаружены в карбонатных породах аянской, пайгинской и ушиктинской толщ.

Таким образом, на данной территории можно ожидать ловушки двух типов: в рифейском комплексе – стратиграфические, но с учетом возраста отложений и свойств в таких случаях развития вторичных процессов возможен литологический контроль. С учетом широко развитой дизъюнктивной тектоники в обоих комплексах возможны ловушки с элементами тектонического экранирования.

Литература

1. Битнер А.К., Кринин В.А., Кузнецов Л.Л. и др. Нефтегазоносность древних продуктивных толщ запада Сибирской платформы. Красноярск, 1990. 114 с.
2. Конторович А.Э., Моделевский М.С., Трофимук А.А. Принципы классификации седиментационных бассейнов в связи с их нефтегазоносностью // Геология и геофизика. 1979. № 2. С.3–11.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕГМЕНТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ

Тарасова А.А. *, Борняков С.А. *, Пантелеев И.А. **

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, tarasova@crust.irk.ru, bornyak@crust.irk.ru

**Институт механики сплошных сред УрО РАН, Екатеринбург, pia@icmm.ru

Полевые наблюдения, данные GPS-геодезии и результаты моделирования показывают, что протяженные разломы, составляющие внутреннюю структуру развивающихся зон современной деструкции литосферы, избирательно активны по их простиранию, вследствие чего каждый отдельный разлом в фиксированном временном срезе представляет собой набор чередующихся активных и пассивных сегментов. Для выяснения механизма сегментации и обуславливающих ее причин авторами проведено физическое моделирование процесса формирования крупной сдвиговой зоны и проведен детальный анализ деформационной динамики составляющих ее внутреннюю структуру систем разрывов.

Моделирование проведено с соблюдением условий подобия. Граничные условия экспериментов определялись по критерию-комплексу, позволяющему вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров [2, 3]:

$$\frac{\eta}{\rho g T L} = const,$$

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; T – время, с.

Из принятых значений параметров, определяющих подобие процессов в природных и экспериментальных условиях, масштабные коэффициенты вязкости C_η , плотности C_ρ , линейных размеров C_l и времени C_t составляют $\sim 10^{16}$, ~ 1 , $\sim 10^6$, $\sim 10^{11}$ соответственно. При выбранных масштабных коэффициентах линейных размеров C_l и времени C_t 1 мм в модели соответствует 1 км в ее природном аналоге, а 1 мин эксперимента эквивалентна 1 млн лет природного процесса.

Объекты	Параметры			
	Плотность	Толщина	Вязкость	Время
Литосфера	$2.7 \cdot 10^4$ н/м ³	10^5 м	10^{19-23} Па·с	10–100 млн лет
Модель	$1.5 \cdot 10^4$ н/м ³	10^{-1} м	10^{4-8} Па·с	10–100 мин

Литосфера при длительно действующих на нее нагрузках проявляет упруго-вязкопластичные свойства. Сопоставимыми реологическими свойствами обладает водная паста монтмориллонитовой глины, использованная нами в качестве модельного материала [3]. Эксперименты выполнялись на установке «Разлом» [4]. Модельный материал ровным слоем толщиной 0.1 м размещался на рабочей поверхности экспериментальной установки. На плановую поверхность модели наносилась сетка линейных или точечных реперов, по которым впоследствии проводилась количественная оценка деформаций и перемещений.

Фоторегистрация развивающегося в модели деструктивного процесса в плане осуществлялась с определенной дискретностью цифровой фотокамерой «Basler acA2000-50gm». Полученные фотоматериалы составили основу для построения необходимых структурных схем, с которых впоследствии снималась качественная и количественная информация с последующей ее обработкой и анализом. С фотографий, полученных в ходе эксперимента, снимались замеры накопленных амплитуд смещений на разрывах и пластических деформаций модельного материала в вычленяемых разрывах блока. Компьютерная обработка фотоматериалов проводилась в ручном режиме в стандартной программе «CorelDraw» и в автоматическом режиме на базе системы LaVision Strain Master.

Проведено два вида экспериментов. В экспериментах первого вида воспроизводился процесс формирования деструктивной зоны сдвига при деформации простого сдвига. Эксперименты второго вида воспроизводили локальную структурную ситуацию в формирующейся сдвиговой зоне, соответствующую деформированию линейно вытянутого блока, вычлененного двумя протяженными разрывами.

Полученные результаты позволяют сформулировать следующие выводы. В каждый момент времени протяженные разрывы в сдвиговой зоне активны избирательно-дискретно по их длине за счет процесса сегментации [1]. В пределах одного разрыва выделяются сегменты с положительными (смещение крыльев разрыва согласно с направлением смещения крыльев сдвиговой зоны), нулевыми (смещение отсутствует) и отрицательными (смещение крыльев разрыва противоположно смещению крыльев сдвиговой зоны) значениями приращения амплитуды смещения за контрольный интервал времени. Пластические деформации блоков в формирующейся сдвиговой зоне реализуются в виде волнового процесса. Волновая динамика пластических деформаций в смежных блоках отличается, что является причиной сегментации разделяющих эти блоки разрывов. Возникновение деформационных волн инициируется внешней нагрузкой, приложенной к модели, а детали реализации волнового процесса в сдвиговой зоне определяются особенностями внутренней разрывно-блоковой структуры сдвиговой зоны и скоростью нагружения модели.

Волновая динамика деформационного процесса в структурно-неоднородной среде с упруго-вязкопластичной реологией является ее функциональным внутренним свойством.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-55-53023-ГФЕН_а).

Литература

1. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 4. С. 823–861.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск, 1986. 130 с.
4. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теории подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.

СОЛЕННЫЕ ОЗЕРА ЗАБАЙКАЛЬЯ КАК ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Татков П.Г.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatkovpg@gmail.com

Современный этап развития гидрогеологии характеризуется активизацией исследований минеральных озер после почти двадцатилетнего изучения «по умолчанию». Практический интерес к минеральным озерам в течение долгого времени определялся сугубо утилитарным подходом: озера исследовались как источники ценного минерального сырья для химической, электрометаллургической, строительной и фармацевтической промышленности, а также для бальнеологического использования. Впервые упоминание о соленых озерах Забайкалья – Селенгинском, Борзинском и Ангинских – встречается в путевых заметках П.С. Палласа о его путешествии по Сибири. Последующее изучение минеральных озер на протяжении двух столетий носило периодический характер, история этих исследований представлена в очерке об изученности озер в монографии «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» [1].

На территории Забайкалья выделяют несколько районов расположения соленых озер: Селенгинская Даурия, Баргузинский озерный район, Еравно-Харгинский озерный район, Ингодинские и Торейские районы с различной степенью изученности.

В расположении озер Прибайкалья и Забайкалья прослеживаются некоторые общие черты. Во-первых, по геоморфологическому положению основная часть озер приурочена к мезокайнозойским впадинам. Поскольку последние имеют северо-восточную направленность, эта тенденция сохраняется и в расположении озер. Во-вторых, большинство озер невелики по размерам и имеют площадь не более 1 км²; крупных озер с площадью 5–6 км² можно насчитать несколько десятков. В-третьих, площадь этих водоемов существенно меняется не только по годам, но и по сезонам. Все озера располагаются в наиболее засушливых районах Предбайкалья и Забайкалья с повышенными ветровыми условиями. При этих обстоятельствах интенсивное испарение и выветривание способствуют засолению почвы и грунтовых вод. По мере движения на восток площадь распространения соленых озер смещается к юго-востоку, в некоторой степени соответствуя южной границе распространения многолетнемерзлотных пород и общей аридизации климата.

Большинство озер Селенгинской Даурии располагаются в Нижне-Оронгойской (4 озера), Гусиноозерской (5 озер) и Джидинской (Боргойской) (4 озера) впадинах. Все они отличаются невысокой минерализацией и относятся к карбонатному типу. Для них характерен неустойчивый водный режим: они то частично усыхают и превращаются в соленые, то наполняются водой и становятся солоноватыми. Большая часть озер изучена слабо. К наиболее изученным относится Селенгинское озеро, которое представляет интерес в связи с наличием больших запасов рапы, начало промышленной добычи которой отмечается еще в XVII в. Широко известны и детально изучены соленые озера Баргузинской долины, разнообразные по происхождению и морфологии ванн, гидрохимическому и гидрологическому режиму, минерализации. В Забайкалье от низовьев р. Ингоды до государственной границы России на юге и далее на территории Северо-Восточной Монголии и Китая выявлено около 800 соленых озер. Самая крупная группа Онон-Керуленская (Онон-Борзинская) группа соленых озер насчитывает приблизительно 300 водоемов. Озера чаще мелководные и имеют относительно малую площадь. Озера представляют интерес в качестве бальнеологических объектов.

В настоящее время исследованию стратифицированных содовых озер уделяется повышенное внимание, поскольку уникальный химический состав воды и раз-

нообразии бактериальной жизни дали основание полагать, что подобные водоемы существовали на ранних этапах происхождения глобальной экосистемы Земли. Солёные озера являются уникальным природным объектом, стратиграфия донных отложений которого обладает большой информативностью о роли климатических условий в эволюции флоры и фауны от прошлого к настоящему. В научном сообществе крупнейшее в Восточной Сибири забайкальское содовое озеро Доронинское принято считать эталоном содового минералообразования. Это одно из наиболее изученных содовых озёр.

По прошествии почти двух веков продолжают оставаться актуальными инвентаризационные региональные работы по картированию солёных озёр Прибайкалья и Забайкалья, исследованию химического состава озерных вод, источников питания, типологии озёр [3].

В современных условиях минеральные озера все чаще становятся объектом геоэкологических исследований. На основе системного анализа современного геоэкологического состояния гидроминеральных объектов Юго-Западного Забайкалья: содовых озёр Верхнее Белое, Нижнее Белое, Цайдам, Селенгинское (Сульфатное), изучения химического состава и типизации содовых озёр, расчета физико-химических равновесий, характеристики природных лечебных факторов минеральных вод определены направления их использования в бальнеологических и рекреационных целях. Многолетние наблюдения за Торейскими озерами, приуроченными к засушливой зоне с ярко выраженными процессами континентального засоления, позволили выделить в гидрологическом режиме озёр циклы продолжительностью от 8–10 до 35 лет. В периоды климатической увлажнённости насчитывается несколько сотен солоноватых и солёных озёр, которые исчезают в засушливые периоды и вновь наполняются – во влажные. Солёность их обусловлена испарительным концентрированием поступающих в водоемы пресных вод.

Несмотря на вековую историю изучения состава вод солёных озёр, остаются неясными многие вопросы условий накопления химических элементов в водах и осадках озёр и формирования их химического состава, нет достаточно полной картины по распределению в водах минеральных озёр многих химических элементов, в том числе представляющих интерес как с точки зрения лечебных свойств озерных вод, так и использования их как минерального сырья.

В последние годы активизировалось геохимическое направление в изучении систем малых озёр как ресурсных источников металлов [2]. Даже при незначительных концентрациях полезных компонентов их добыча становится рентабельной, поскольку в отличие от традиционных технологий извлечения из горных пород исключаются дорогостоящие и экологически грязные этапы отработки шахт, карьеров или россыпей, дробления пород, предварительного концентрирования и последующего перевода металлов в раствор. При этом очень важным является исследование характера накопления микроэлементов в озерных водах для конкретных озерных систем. Поступление полезных компонентов в озерные воды контролируется главным образом питающими подземными и поверхностными водами, а дальнейшее их концентрирование определяется преимущественно процессами эвапоритизации, физико-химическими свойствами самих элементов и геохимической обстановкой. К элементам, накопление которых контролируется главным образом процессами эвапоритизации, а максимальная степень концентрирования составляет три-четыре порядка, относятся Sc, V, Y, Th, REE и W. Только уран, вольфрам и редкоземельные элементы, содержание которых в озёрах достигает $n-100$ мкг/л, потенциально представляют практический интерес.

Литература

1. Власов Н.А., Павлова Л.И., Чернышев Л.А. Минеральные озера // Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М.: Недра, 1961. С. 189–245.
2. Данилова М.А., Склярова О.А., Скляров Е.В., Меньшагин Ю.В. Геохимия подземных вод Онон-Борзинского региона // Подземная гидросфера: Материалы Всерос. совещ. по подземным водам востока России. Иркутск, 2012. С. 180–184.
3. Дзюба А.А., Тулохонов А.К., Абидуева Т.Н. и др. Распространение и химизм соленых озер Прибайкалья и Забайкалья // География и природные ресурсы. 1997. № 4. С. 65–71.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ В РАЙОНЕ УДОКАНА

Тирских С.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ryashenk@crust.irk.ru

Инженерно-геологические изыскания выполнялись на строительной площадке (дамба хвостохранилища на ручье Неизвестный и территория ГОКа) в районе Удокана (Россия, Забайкальский край, Каларский район, лист О-50-XXXV), где в апреле 2014 г. были пробурены скважины глубиной 25–52 м, которые вскрыли метаморфизованные песчаники протерозоя. В составлении технического отчета по результатам первого этапа исследований принимала участие геолог второй категории Центра геоэкологических исследований Национального исследовательского Иркутского государственного технического университета (ЦГЭИ НИ ИрГТУ) С.А. Тирских – аспирантка заочного обучения Института земной коры СО РАН. Использованы данные документации разрезов трех скважин (1А-5, 1В-4, 1С-2 – выполнено геологами Е. Марчук и А. Лысенко) и результаты определения физико-механических свойств песчаников (материалы ЦГЭИ НИ ИрГТУ).

Для десяти образцов представлены результаты определения плотности (2.58–2.83 г/см³), прочности на растяжение (15.3–38.6 МПа) и сжатие (92.9–151.4 МПа) в условиях природной влажности и при водонасыщении (соответственно 10.3–29.4 и 77.7–137.5 МПа), рассчитаны коэффициенты размягчаемости (0.53–0.97). Кроме того, в ИЗК СО РАН впервые были изготовлены и описаны петрографические шлифы.



Рис. 1. Обр.1С-9.0 м. Метапесчаник, текстура микрослоистая, структура псаммитовая; признаки бластогенеза: глинисто-сланцевый цемент превратился в мусковит, биотит и хлорит, трещина заполнена гранобластами эпидота, кальцита и кварца; признаки катаклаза: микротрещины с агрегатным эпидотом и чешуйками биотита; $R_{пр}=2.74$; $R_p=30.6$; $R=132.3$; $K_{ан}(R/R_p)=4.3$; $K_{рА}$, $K_{рБ}=0.61–0.67$.

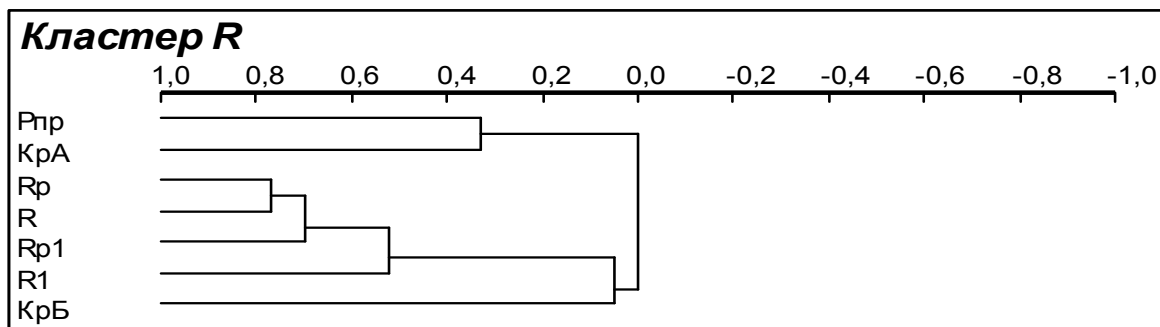


Рис. 2. Взаимосвязи природной плотности ($R_{пр}$) песчаников, их прочности на растяжение (R_p) и сжатия (R) при природной влажности и в условиях водонасыщения (R_{p1} , R_1), коэффициентов размягчаемости по прочности на растяжение (K_{pA}) и сжатие (K_{pB}) ($n=10$, $m=7$).

При сопоставлении прочности песчаника на одноосное сжатие и растяжение четко устанавливается коэффициент анизотропии ($K_{ан}$), который изменяется от 3.7 до 8.0. Это явление связано с наличием микрослоистой текстуры, признаками бластогенеза (перекристаллизация вещества в твердом состоянии) и катаклаза (волнистое угасание обломков кварца и наличие микротрещин на поверхности этих обломков), что было обнаружено при просмотре петрографических шлифов (рис. 1).

Для исследованного образца (1С-9.0 м) зафиксирована весьма интересная особенность: по коэффициентам размягчаемости, определенным по сжатию и растяжению, метапесчаник относится к размягчаемым разновидностям ($K_p=0.61-0.67$). Видимо, причина относительной водонеустойчивости скального грунта – присутствие агрегатов разного состава, возникших в процессе перекристаллизации (бластогенеза). Согласно стандарту [1, 2], песчаник относится к прочной разновидности по сжатию ($R_1=88.7$ МПа) и разновидности средней прочности – по растяжению ($R_{p1}=18.7$ МПа).

По указанным материалам проведена статистическая обработка данных, которая показала, что природная плотность песчаников занижена и изменяется незначительно (коэффициент вариации 3 %), показатели прочности разнородны, особенно по растяжению (коэффициент вариации 29–32 %).

Далее был построен график-дендрограмма с помощью программы «Кластер-анализ R-типа» [3–5] (рис. 2). На дендрограмме выделились две группы признаков: 1) природная плотность ($R_{пр}$) и коэффициент размягчаемости, рассчитанный по прочности на растяжение (K_{pA}), с коэффициентом корреляции между ними 0.35 (связь несущественная); 2) прочность на растяжение R_p и сжатие R (коэффициент корреляции 0.78) при природной влажности, прочность на растяжение при водонасыщении R_{p1} (коэффициент корреляции 0.70) и прочность на сжатие при водонасыщении R_1 (коэффициент корреляции снижается до 0.52); первая и вторая группы между собой связи не имеют (коэффициент корреляции равен нулю). Самостоятельное положение занимает коэффициент размягчаемости по прочности на сжатие K_{pB} , так как его связи с другими показателями практически отсутствуют (коэффициент корреляции < 0.1). Таким образом, плотность песчаников не обнаружила существенных связей с их прочностью.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы: а) по прочности песчаники обладают свойством анизотропии – показатель, определенный по вертикальному сжатию, в несколько раз превышает прочность на растяжение; б) природная плотность исследованных скальных грунтов не является фактором их прочности, что подтверждается результатами кластерного анализа R-типа; в) главными факторами прочности метапесчаников протерозоя оказались особенности их микро-

текстуры и микроструктуры, а также признаки, связанные с процессами бластогенеза и катаклаза, что установлено при изучении петрографических шлифов.

Следует добавить, что, к большому сожалению, при инженерно-геологических изысканиях в нашем регионе указанный фактор прочности скальных грунтов давно исключен из технических заданий по причине отсутствия специалистов-петрографов в грунтоведческих лабораториях.

Литература

1. ГОСТ 25100–95. Грунты. Классификация. М.: Изд-во стандартов, 1995. 29 с.
2. ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация. Издание официальное. МНТКС. 60 с.
3. Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск, 2001. С. 18–19.
4. Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (Восточная Сибирь). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. 131 с.
5. Рященко Т.Г., Чернышова Ю.В. Микроструктура и физико-химические свойства глинистых грунтов (опыт применения кластерного анализа) // Вестник ИрГТУ. 2010. № 4. С. 41–44.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ, ПЕРЕСЕКАЮЩЕМ ГЛАВНУЮ СДВИГОВУЮ ЗОНУ ПРИОЛЬХОНЬЯ

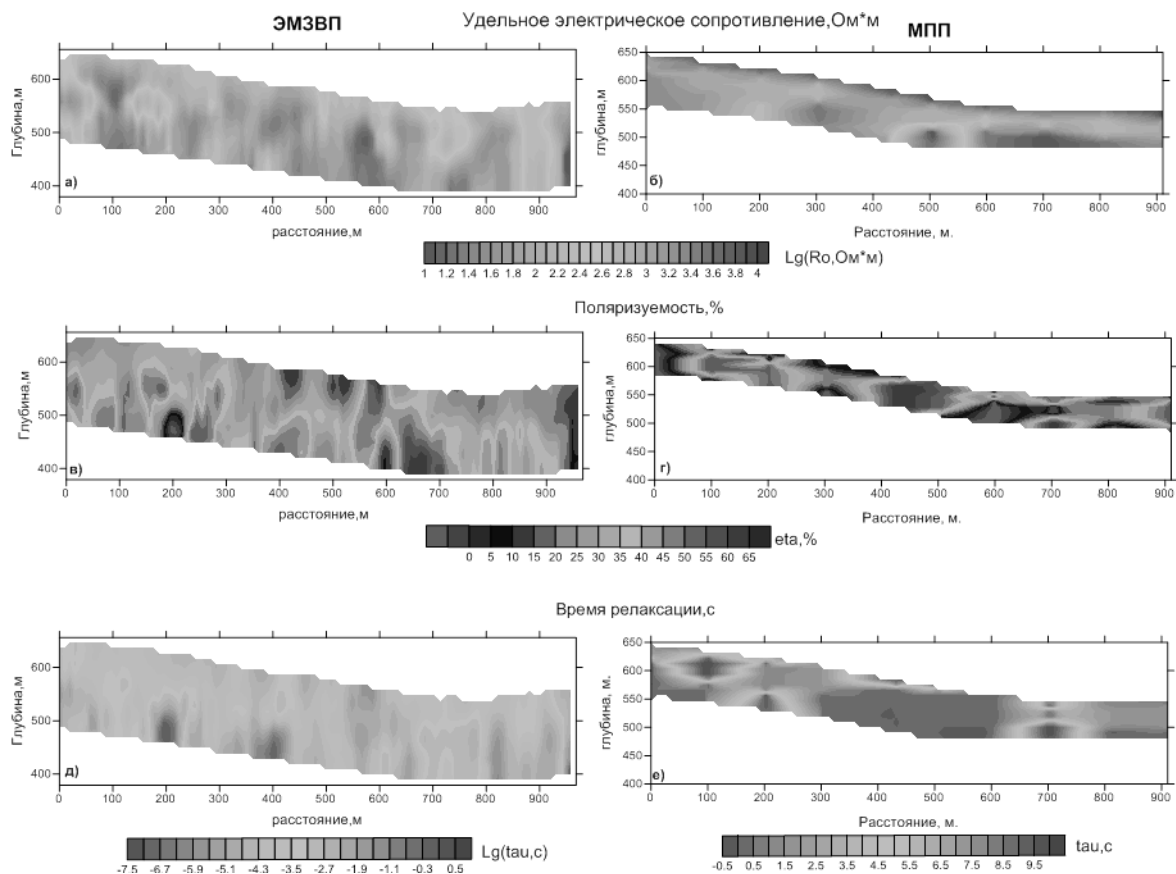
Ткачева К.Ю., Башкеев А.С., Шаргородский А.В.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, cool.konstanciya@mail.ru

Район Приольхонья (Иркутская область) на протяжении лет привлекал исследователей и являлся объектом как фундаментальных, так и непосредственно геологоразведочных работ. В настоящее время, в связи с его вхождением в центральную экологическую зону Байкальской горной области, он представляет интерес как идеальный полигон для учебных и опытно-методических исследований. Данные опытно-методические работы проводились на участке «Мраморный-2», расположенном вблизи МРС, пересекающем главную зону по геологической карте В.С. Федоровского [2, 3], с целью картирования коллизионного шва геофизическими исследованиями и сравнения двух электроразведочных комплексов электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП) и метода переходных процессов (МПП) для определения эффективности их применения в данной геологической среде.

Был выбран опорный профиль, на котором использовался следующий комплекс геофизических методов: магниторазведка – четыре параллельных профиля с шагом измерений 25 м; 108 точек с шагом 10 м, выполненных методом электромагнитного зондирования и ЭМЗВП; 10 точек широкополосных измерений магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с шагом 100 м, на каждой из которых, с целью определения геоэлектрических характеристик верхней части разреза, проведены измерения МПП. Общая протяженность опорного профиля составляет 1000 м [4].

В методе ЭМЗВП впервые была опробована многоканальная установка профилирования диполь-диполь, когда генераторная линия АВ перемещалась по профилю после 3–6 позиций четырехканальной приемной косы. Длина генераторной линии – 500 м, приемные электроды располагались с шагом 10 м, начиная на удалении в 20 м от электрода В. Измерения проводились аппаратно-программным электроразведочным комплексом «Марс», разрез возбуждался разнополярными импульсами с силой тока 0.2 А, длительностью 125 мс, генератором ЭРГ-120.



Разрезы ЭМЗВП и МПП, отстроенные по УЭС (а, б), поляризуемости (в), времени релаксации (д, е).

На участке проводилась радиометрическая съемка, с шагом между пикетами и профилями 25 м, измерения проводились с помощью прибора СРП-68-01. Объем выполненной радиометрической съемки составил 2520 физических наблюдений на 1.6 км² [4]. Обработка полученного полевого материала включала в себя построение карт распределения интенсивности радиоактивного излучения и напряженности магнитного поля, построение разрезов по данным ЭМЗВП И МПП (удельному электрическому сопротивлению, поляризуемости и времени релаксации) в программном обеспечении Microsoft Office Excel, Golden Software Surfer. Также в программном комплексе GelioSMI [1] было проведено удаление профильной аномалии. Результаты построения представлены на рисунке.

Наибольший интерес представляют результаты сравнения двух методов зондирования с контролируемым источником (ЭМЗВП и МПП) (рисунок), из которого можно сделать вывод о более высокой глубинности ЭМЗВП и разрешении по латерали.

Согласно проведенным исследованиям можно сделать выводы о том, что технология электромагнитного зондирования и вызванной поляризации имеет высокую глубинность и разрешение по латерали.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04156).

Литература

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В. Технология интерпретации данных площадных геофизических работ в программном комплексе «GelioSMI» // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 115–120.

2. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1409–1427.
3. Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). М.: Группа компаний А1 TIS, 2012.
4. Шаргородский А.В., Давыденко Ю.А., Башкеев А.С. Результаты применения комплекса геофизических методов в пределах коллизионного шва // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИЗК СР РАН, 2014.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАК ИНДИКАТОР ВЛИЯНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

Украинцев А.В., Плюснин А.М.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, ukraintsev87@bk.ru

Негативное влияние лесного пожара на экологическое состояние окружающей среды может наблюдаться на протяжении многих лет. Помимо непосредственного ущерба, связанного с сокращением лесной растительности, долгое время проявляются вторичные поражающие факторы: нарушается режим поверхностного стока, усиливаются эрозионные процессы, меняется химический состав природных вод. Одним из способов оценки влияния последствий пожаров на перераспределение химических веществ в природных водах и экосистемах в целом является анализ химического состава снежного покрова.

Снежный покров является стабильным и репрезентативным объектом для анализа, накопление химических веществ в нем обуславливается осаждением аэрозолей из атмосферы и влиянием подстилающих почв. Лесные экосистемы также оказывают существенное влияние на изменение химического состава атмосферных осадков. Снег, проходя сквозь полог древостоя, претерпевает изменения за счет захвата снежинками веществ, накопленных на поверхности хвои, сучьев и стволов деревьев в процессе их жизнедеятельности [2]. На участках, пострадавших от крупных лесных пожаров, подобным образом влияние на состав снега оказывает обугленный древостой. Биологические и физико-химические процессы практически не оказывают воздействия на состав снега из-за пониженной температуры в течение всего периода накопления, невысоких концентраций компонентов и малого содержания воды в снеге [1]. Влияние почв также возможно исключить, отбрасывая непосредственно соприкасающийся с почвой слой снега. Таким образом, отбирая пробы снежного покрова по всей толщине, можно получить данные о количестве загрязнения, поступающего из атмосферы на подстилающую поверхность за весь период от образования устойчивого снежного покрова до начала снеготаяния.

Группы элементов химического состава снежного покрова, имеющие сходства в поведении под влиянием последствий лесных пожаров

Группа 1	Al, Sc, Y, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu, Pb
Группа 2	Li, V, Sr, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, Tl
Группа 3	– (Ni, Cu, Pr, Gd, Yb)
Группа 4	P, K, Ti, Mn, Fe, As, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta

В 2013 и 2014 гг. нами проводился отбор образцов снега и измерение характеристик снежного покрова на нескольких участках в Заиграевском районе Республики Бурятия. Схема опробования включала в себя 15 точек, разделенных на три группы. Первая группа образцов отбиралась с участков, пострадавших в результате крупных лесных пожаров летом 2010 г., вторая группа – с участков, пройденных пожарами летом 2011 г., третья группа – с участков, долгое время не подвергавшихся влиянию лесных пожаров. Пробы снега собирались в полиэтиленовые пакеты по всей вертикальной толщине снежного покрова, исключая непосредственно соприкасающийся с почвой слой. Снег таял в этих же пакетах при комнатной температуре, затем пылевая составляющая отделялась путем фильтрования.

Микроэлементный состав образцов талой воды был получен путем многокомпонентного ИСП-МС анализа, который проводился в лаборатории физических методов анализа Геологического института СО РАН. Результаты содержали данные о концентрациях следующих элементов химического состава: Li, Be, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Для определения влияния последствий лесных пожаров различной давности на распределение химических веществ все данные обрабатывались с помощью программного пакета STATISTICA 10. Применяя к полученному массиву данных многомерный статистический метод факторного анализа, мы выделили четыре основные группы элементов, поведение которых имеет большое сходство (таблица).

Концентрации веществ внутри каждой группы значимо коррелируют между собой в нашей серии наблюдений. Для выявления характера поведения элементов под влиянием последствий пожара мы проанализировали корреляционную зависимость каждой группы от категориального фактора «возраст пожара». Значения фактора «возраст пожара» для опробованных участков принимались равными 1, 2 и 3, соответственно количеству лет, прошедших после пожара, и 0 для фоновых участков.

В первую группу вошли практически все редкоземельные элементы (за исключением вошедших в третью группу Pr, Gd и Yb) и алюминий. Для них характерно резкое повышение концентрации в 1-й год после пожара и резкое снижение в последующие годы, причем ниже фонового уровня. Элементы второй группы практически не связаны между собой химическими свойствами, за исключением того, что большинство из них литофильны либо могут проявлять литофильные свойства. Эта группа показывает повышенные концентрации в 1-й и 2-й годы после пожара, затем наблюдается снижение практически до фонового уровня. Третья группа включает в себя Ni, Cu и три не вошедших в первую группу редкоземельных элемента. Их поведение полностью противоположно поведению элементов второй группы, наблюдается резкое снижение концентраций в 1-й и 2-й годы и возвращение к фоновому уровню на 3-й год после пожара. В четвертую группу вошли некоторые биофильные элементы: P, K (и связанные с ними As и Rb), Mn, Fe, а также три элемента подгруппы титана (Ti, Zr, Hf) и два элемента подгруппы ваннадия (Nb, Ta). Характерной особенностью их поведения является повышение концентрации в первый год после пожара и возвращение к фоновому уровню во второй и последующие годы. Анализ данных методами математической статистики показывает, что последствия пожара оказывают влияние на концентрации большинства определяемых элементов с высокой степенью достоверности. В связи с этим, имеет смысл увеличение числа наблюдений за выгоревшими площадями для поиска новых закономерностей перераспределения химических веществ и их геохимической интерпретации.

Литература

1. Иванов А.В. и др. Роль лесных пожаров в формировании химического состава атмосферных осадков, снежного покрова и поверхностных вод // Формирование химического состава природных вод Приамурья и Забайкалья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 28–38.
2. Пристова Т.А., Василевич М.И. Химический состав снежного покрова в лесных экосистемах в зоне аэротехногенного влияния целлюлозно-бумажного производства (ЦБП) // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. Самара: Изд-во Самарского научного центра РАН, 2010. Т. 12, № 1(9). С. 2313–2316.

КИСЛЫЕ ОРТОПОРОДЫ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н.С.

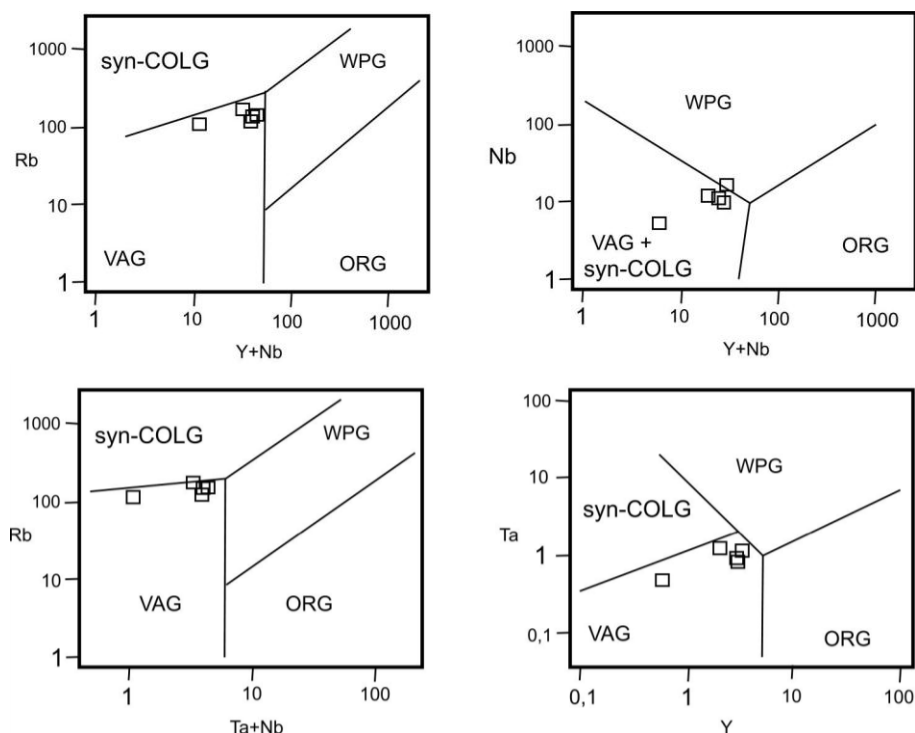
Коми научный центр УрО РАН, Сыктывкар, nsulasheva@geo.komisc.ru

В южной части марункеуского комплекса среди амфиболитов, эцлогитов и перидотитов распространены различные гнейсы. Установление возраста этих пород является причиной дискуссий. Тела мусковитовых и двуслюдяных плагиогнейсов являются ортопородами и сформировались в рифейское [4] или в раннепротерозойское время [1], возможно, в области внутриплитных и островодужных обстановок [5].

Нами были изучены светло-серые клиноцоизит-мусковитовые (обр. 414-07, 408-04), серые и темно-серые клиноцоизит-мусковит-биотитовые (обр. 408-01, 408-02, 414-03) и клиноцоизит-биотитовые (обр. 408-03) гнейсы, залегающие среди эцлогитов южной части марункеуского комплекса. Текстура пород гнейсовидная, структура лепидогранобластовая, местами катаклазированная. Минеральный состав всех проанализированных образцов рассматриваемых пород довольно близок. Все они, кроме кварца и полевых шпатов, содержат гранат, клиноцоизит, мусковит, титанит и циркон. Плагиоклаз представлен альбитом. Изредка в породах встречается калиевый полевой шпат с содержанием минерала до 1–2 % (обр. 408-01, 408-03, 414-07). Образец плагиогнейса 414-03 отличается от всех других высоким содержанием темноцветных минералов (до 35 %) и наличием акцессорного рутила и пирита (1 %).

Минеральные особенности гнейсов хорошо коррелируются с их химическим составом. Гнейсы, в которых отсутствует биотит, отличаются от биотитсодержащих разновидностей высокими значениями SiO_2 (72.71–73.44 %) и низкими концентрациями оксидов титана, магния, железа и кальция. Возможно, эти особенности химического состава обогащенных мусковитом гнейсов связаны с процессами кислотного выщелачивания. Плагиогнейс 414-03 характеризуется самым низким содержанием SiO_2 (58.59 %) и максимальными для этой группы пород концентрациями титана, алюминия, железа и магния.

На диаграммах А.А. Предовского (1970) и А.Н. Неелова (1980) точки составов пород попадают в область перекрытия кислых магматитов и песчаников разного состава (аркозов, полимиктов и граувакк). На диаграмме А. Нематова [2] все они находятся в области ортопород. С учетом низких значений фемического (0.03–0.18) и титанового (0.015–0.060) модулей при высокой сумме щелочей (4.67–7.47 %), наиболее вероятным является предположение о том, что протолиты этих гнейсов были представлены кислыми магматическими породами. Они отвечают составу известково-щелочных калиево-натриевых гранитов, гранодиоритов и монцонитов нормального и субщелочного (414-03) ряда.



Расположение точек составов ортогнейсов марункеуского комплекса на идентификационных диаграммах. Поля гранитоидов: syn-COLG – коллизионных, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов.

На графиках содержания редкоземельных элементов, нормализованных относительно хондрита, образцы 408-01, 408-02, 408-03 и 408-04 имеют схожие спектры распределения элементов с европиевым минимумом ($La/Yb = 12$). На диаграммах Дж. Пирса [6] точки составов этих пород образуют скопление в области пересечения островодужных, внутриплитных и синколлизионных обстановок, а на диаграмме Н. Харриса [7] – в поле коллизионных обстановок. Клиноцоизит-мусковит-биотитовый гнейс 414-03 характеризуется более высоким содержанием тяжелых редкоземельных элементов по сравнению с упомянутыми выше гнейсами ($La/Yb = 9$). На идентификационных диаграммах точка состава гнейса располагается в области внутриплитных и коллизионных образований. Клиноцоизит-мусковитовый гнейс под номером 414-07 отличается отсутствием европиевого минимума, высоким содержанием легких редкоземельных элементов и низким – тяжелых элементов и Nb ($La/Yb = 34$), что очень характерно для островодужных образований. На диаграмме Дж. Пирса точка состава этой породы четко располагается в области островодужных обстановок (рисунок).

Как известно, орогенный магматизм обнаруживает связь с субдукционной обстановкой, сменяющейся затем коллизионной, на которую накладывается внутриплитная [3]. Если считать, что изучаемые нами гнейсы сформировались в близкое время, то, скорее всего, мы наблюдаем совмещение последовательно образовавшихся островодужных и коллизионных гранитоидов.

Нами был изучен химический состав породообразующих минералов клиноцоизит-мусковитового (408-04) и клиноцоизит-мусковит-биотитового (414-03) гнейсов.

В клиноцоизит-мусковитовом гнейсе мусковит представлен фенгитом. Гранат встречается редко и является альмандин-гроссуляром. Минерал группы эпидота

клиноцоизит имеет зональное строение. Центральные части обогащены церием. Наблюдается некоторое увеличение окисного железа от центра к периферии.

Клиноцоизит-мусковит-биотитовый гнейс содержит гранат – высококальциевый пироп-альмандин. Мусковит также представлен фенгитом. В этой породе, в отличие от других гнейсов, наблюдаются реликты рутила, практически полностью замещенные титанитом. Широко распространен алланит, который обрастает клиноцоизитом. Клиноцоизит здесь более железистый, чем в клиноцоизит-мусковитовом гнейсе. Биотит по составу близок к сидерофиллит-аннитовому ряду. По гранат-биотитовому геотермометру температура формирования граната и биотита по данным различных авторов, равна 640–730°. Клиноцоизит в породе сформировался, скорее всего, на регрессивной стадии метаморфизма.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН (проекты № 12-У-5-11, 12-И-5-2022).

Литература

1. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
2. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.
3. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992. 100 с.
4. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
5. Шуйский А.С. Геохимические особенности гранитоидов марункеуского блока (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 220–226.
6. Pearce J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
7. Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. V. 19 P.67–81.

ПЕРЕРАБОТКА БЕРЕГОВ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Федорова Е.А.

Южное отделение Института океанологии РАН, Геленджик, skywave@rambler.ru

Новосибирское водохранилище образовано в результате перекрытия русла реки Обь в 2986 км от устья плотиной Новосибирской ГЭС. Створ Новосибирского гидроузла с координатами 54°51'03" с.ш. и 82°59'06" в.д. расположен в Советском районе города Новосибирска в 30 км от центра города выше по течению р. Обь [1].

Рассматривается участок правого берега, расположенный в приплотинной широкой части Новосибирского водохранилища на расстоянии 18 км от плотины, в районе сел Сосновка – Бурмистрово. Для анализа участка был использован картографический материал (топографические карты 1962 г., масштаб 1:25000, топографические карты 1978 г., масштаб 1:10000), мультиспектральный снимок Ikonos (дата съемки 18 июля 2004 г. в 10:30 по местному солнечному времени) и данные полевых исследований 2001, 2005, 2007 гг. Таким образом, была прослежена динамика изменения береговой линии на данном участке за 45 лет. Результаты представлены на рис. 1.

Участок сложен преимущественно суглинистыми и супесчаными грунтами. В среднем с 1962 г. берег отступил на 300–330 м, максимальная величина отступления – 564 м. В настоящий момент скорость размыва берега составляет в среднем 7 м в год.

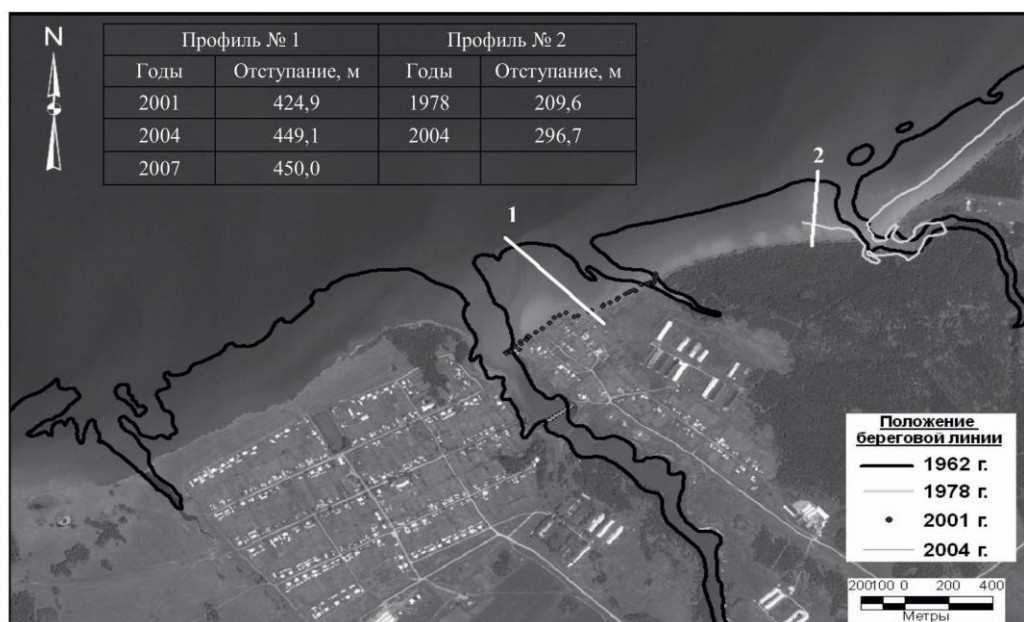


Рис. 1. Положение береговой линии в разные годы при отметке НПУ – 113,5 м и таблица отступления берега от линии уреза 1962 г. по профилям № 1 и № 2.

Наблюдается тенденция затухания процессов абразии. Полученные данные свидетельствуют о прогрессирующем снижении интенсивности процессов переработки берегов и вполне согласуются с данными предыдущих исследований [1, 2].

Из рис. 1 также видно, что береговая линия отступает практически параллельно самой себе, но ее изрезанность стала значительно меньше. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что на данном участке доминирующим процессом переработки до сих пор (по истечении более 50 лет после заполнения водохранилища) остается процесс формирования поперечного профиля берега, а не перестройки береговой линии в плане. Такая ситуация характерна для суглинистых берегов, имеющих дефицит рыхлого материала необходимой крупности для выработки равновесного профиля [2, 3].

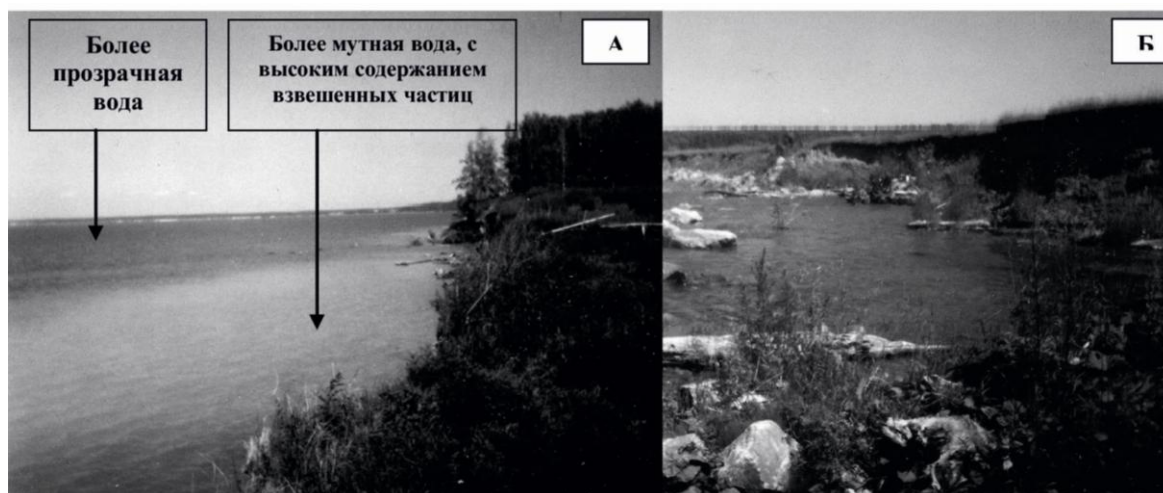


Рис. 2. А – изменение прозрачности прибрежных вод и воды на глубокой воде; Б – зарастание в приурезовой зоне.

В связи с этим перед абразионным уступом образовалась обширная мель, сложенная тонкозернистым материалом. Прозрачность прибрежных вод резко уменьшилась, что можно наблюдать даже визуально (рис. 2, А). В приурезовой зоне скапливается большое количество топьяка, происходит заболачивание и зарастание отмельных участков (рис. 2, Б). Границы растительности на берегу практически не изменились, но несколько изменился характер растительности. Так, например, кустарники и редколесья сменились луговой растительностью, а по берегам заливов значительно увеличилось количество древесной растительности.

Процессы абразии затронули также и социально-экономическую инфраструктуру с. Сосновка. Некоторые дома, расположенные на берегу, и силосные ямы скотного двора были обрушены в воду, мост через Сосновский залив пришлось перенести на 105 м выше, так как на прежнем месте ширина залива значительно увеличилась.

Литература

1. Формирование береговой зоны Новосибирского водохранилища / Отв. ред. С.Г. Бейром, В.М. Широков. Новосибирск, 1968. 196 с.
 2. Савкин В.М. Эколого-географические изменения в бассейнах рек Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000. 152 с.
 3. Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика. М.: КДУ, 2007. 440 с.
-

НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ТОЛЩИ ДЛЯ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ ОЛЕНЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОЧАГИ ВОЗМОЖНОЙ ГЕНЕРАЦИИ

Фомин М.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, FominMA@ipgg.sbras.ru

Природные скопления битумов на реке Оленек известны уже более века. Тем не менее сегодня остается немало дискуссионных вопросов как по геологическому строению Оленекского месторождения, так и по генетической принадлежности битумных полей. Во-первых, представляется актуальным определить, какие толщи осадочного чехла могли генерировать жидкие углеводороды, которые впоследствии стали битумами. Во-вторых, важно знать, где происходила эта генерация – на месте современного Оленекского месторождения или на смежных территориях.

Н.А. Гедройц, В.Я. Кабаньков, М.К. Калинин, Д.С. Сороков, А.И. Данюшевская, А.Г. Войцеховская, Т.Н. Копылова, В.Л. Иванов и другие исследователи полагают, что источниками нефти, давшей начало Оленекским битумам, служило органическое вещество (ОВ) пермских отложений. Другая группа специалистов в составе А.И. Гусева, К.К. Демюкидова, В.А. Первунинского, Т.М. Емельянцева, А.И. Кравцовой, П.С. Пука и др. считает, что эти нефти были образованы органическим веществом более древних – кембрийских, вендских и даже рифейских образований. Это доказывается повышением битумонасыщенности пермских песчаников в приразломных зонах.

В качестве основных нефтегазопроизводящих толщ (НГПТ) выбраны пермские и вендские отложения. Представляется актуальным определить (смоделировать) время достижения этими породами главной зоны нефтегазообразования (ГЗН) и выполнить оценку возможного относительного вклада органического вещества

этих отложений в формирование жидких углеводородов в восточной части Лено-Анабарского прогиба.

Для одномерного моделирования выбраны два разреза перми в обнажениях вблизи скважины Дьяпальская-1 (рисунок). Эти разрезы были «нарощены» сверху и снизу мезозойскими, палеозойскими и рифей-вендскими толщами, мощность которых была восстановлена по расположенным поблизости обнажениям и соседним скважинам. Синтезированный разрез, в котором мощность отложений перми в обнажении составила 500 м, получил название скважина Виртуальная-1, а разрез с толщиной пермских пород 1500 м – скважина Виртуальная 2.

В поздне меловое время произошло образование Верхоянской складчатой области. Следствием этого стал размыв верхнемеловых (и частично нижнемеловых) пород на изучаемой территории. Высокая преобразованность органического вещества в пермских отложениях указывает на то, что эти толщи находились на 2000–2500 м глубже своего современного гипсометрического положения. Моделирование выполнено на дополнительное время, когда на месте современной Верхоянской складчатой области существовал континентальный склон с платформенным режимом осадконакопления.

В скважине Виртуальная-1 вендские НГПТ находятся на пике генерации УВ, а в Виртуальной-2 эти отложения уже достигли фазы генерации жирного газа. В скважине Виртуальная-2 практически весь разрез перми находится в ГЗН, в то время как в Виртуальной-1 эти толщи только входят в главную зону нефтеобразования. Опираясь на эти наблюдения, можно утверждать, что в восточной части Лено-Анабарского прогиба существовали необходимые термобарические условия для образования нефтяных флюидов из пермских и вендских отложений.

Наибольший объем углеводородов был сгенерирован органическим веществом пермских отложений в районе скважины Виртуальная-2 и составил почти 9 мг УВ/г сухой породы. Вендской НГПТ было сгенерировано втрое меньше жидких углеводородов – порядка 3 мг УВ/г сухой породы. Эти расчеты показывают, что объемы образованных углеводородов недостаточны для формирования промышленных скоплений нефти. Таким образом, нефтегенерационного потенциала пермских и вендских отложений в этом регионе недостаточно для образования выявленных крупных битумных полей. Причиной этого может служить низкое содержание $C_{орг}$ в древних НГПТ, смешанный тип органического вещества (озерный и терригенный) в пермских материнских отложениях, а также сравнительно небольшие мощности генерирующих подкомплексов.



Обзорная карта района исследования.

1 – глубокие скважины; 2 – границы крупных тектонических элементов.

Нефти, давшие начало оленекским битумам, вероятнее всего, латерально мигрировали с востока, из области пассивной континентальной окраины, где на додатское время пермские и венд-кембрийские отложения имели гораздо большие мощности, чем в восточной части Лено-Анабарского прогиба. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов по восточной части Лено-Анабарского прогиба позволяет предположить, что и на месте современной Верхоянской складчатой области в поздне меловую доколлизийную эпоху существовали все необходимые термобарические условия для генерации жидких углеводородов.

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ НАХОДКИ ИЗ КУДИНСКОЙ И ТАЛЬЦИНСКОЙ СВИТ (ИРКУТСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАСЕЙН) И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Фролов А.О., Мащук И.М., Аржанникова А.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, frolov88-21@yandex.ru

Иркутский угленосный бассейн находится на юге Сибирской платформы и простирается вдоль Восточного Саяна – от оз. Байкал на юго-востоке до р. Уды в районе г. Нижнеудинска на северо-западе. На территории бассейна выделяются три структурно-фациальные зоны (СФЗ): СФЗ платформенного крыла, СФЗ Присаянского предгорного прогиба и Ангаро-Котинская межгорная впадина. Юрские отложения платформенного крыла и Присаянского предгорного прогиба подразделяются на три свиты (снизу вверх): черемховскую, присаянскую и кудинскую [3]. Черемховская и присаянская свиты имеют наибольшее площадное распространение и хорошо палеоботанически охарактеризованы [1, 4, 5]. Кудинская свита имеет только палинологическую характеристику, а макроостатки растений в данных отложениях неизвестны [4]. Для Ангаро-Котинской межгорной впадины установлены дабатская, тальцинская и котовская свиты, имеющие только палинологическую характеристику, полученную из керна скважин [3]. Поскольку юрские отложения Ангаро-Котинской СФЗ, вскрытые естественными обнажениями, палинологически не охарактеризованы, их нельзя сопоставлять с обнажениями других СФЗ Иркутского бассейна. В этой связи палеоботанические работы являются актуальными.

Важную роль для определения возраста и корреляции разрезов Иркутского угленосного бассейна играют представители родов *Coniopteris*, *Raphaelia*, *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*. Для черемховской свиты установлен Черемховский палеофлористический комплекс, для которого характерны *Czekanowskia baikalica* Kiritch. et Samyl., *Cz. curta* Kiritch. et Samyl., *Cz. jennisensis* Kiritch. et Samyl., *Cz. rigida* Heer. Роды *Coniopteris* и *Raphaelia* занимают подчиненное положение. Возраст черемховской свиты определяется в рамках второй половины ранней юры (условно плинсбах – тоар) [4]. Для присаянской свиты установлен присаянский палеофлористический комплекс, для которого характерно широкое распространение видов рода *Phoenicopsis*: *Ph. angustifolia* Heer, *Ph. samylinae* Kiritch. et Moskv., *Ph. cognata* Kiritch., *Ph. dentata* Pryn., *Ph. irkutensis* Dolud. et Rasskaz., *Ph. markovitchiae* Kiritch. et Schisch. Состав рода *Czekanowskia* представлен видами *Cz. irkutensis* Kiritch. et Samyl. *Cz. vera* Kiritch. et Samyl. Роды *Coniopteris* и *Raphaelia* играют заметную роль в присаянской тафофлоре и представлены видами *Coniopteris murrayana* (Brongn.) Brongn., *C. maakiana* (Heer) Pryn. emend Kiritch. et Trav., *C. irkutensis* Pryn., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. tapkensis* (Heer) Pryn. emend Kost. [1, 5]. Среди них вид *C. maakiana* (Heer) Pryn. emend Kiritch. et Trav. имеет наибольшее

распространение. Возраст присаянской свиты определяется в рамках конца нижней – начала средней юры (условно тоар – аален) [4].

В 2014 г. авторами проведены палеонтологические работы на стратотипе кудинской свиты и опорном разрезе тальцинской свиты. В ходе исследования в данных разрезах впервые обнаружены слои, насыщенные определенными отпечатками растений.

Стратотип кудинской свиты, расположенный у с. Жердовка на р. Куде, притоке р. Ангары ($N52^{\circ}39.874'$ $E104^{\circ}34.372'$), представлен обнажением общей мощностью 40 м. Разрез сложен переслаивающимися выветрелыми песчаниками и конгломератами. В сероцветных карбонатизированных песчаниках верхней части разреза наблюдаются маломощные прослои алевролитов и аргиллитов, содержащих остатки растений. Среди них установлены: *Equisetites* sp., *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Spiropteris* sp., *Czekanowskia heteroclita* A. Frol. et Masch. sp. nov., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Carpolithes cinctus* Nath., *C. minor* Pryn., *Carpolithes* sp. Приведенный палеофлористический комплекс установлен для кудинской свиты впервые. Среди изученных остатков растений часто встречаются листья, принадлежащие новому виду *Czekanowskia* – *Cz. heteroclita* A. Frol. et Masch. sp. nov. Данный вид относится к подроду *Vachrameevia*, распространенному в нижне-среднеюрских отложениях Сибири и Средней Азии. Среди растительных остатков, обнаруженных в стратотипе кудинской свиты, для определения возраста ключевую роль играют виды *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav. и *Czekanowskia heteroclita* A. Frol. et Masch. sp. nov. Поскольку папоротник *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav. характерен для начала средней юры [2], а *Czekanowskia heteroclita* A. Frol. et Masch. sp. nov. не встречается в нижележащих отложениях, возраст кудинской свиты можно определить в рамках начала средней юры (условно аален).

Опорный разрез тальцинской свиты, расположенный на правом берегу Иркутского водохранилища у п. Большая Речка ($N51^{\circ}94.783'$ $E104^{\circ}75.735'$), сложен конгломератами и песчаниками с прослоями аргиллитов. В аргиллитах содержатся растительные остатки: *Radicites* sp., *Coniopteris* cf. *maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav., *C. myrrayana* (Brongn.) Brongn., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. williamsonii* Brongn., *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Raphaelia* sp., *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer) Flor., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis irkutensis* Dolud. et Rasskaz., *Ixostrobus* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityophyllum* sp. Приведенный палеофлористический комплекс установлен для тальцинской свиты впервые. Присутствие в комплексе видов *Coniopteris myrrayana* (Brongn.) Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., и *Phoenicopsis irkutensis* Dolud. et Rasskaz. дает возможность сопоставить его с присаянским комплексом, характерным для конца нижней – начала средней юры (условно тоар – аален).

Литература

1. Киричкова А.И., Травина Т.А. Фитостратиграфия юрских угленосных отложений Иркутского бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 89–102.
2. Киричкова А.И., Быстрицкая Л.И., Травина Т.А. Значение *Coniopteris* и *Czekanowskia* для стратиграфии континентальной юры Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 35–52.
3. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.
4. Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
5. Фролов А.О. Ранне- и среднеюрские растительные сообщества Иркутского угольного бассейна: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Томск: «Позитив-НБ», 2013. 20 с.

ОСНОВНЫЕ ТЕОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хайрулина Л.А.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, artthemix@mail.ru
Башкирский государственный университет, Уфа

В настоящее время на основании геофизических данных и результатов бурения можно с полной уверенностью говорить о принципиальных различиях в строении земной коры океанического и континентального типа. Средняя мощность коры под океанами меняется в пределах 5–15 км, а под материками – от 20 до 75 км. Соотношения слоев земной коры под океанами и на материках тоже неодинаковы. Материковый тип строения земной коры, в отличие от океанического, характеризуется почти повсеместным развитием гранитного слоя. Формирование земной коры сопровождается главным образом перемещением вещества под воздействием тектонических движений [3]. В зависимости от типа тектонических движений ученые в разное время выдвигали несколько гипотез формирования земной коры.

Первая гипотеза возникла после землетрясения в Лиссабоне в 1755 г. и получила название гипотезы поднятий. Это катастрофическое событие натолкнуло М.В. Ломоносова на мысль о том, что облик Земли меняется во времени и воздымание гор связано с подъемом магмы из глубин Земли, в результате чего при раздвижении вмещающих слоев образовывались складки и пропасти разной величины [4].

Взяв за основу идею сокращения поверхности земного шара при остывании (процесс контракции), французский ученый Эли де Бомон выдвинул гипотезу контракции, объяснив возникновение складчатых горных сооружений результатом постепенного охлаждения раскаленного земного шара. Гипотеза имела массу достоинств (учение о геосинклинальном, орогенном и платформенном этапах развития земной коры), однако она не могла объяснить, почему образование гор происходит циклично и в установленных зонах.

В середине XIX в. Д. Эйри и Д. Праттом была открыта закономерность в положениях аномалий силы тяготения, в результате чего они предложили гипотезу, согласно которой земная кора плавает на более тяжелом и вязком субстрате и находится в изостатическом равновесии, которое нарушается действием внешних радиальных сил. Гипотеза не получила широкого распространения, но была положена в основу другой геотектонической гипотезы.

В результате проведения геологической съемки в штате Айова в период 1855–1858 гг. палеонтолог Д. Холл отметил существование в земной коре значительных участков сильного и устойчивого прогибания, в которых происходит осадконакопление. В дальнейшем он сделал заключение о том, что эти области модифицируются в величайшие горные системы мира. Таким образом, были заложены основы будущей концепции. Несмотря на то, что термин «геосинклиналь» появился позже, это открытие предопределило «эру в истории развития геологических наук». До конца XIX столетия геосинклинальную теорию в европейской геологической науке не замечали. Центром мысли в те годы была Академия наук в Вене, где создавал свой монументальный «Лик Земли» Э. Зюсс, исповедовавший контракционизм. Именно эта гипотеза позволила ему заметить разную реакцию земной коры на сжатие. Так появилась идея о делимости земной коры на неподвижные и подвижные зоны. Так были открыты платформы (1875 г.) и возникла теория геосинклиналей.

Все перечисленные гипотезы объединяет преобладание вертикальных тектонических движений в процессе формирования земной коры, а также фиксированное положение частей земной коры относительно мантии. Эти гипотезы получили название фиксистских. Современные же гипотезы основаны на идеях мобилизма, в ос-

нове их лежат представления о преобладании горизонтальных тектонических движений.

С 1965 г. широкое развитие получила теория тектоники литосферных плит, которая утверждала, что положение континентов относительно друг друга менялось на протяжении истории Земли, тем самым подтвердив предположение Ф. Бэкона, высказанное в 1620 г., о возможной связи континентов в прошлом. Еще в 1881 г. О. Фишер заинтересовался надвигами, обнаруженными в Альпах, происхождение которых он был не в состоянии объяснить с позиций контракционизма [4]. С позиции геосинклинальной теории образование этих шарьяжей считалось гравитационным. Однако по данным бурения выяснилось, что аллохтоны, надвигаясь, перемещаются на более высокие гипсометрические уровни. Так было доказано их тектоническое происхождение. Многие крупные ученые занимались проблемой происхождения уральских гипербазитов (Д.Г. Ожиганов, А.Н. Заварицкий, Д.С. Штейнберг и др.), все они доказывали их интрузивное происхождение. Лишь в 1967–1970 гг. было впервые установлено, что ультраосновные массивы Крака на Южном Урале представляют собой крупный тектонический покров, перемещенный с восточного склона [2]. Так появилась новая глобальная теория формирования земной коры, которая доказала сложное шарьяжно-надвиговое строение Уральских гор (М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, В.А. Пейве, Б.А. Соколов, С.В. Руженцев, В.В. Юдин и др.) [1]. Это открытие уральских геологов стало крупнейшим достижением в последние 40–45 лет и явилось важным научным открытием, коренным образом изменившим традиционные представления о формировании земной коры, происхождении и истории развития Урала. Была установлена генетическая связь полезных ископаемых с аллохтонными структурами, создающими условия для генерации и скопления их в залежи. Это позволило впервые заговорить о перспективности на нефть и газ Уральского орогена, который ранее считался исключительно рудной провинцией.

Литература

1. Исмагилов Р.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Зилаирского синклинория Южного Урала. Уфа: Гилем, 2012. 184 с.
2. Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Известия отделения наук о Земле и экологии АН РБ. 2000. № 5. С. 15–46.
3. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование Учеб. пособие для вузов. 4-е изд. М.: Недра, 1984. 464 с.
4. Романовский С.И. Великие геологические открытия. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 224 с.

МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КРАПИВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Харитонов А.С.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, haritonov1312@mail.ru

Объектом исследования в работе являются мезозойско-кайнозойские отложения Крапивинского нефтяного месторождения, расположенного в Каргасокском районе Томской области. С точки зрения нефтегазогеологического районирования, месторождение расположено в Каймысовском нефтегазоносном районе Каймысовской нефтегазоносной области. В тектоническом отношении месторождение приурочено к структурному одноименному осложнению западной части Моисеевского куполовидного поднятия, расположенного в зоне сочленения Каймысовского свода и

Нюрольской мегавпадины [1]. Крапивинское месторождение относится к многопластовым нефтяным, по запасам – к категории крупных.

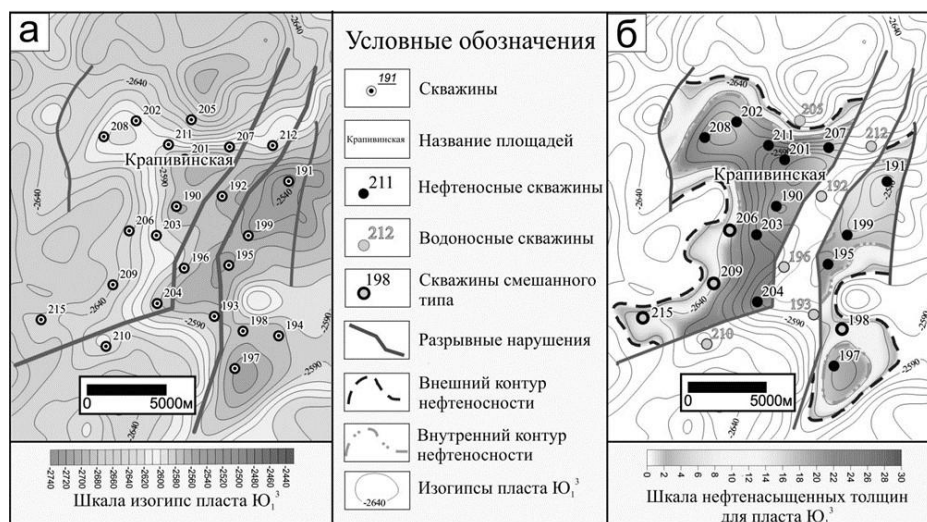
В работе использованы данные сейсмических исследований, выполненных на месторождении и прилегающей территории по методике 2D МОГТ по 54 сейсмических профилям протяженностью 700 км. Используются данные по 25 скважинам (ГИС, результаты испытаний, керн).

Геолого-геофизические данные, полученные уже на первых этапах разведки, свидетельствовали о сложном строении продуктивного горизонта Ю₁³ васюганской свиты. В связи с этим необходимо было построить его геологическую модель. В настоящее время, для того чтобы сделать надежный прогноз изменения размеров и параметров залежей в процессе эксплуатации, требуется построение современной модели залежи по результатам новейшей геолого-геофизической информации.

В исследовании на базе комплексной интерпретации материалов 2D сейсмо-разведки, при помощи интерпретационного пакета W-seis (ИНГГ СО РАН), проведено построение структурных карт и карт изохрон по отражающим горизонтам Па (подшва баженовской свиты/верхняя юра, волжский ярус), III (кошайская пачка алымской свиты/нижний мел, апт), IV (кузнецовская свита/верхний мел, кровля сеномана), V (кровля талицкой свиты/палеоген, ранний палеоцен). Выполнен анализ структурно-тектонического строения, а также построен изобахический треугольник, с помощью которого была восстановлена история тектонического развития исследуемой территории.

Следующим этапом стало построение структурной карты для продуктивного пласта Ю₁³ (рисунок, а), а также после проведения комплексного анализа структурных карт, результатов испытания скважин и трассировки на временных сейсмических разрезах было выполнено картирование разрывных нарушений.

На заключительном этапе для построения модели залежи было необходимо построить карты глубин залегания кровли и подошвы пласта Ю₁³ васюганской свиты. Для этого средствами пакета GridBuilder – GridMaster (ИНГГ СО РАН) автором были определены параметры уравнения регрессии, связывающие значения глубин залегания границ пласта и структурной карты отражающего горизонта баженовской свиты. На основе карт кровли и подошвы пласта и с учетом блокового строения залежи была получена предполагаемая модель нефтенасыщенных толщин пласта Ю₁³ (рисунок, б).



а – структурная карта для пласта Ю₁³; б – модель нефтенасыщенных толщин для пласта Ю₁³.

Результатом всех проведенных исследований стал вывод о том, что причиной скачкообразного изменения уровня водонефтяного контакта и неоднородного (нефть-вода-нефть) насыщения коллекторов в разных блоках является тектоническая экранированность отдельных блоков за счет непроницаемых разрывных нарушений, приуроченных к палеозойским и юрским отложениям, которые разделяют месторождение на три крупных блока. В западном блоке значения ВНК в среднем составляют -2645 м, в восточном блоке -2585 м. В центральном блоке ВНК отсутствует. Залежь является пластово-сводовой. Внешний контур нефтеносности на части площади частично тектонически экранируется непроницаемыми разрывными нарушениями северо-северо-восточного простирания, в других случаях он ограничен нулевой изолинией толщины нефтенасыщенной части пласта. Границы внутреннего контура нефтеносности определяются пересечением поверхности ВНК с подошвой пласта.

Исследователями выдвигаются и другие, альтернативные, модели Крапивинского месторождения, по которым одни пытаются объяснить скользящий уровень ВНК превышением капиллярных сил в системе порода-вода-нефть над силами, обеспечивающими миграцию нефти при заполнении ловушки. Другие предполагают «чешуйчато-черепичное» (клиноформно-подобное) строение продуктивного пласта Ю₁³, которое объясняется литологическим замещением пород между скважинами «водного коридора» и нефтяными скважинами западного склона, создающим гидродинамический экран водонасыщенной части месторождения [2].

Литература

1. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 253 с.
 2. Иванов И.А. Месторождения нефти и газа Томской области. Томск–Новосибирск, 2002.
-

Р-ТОМОГРАФИЯ ЮГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

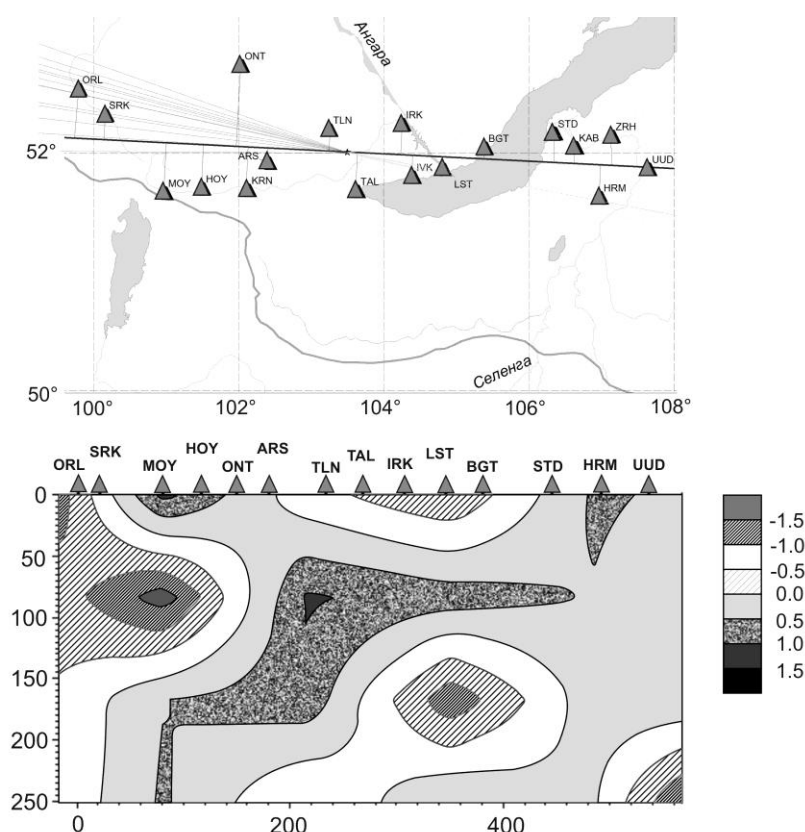
*Хритова М.А. *, Мордвинова В.В. *, Треусов А.В. **, Кобелев М.М. **

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, hritova@crust.irk.ru

** Институт физики Земли РАН, Москва

Несмотря на многолетнее изучение глубинного строения в области развития кайнозойской Байкальской рифтовой системы (БРС), результаты исследований не дают убедительного ответа об устройстве и состоянии недр БРС и ее окружения, а следовательно, и о механизме рифтогенеза. Причина слабой изученности глубинной структуры – несовершенство сейсмических сетей. В последние годы количество станций на юге БРС увеличилось в несколько раз, что позволило провести данное томографическое исследование.

Исходными данными для телесеismicкой томографии послужили записи далеких землетрясений, полученные в 2010–2013 гг. 18-ю стационарными станциями Института земной коры СО РАН, Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН и Бурятского филиала Геофизической службы СО РАН, которые расположены вдоль субширотного профиля длиной 600 км и образуют близкую к линейной широтную систему наблюдений (рисунок). Для профиля были отобраны 30 землетрясений (по 15 событий с западного и восточного направления) с магнитудой больше 5.5 и эпицентральной дистанцией $> 30^\circ$, записанные максимальным числом станций, с четкими первыми вступлениями Р-волн. Диапазон обратных азимутов землетрясений западного направления составил $273 \pm 15^\circ$, восточного – $87 \pm 15^\circ$.



P-томография южной части Байкальской рифтовой системы.

Вверху – сейсмическая сеть наблюдения. Жирная прямая – основное направление сейсмического профиля; тонкими линиями показано принципиальное направление подхода сейсмических лучей к сейсмостанциям. Внизу – результат телесеismicческой инверсии.

Томография выполнена по относительным (центрированным) невязкам времен пробега продольных волн классическим методом Аки [1]. Использование центрированных невязок для томографии позволяет исключить ошибки, связанные с определением времени в очаге землетрясения, а также с неоднородностями среды в районе очага и на пути распространения волн от землетрясения до пункта наблюдения.

Средние значения центрированных невязок составили интервал от -0.7 до $+0.6$ с. На станциях Сибирской платформы – Онот (ONT), Тальяны (TLN) и Иркутск (IRK) – найдены существенные отрицательные невязки (около -0.5 с) для землетрясений с обоих направлений, что указывает на более высокоскоростную среду на подходах к этим станциям с востока и запада. На станциях Орлик (ORL), Сорок (SRK), Хойтогол (HOY), Кырен (KRN) и Аршан (ARS), расположенных в районах с возвышенной топографией, невязки положительные (около 0.2 – 0.7 с). Отчасти это запаздывание сейсмических волн обусловлено рельефом поверхности и коромантийной границы, отчасти более глубинными неоднородностями.

Полную картину распределения сейсмических скоростей в исследуемом регионе дает инверсия аномалий времен пробега. Двумерный вариант томографии разработан А.В. Треусовым [2–4]. Такой подход позволяет исследовать структуру под группой пунктов наблюдения в непосредственной близости от линии их расположения. Поскольку длина профиля наблюдений составила 600 км, глубинная структура прозондирована до 250 км.

Двумерная P-томография по субширотному профилю длиной 600 км вдоль юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы показывает наибольшую активность земной коры и подкоровой мантии под зоной контакта разнотипных гор-

ных образований на западе Байкальской рифтовой системы. Под Южно-Байкальской впадиной отмечается слабая близповерхностная низкоскоростная аномалия, обусловленная осадочной толщей озера. Особая конфигурация глубинной ветви низкоскоростной аномалии свидетельствует о конвективном потоке из-под Сибирского кратона и о вызванном им объемном плавлении мантийных пород в интервале глубин 100–200 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН (проект № 111).

Литература

1. Aki K. Seismological evidences for the existence of soft thin layers in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 585–594.
2. Винник Л.П., Золотов Е.Е., Косарев Г.Л., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н., Треусов А.В. Томографический разрез литосферы Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 668–671.
3. Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А., Треусов А.В. и др. Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 27–29.
4. Шаров Н.В., Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Санина И.А., Треусов А.В. и др. Скоростные неоднородности верхней мантии // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 97–102.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ ПО ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ СТАНЦИИ «УЛАН-УДЭ»

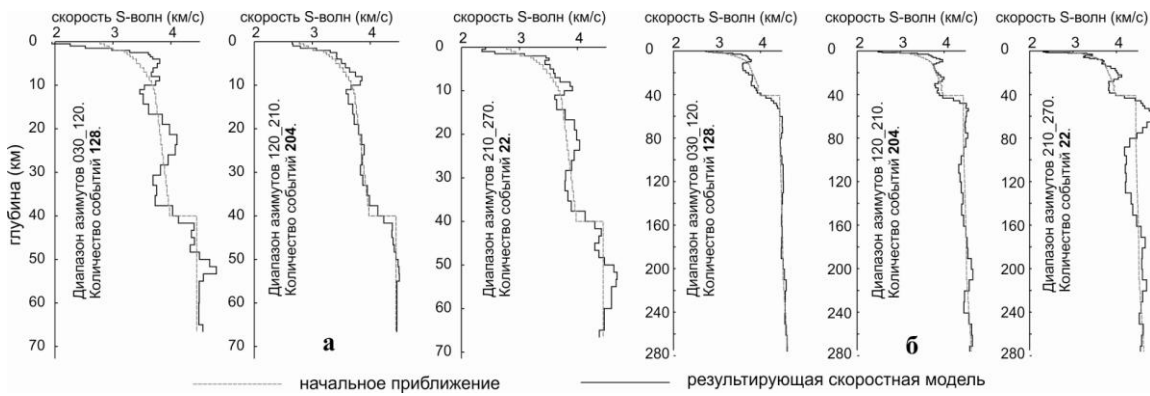
Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Предеин П.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tsydyrova@gin.bscnet.ru
Институт земной коры СО РАН, Иркутск

По телесеismicким данным различными структурными методами может быть получено представление о распределении скоростей сейсмических волн в земной коре и мантии, что необходимо для геодинамических построений. Перспективным в исследовании скоростной структуры является метод приемных функций, зондирующий обменными волнами кору и мантию в районе сейсмостанции [3, 4]. Метод эффективен даже при использовании данных всего одной отдельно взятой широкополосной сейсмической станции.

В конце 2006 г. в пригороде г. Улан-Удэ была установлена первая широкополосная сейсмостанция «Улан-Удэ» (сенсор Guralp CMG-40T, диапазон частот 0.03–25.00 Гц). Станция расположена в Селенгинском среднегорье, в пределах Иволгино-Удинской впадины восточно-северо-восточного направления. С севера ее окаймляют хребты Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, с юга – Цаган-Дабан. Впадина заключена в пределах Джидино-Витимской глубинной разломной зоны. Сложная геоморфология предполагает неоднородную глубинную структуру в районе наблюдения. Исходя из этого, была поставлена и выполнена задача определения глубинной структуры в различных направлениях от пункта наблюдения.

Согласно методике, для выделения Р-приемных функций нами отобраны записи землетрясений (2010–2012 гг.) со всевозможных направлений, с расстояний от 30 до 90 градусов и магнитудой (М_b) не менее 5.5. Широкополосные записи отфильтрованы для устранения слишком больших периодов (>20 с), на которых ослабляется разрешение, и слишком коротких (<1 с), уменьшающих эффективность выделения из-за случайного рассеяния волн на мелких неоднородностях. Исходные трехкомпонентные сейсмограммы Z, N, E преобразованы в записи системы координат



V_s модели до 70 км (а) и до 280 км (б) по данным сейсмостанции UUD.

L, Q, T, соответствующих максимальной энергии каждой из регистрируемых сейсмостанцией волн P, SV и SH. Для исключения различия в магнитуде, функций в источниках землетрясений и влияния неоднородностей на пути между источником и областью приема выполнена стандартизация записей (применена деконволюция). Для нивелирования шумов и подчеркивания влияния регулярных неоднородностей проведено суммирование деконволюцированных трасс. При суммировании все события приведены к среднему эпицентральному расстоянию 65° . Азимутальным анализом выделенных приемных функций выявлены диапазоны азимутов с подобными приемными функциями и примерные границы, где приемные функции меняются существенным образом, что предполагает изменение скоростной структуры при переходе через эти условные границы. В результате P-приемные функции оказалось целесообразным представить тремя азимутальными диапазонами: $30\text{--}120^\circ$, $120\text{--}210^\circ$, $210\text{--}270^\circ$. Диапазон $270\text{--}30^\circ$ имел непредставительные данные.

Для каждого из выделенных диапазонов инверсией приемных функций [3] рассчитаны два вида одномерных моделей $V_s(h)$: модели от поверхности до глубины 70 км, рассчитанные инверсией приемных функций в интервале частот 0.05–0.90 Гц, и модели от поверхности до глубины 280 км – по более низкочастотному интервалу 0.05–0.30 Гц (рисунок).

Наиболее контрастная «слоистость» выявляется в коре. В низах коры в противоположных диапазонах азимутов или румбах ($30\text{--}120^\circ$ и $210\text{--}270^\circ$) выявляется уменьшение сейсмической скорости в низах коры по отношению к скорости в средней части коры, что может указывать на состояние СВ-ЮЗ сжатия в этом районе [1]. Соответственно можно говорить о состоянии растяжения в перпендикулярном направлении (СЗ-ЮВ), что не противоречит данным о механизмах очагов землетрясений на Южном и Среднем Байкале. Сходство структуры в районе «Улан-Удэ» в СЗ и ЮВ румбах модели коры коррелируется с поверхностной структурой.

Мантийная часть модели с наиболее низкими скоростями свидетельствует о возможных расплавах в интервале глубин 100–200 км в основном для диапазона азимутов $210\text{--}270^\circ$ и в меньшей степени для $120\text{--}210^\circ$. От земной коры этот низкоскоростной слой отделен нормальными и даже несколько повышенными скоростями. Подстиляется слой аномально низкой скорости нормальной мантией, не отличающейся от стандартной модели Земли IASP91. Выявленная особенность подтверждает результаты сейсмической томографии на продольных волнах, выполненной по субмеридиональному профилю PASSCAL [2].

В остальном зондируемом объеме мантии скорости в среднем выше. Однако существует чередование слоев несколько повышенной и пониженной скорости. Причем наблюдается, видимо, неслучайная закономерность: в противоположных

диапазонах азимутов на одних и тех же глубинах знаки относительных аномалий совпадают, а в перпендикулярных к ним диапазонах аномалии противоположны. Можно предположить, что это факт проявления мантийной азимутальной анизотропии.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-35-50697-мол_нр).

Литература

1. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
 2. Мордвинова и др. Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // ДАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 248–252.
 3. Kosarev G.L. et al. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // J. Geophys. Res. 1993. 98 (B3). P. 4437–4448.
 4. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 15. P. 39–45.
-

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ ГИС И ГДИ

Чен-лен-сон Ю.Б., Колеватов А.А.

Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, Москва,
JChenlenson@niisi.ras.ru

На сегодняшний день рациональная разработка месторождений невозможна без геофизических (стандартных комплексных ГИС), промыслово-геофизических (ПГИ) и гидродинамических исследований (ГДИ) скважин и пластов. Перечисленные виды исследований разноплановые, но при этом должны иметь точки соприкосновения с целью корректировки и дополнения друг друга. Основной целью ГДИ является определение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в зоне дренирования скважины. Корректность материалов ГДИ отражается на результатах построения геолого-гидродинамической модели, на проектировании разработки и на эффективности контроля за разработкой. Под корректностью подразумевается не только соблюдение технологии проведения исследований, но и корректность полученных результатов в плане согласованности с данными других методов исследования. В нашем случае будет рассматриваться согласованность данных комплексных ГИС и ГДИ по скважинам месторождений Тимано-Печорской группы в том, что касается определения проницаемости продуктивных пластов и прогноза проницаемости по скважинам, не имеющим ГДИ (в т.ч. новым). По мере развития различных технологий исследования скважин увеличивался объем геофизической информации, который после некоторого момента позволил прогнозировать ФЕС в терригенных породах. Однако в случае с карбонатными нефтенасыщенными коллекторами прогнозы ФЕС по данным комплексных ГИС зачастую имеют значительные расхождения с данными ФЕС, полученными по ГДИ. Расхождения возникают вследствие неоднородности структуры порового пространства при сохранении литологического состава, поэтому для корректного определения ФЕС необходима дополнительная информация, в том числе получаемая с помощью методов ПГИ. Одной из важнейших характеристик при добыче нефти и газа из карбонатных коллекторов является описание типа пласта коллектора, распределение ФЕС и петрофизических свойств пород-коллекторов с целью повышения качества прогноза фильтрации флюида при последующем компьютерном моделировании. Посредством переинтерпретации, анализа

результатов различных исследований и выявления закономерностей демонстрируются примеры прогнозирования преобладающего в зоне расположения конкретной скважины типа пустотного пространства и его ФЭС. При этом используются методика определения типа коллектора (пустотного пространства) нефтенасыщенных пластов, вскрытых скважинами, по данным комплексных ГИС скважин в условиях месторождений Тимано-Печорской группы и методика прогнозирования проницаемости нефтенасыщенных карбонатных коллекторов для условий на примере месторождений Тимано-Печорской группы по комплексным ГИС скважин. В результате определяются типы коллектора (плотный поровый, трещинно-поровый, поровый, каверново-порово-трещинный) на основе данных ГИС по скважинам Северо-Хоседаюского месторождения до проведения ГДИ.

ВЕДУЩАЯ РОЛЬ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ В ФОРМИРОВАНИИ КАРОЛОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Черенева В.А.

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, vchereneva@list.ru

Рассматриваемый регион приурочен к наиболее освоенной части Иркутской области, где сосредоточены основные населенные пункты, включая областной центр, а также крупные объекты различных отраслей промышленности. Все это требует привлечения значительных объемов водных ресурсов. Основной задачей выполняемых исследований в этой связи является проведение структурно-гидрогеологического анализа условий формирования месторождений подземных вод различного целевого использования. Главная цель анализа – на основе геологического развития региона и становления современных структур обосновать их перспективность для локализации крупных скоплений подземных вод и выявить участки проведения результативных поисково-разведочных работ.

Каролокское месторождение питьевых подземных вод (МППВ) располагается в 20 км к юго-востоку от г. Иркутска на правом берегу Иркутского водохранилища. По орографической принадлежности это южная окраина Иркутско-Черемховской равнины, обрамленной с юго-востока предгорьями Байкальской горной страны, с запада – горными сооружениями Восточного Саяна. Абсолютные отметки не превышают 550 м.

В геолого-структурном отношении месторождение находится на южной окраине Сибирской платформы, в осадочном чехле которой выделена Прибайкальская моноклиза, сложенная породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, Присяянский перикратонный прогиб – отложениями юры и Предбайкальский предгорный прогиб – осадками кайнозоя. Площадь месторождения приурочена к крылу мезозойского Присяянского прогиба, включающего ряд структурных форм с нижнепалеозойским фундаментом. Прогиб морфологически выражен сравнительно узкой зоной: от 50 км на юго-востоке до 150 км на северо-западе [1].

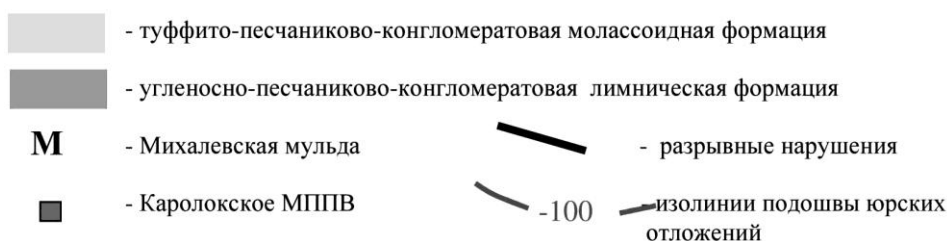
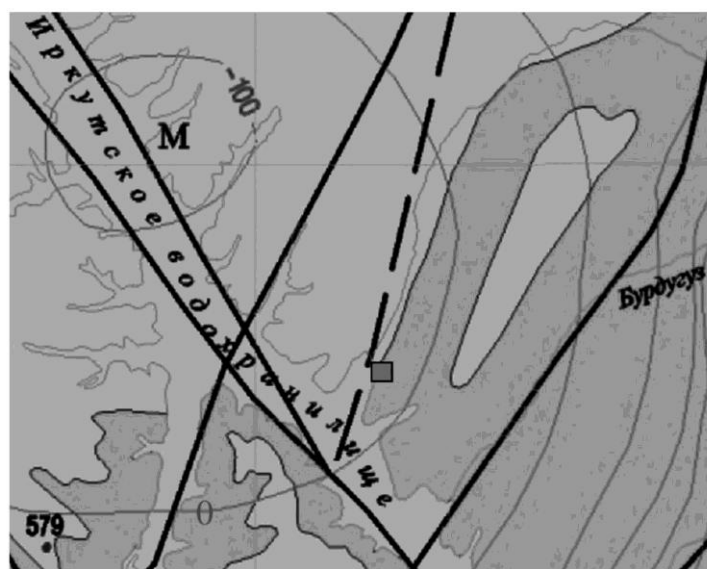
В составе прогиба, в свою очередь, выделяется Иркутская впадина, в южной части которой отмечается зона предгорного прогибания (Прииркутское понижение), где юрские слои падают круто под углами до 30° и более. Более мелкой структурой является Михалевская мульда (рисунок), наиболее погруженная часть которой характеризуется изолинией –100 м. Предгорный прогиб сложен юрскими континен-

тальными отложениями суммарной мощностью до 840 м. В разрезе юры выделены нижнеюрская угленосная песчаниково-конгломератовая лимническая и среднеюрская угленосная туффито-песчаниково-конгломератовая молассоидная формации. К первой отнесены породы черемховской и нижней подсвиты присаянской свиты, ко второй – осадки верхней подсвиты присаянской и кудинской свит.

В пределах месторождения подземные воды почти повсеместно обладают напором; пройденные скважины часто фонтанируют. Глубина вскрытия подземных вод изменяется от первых метров до 40–50 м. Водоносные комплексы выдержаны по площади, их мощность изменяется от 20 до 50 м. Коэффициенты фильтрации варьируются от 0.5 до 50–200 м/сут. Высокую производительность имеют кудинский и присаянский комплексы в центральной части мульды. Удельный дебит скважин часто превышает 1 л/с. На химический состав подземных вод юры значительное влияние оказывает подток рассолов и соленых вод из подстилающих пород нижнего кембрия. Запасы Каролокского МППВ в количестве 600 м³/сут были утверждены в 2014 г. [2].

Таким образом, влияние геолого-структурных условий на формирование Каролокского МППВ выражается в следующем:

- приуроченность месторождения к крылу прогиба обуславливает активизацию и локализацию подземного стока;
- увеличение мощности водовмещающих юрских отложений к центральной наиболее погруженной части прогиба, а также рост напоров подземных вод в этом же направлении, в совокупности, существенно повышают величины допустимых понижений уровня при эксплуатации месторождения, а значит, увеличивают его ресурсный потенциал;
- наличие складчатых и разрывных нарушений в юрских отложениях определяет как распределение и формирование подземных вод, так и их состав.



Геолого-структурная схема района Каролокского МППВ.

Задачи дельнейших исследований сводятся к дополнению формирующейся базы данных по МПВ и разработке их структурно-генетической систематизации, а также к осуществлению разномасштабного структурно-гидрогеологического картографирования Присянского мезозойского предгорного прогиба и выделению перспективных структур для проведения поисково-разведочных на воду работ.

Литература

1. Гидрогеология СССР. Т. XIX Иркутская область / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1968.
2. Дергачев В.Д., Скребнев Е.И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на подземные воды по объекту «Оценка запасов питьевых подземных вод по участку недр, эксплуатируемому одиночным водозабором в пос. Бурдаковка по состоянию на 01.06.2014 г. с. Мальта». 2014.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ВОД И ВЕНДСКИХ РАССОЛОВ НА ВЕРХНЕЧОНСКОМ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Чертовских Е.О.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, cheevg@mail.ru

Изучение процессов взаимодействия техногенных вод и вендских рассолов на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении (далее ВЧНГКМ) необходимо для организации безаварийной работы добывающих скважин и минимизации потерь добычи нефти, так как основными особенностями взаимодействия данных вод являются: интенсификация отложений солей галита (NaCl) в добывающих скважинах [6] и призабойной зоне пласта (ПЗП) [9] и образование отложений солей гипса ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) в добывающих скважинах, наземном оборудовании и ПЗП [4].

Промышленная разработка верхнечонского горизонта непской свиты вендского возраста на ВЧНГКМ обратной семиточечной системой заводнения привела к формированию в терригенных породах нового вида пластовых вод – техногенных вод хлоридного натриевого состава (по преобладающим ионам) с минерализацией до 365 г/см^3 и плотностью до 1.2 г/см^3 [6]. Данные воды сформировались из вод закачиваемых – смеси подтоварных вод и пресных артезианских вод верхоленской свиты верхнего кембрия [9]. При фильтрации в песчаниках закачиваемые воды растворяют в поровом пространстве галит, содержание которого в порах верхнечонского горизонта достигает 100 % (засолонение) [3].

Природные пластовые воды вендского возраста верхнечонского горизонта представлены хлоридными кальциевыми рассолами (по преобладающим ионам) с минерализацией до $450\text{--}500 \text{ г/см}^3$ и плотностью до 1.3 г/см^3 [1]. Данные воды характеризуются повышенным содержанием кальция до 115 г/дм^3 и низким содержанием или полным отсутствием сульфат-иона (от 0 до 154 мг/дм^3) [5, 6]. Считается, что в основу состава этих вод вошла захороненная маточная рапа солеродных бассейнов, которая впоследствии подверглась процессам метаморфизации [2].

При мониторинге химического состава закачиваемых вод с 2011 по 2014 г. выявлено увеличение содержания сульфат-иона от 70 до 614 мг/дм^3 [4]. Так как в вендских глубокозалегающих рассолах верхнечонского горизонта наличие сульфатов незначительно, наиболее вероятно, это связано с работой водозаборных скважин и вертикальным межпластовым водообменом из-за понижения пьезометрической поверхности верхоленского водоносного комплекса до критических значений [7]. При этом в водозаборные скважины поступают нижележащие сульфатсодержащие воды литвинцевского комплекса. Из-за того, что закачиваемые воды обогащаются

сульфат-ионом, а пластовые содержат значительное количество иона кальция, при их взаимодействии начинается активное отложение солей гипса во внутрискважинном и наземном оборудовании (ВСО и НО), как и в ПЗП [4] и, возможно, в удаленной зоне пласта – УЗП (нет достоверных исследований). Данный процесс доказан моделированием на программных продуктах PVT-sim19 [4] и HydroGEO.

Интенсификация отложений галита происходит из-за смешения вод, которое можно описать процессами техногенного геохимического барьера [8]. При фильтрации по пласту фронта хлоридной натриевой техногенной воды от нагнетательных скважин до добывающих происходит «подмешивание» хлоридной кальциевой пластовой воды (как связанной, так и свободной), откуда увеличение общей минерализации техногенного раствора. При этом, согласно геохимическому закону, растворы из хлоридно-натриевых переходят в хлоридно-кальциевые, происходит выпадение галита. В зонах активного взаимодействия вод отложения галита наблюдаются не только в скважинах, но и в ПЗП [9] и, возможно, в УЗП (нет достоверных исследований).

Для выделения зон активного взаимодействия вод была разработана и внедрена в производство решением техсовета ОАО «ВЧНГ» схема отложения солей (рисунок). Данная схема позволяет выделить зоны активного взаимодействия вод и прогнозировать солеотложения в добывающих скважинах ВЧНГКМ. Это, в свою очередь, дает возможность планировать и применять методы защиты скважин от негативного влияния солеотложения до их проявления.

Наиболее активное взаимодействие вод происходит в 3-й зоне отложений, где в газонефтяной залежи присутствует водная часть, и в 1-й зоне, где в пониженной зоне «вероятно» наличие ограниченных залежей пластовых вод [6]. Во 2-й зоне взаимодействие происходит из-за наличия проводящего разлома между грабенем и вторым тектоническим блоком ВЧНГКМ. 4, 5, 6-я зоны являются перспективными, так как там совсем недавно началось применение закачки и есть наличие водяной залежи.

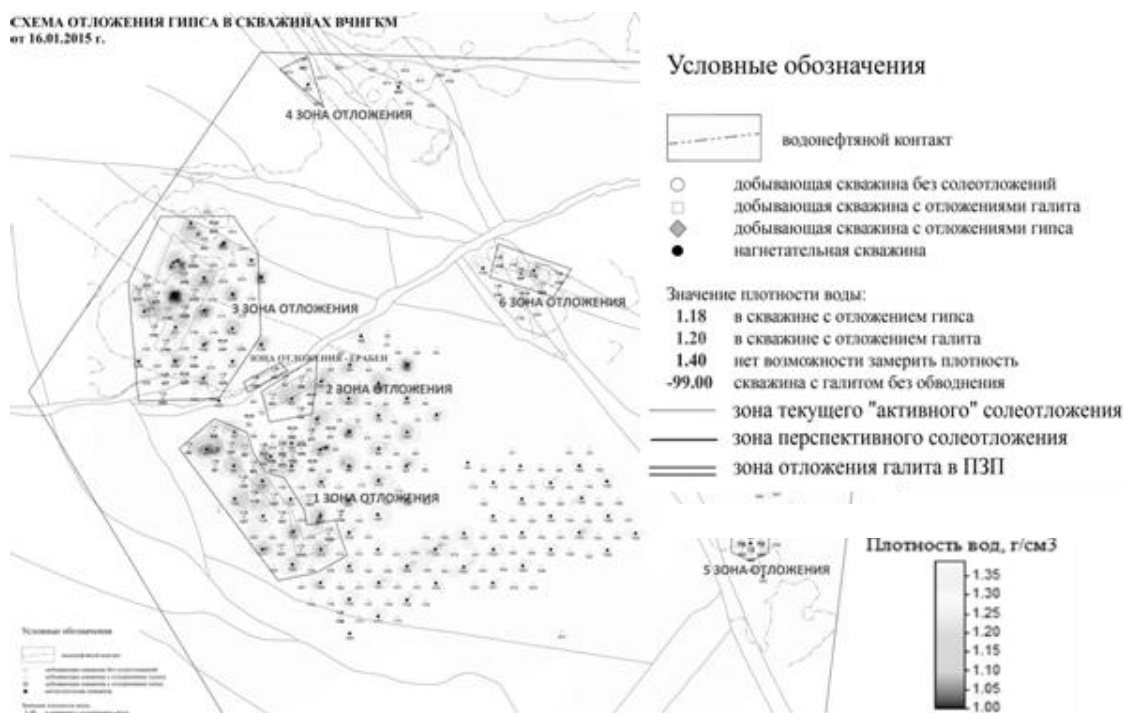


Схема отложения солей гипса в скважинах ВЧНГКМ.

Результаты изучения особенностей взаимодействия подземных вод верхне-чонского горизонта позволяют определить зоны текущего «активного» и прогнозного солеотложения, что помогает «правильно» работать с осложненным фондом скважин, выстраивая эффективную защиту от солеотложений, применяя технологии ингибирования до начала активного солеотложения. При этом сокращаются экономические потери компании оператора от простаивающих скважин, потери нефти и применения неэффективных технологий.

Литература

1. Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 1989.
2. Анциферов А.С. Причины засоления коллекторов нефти и газа в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // ДАН. 2000. 23 с.
3. Качин В.А., Чертовских Е.О., Карпиков А.В. Влияние засоленных песчаников верхнечонского горизонта на процесс добычи нефти и газа на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. 2013. № 1 (42). С. 129–134.
4. Чертовских Е.О., Алексеев С.В. Проблемы добычи нефти и газа на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении, связанные с отложениями гипса (SPE 171311). Эл-ая б.: ONE PETRO, 2014. 17 с.
5. Чертовских Е.О., Лапоухов А.С., Алексеев С.В. Глубокозалегающие пластовые воды венда и кембрия Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения // Сергеевские чтения. Вып. 16. М.: Изд-во РУДН, 2014. С. 521–529.
6. Чертовских Е.О., Качин В.А., Карпиков А.В. Отложения галита при добыче нефти и газа на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении. Иркутск: Вестник ИРГТУ. 2013. № 5. С. 82–91.
7. Шенькман Б.М. Химия подземных вод Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения (ВЧНГКМ) // Известия Иркутского государственного университета, секция «Науки о Земле», 2013. Т. 6, № 1. С. 206–222.
8. Шварцев С.Л., Пиннекер Е.В., Перельман А.И. и др. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. 286 с.
9. Chertovskikh E.O., Lapoukhov A.S., Problems of oil and gas production in the verkhnechonskoye oil and gas condensate field associated with halite depositing // Society of Petroleum Engineers – SPE Arctic and Extreme Environments Conference and Exhibition, AEE 2013. Moscow, 2013. P. 1491–1527.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ШИБЭЙНГОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ОЗЕРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)

Шелепов Я.Ю., Шелепаев Р.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
shelepov_yaroslav@mail.ru

К шибэйнгольскому комплексу в разных исследованиях было отнесено 11 интрузивов Озерной зоны с составом от габброидов до щелочных гранитов. Выполненные разными авторами изотопно-геохронологические исследования показывают, что среди этих массивов присутствуют разновозрастные ассоциации: раннедевонские, средне-позднекарбоновые, позднепермские и поздне триасовые. Петротип шибэйнгольского комплекса – Шибэйнгольский массив (ШБМ) – имеет поздне триасовый возраст (214 ± 3 млн лет) [1]. К триасовой ассоциации можно также отнести еще один массив, располагающийся в 50 км к югу от петротипа, который обладает аналогичным строением и составом пород. Таким образом, в данной работе будут рассмотрены два массива поздне триасового возраста.

ШБМ расположен в северо-западной части Озерной зоны Западной Монголии. В плане интрузив имеет овальную форму и вытянут с запада на восток, его размеры 14×7 км. Породы массива имеют интрузивный контакт со силур-верхнедевонскими терригенно-вулканогенными отложениями Цаганшибетинской и Шибэйнгольской свит, с образованием роговиков и скарнов. В строении ШБМ можно выделить интрузивную, гипабиссальную и вулканическую ассоциации, каждая из которых имеет многофазное строение. Интрузивная ассоциация состоит из четырех фаз, внедренных в гомодромной последовательности, среди которых преобладают граносиениты. Соответствие между ассоциациями массива следует из минералогического, петрохимического и редкоэлементного состава пород.

Массив, располагающийся в 50 км к югу, в плане имеет овальную форму, и вытянут с северо-запада на юго-восток, его размеры 4.8×3.2 км. В его строении присутствует только интрузивная ассоциация, состоящая из двух фаз, которые по составу соответствуют 2 и 3-й интрузивным фазам ШБМ.

1-я интрузивная фаза ШБМ – монцогаббро, которая тождественна трахибазальтам 1-й вулканической фазы. 2-я фаза – порфировидные монцодиориты (214±3 млн лет, U-Pb по цирконам (LA-ICP-MS)), кварцевые монцониты и монцодиориты, 3-я – кварцевые сиениты, граносиениты, 4-я – граниты. Породы 2 и 4-й фаз имеют эквиваленты среди пород гипабиссальной и вулканической ассоциаций: монцодиорит-порфириты, акериты, трахиандезиты, лейкогранит-порфиры, риолиты и трахириолиты, а породы 3-й фазы имеют эквиваленты только среди вулканической ассоциации – латиты.

Основными породообразующими минералами ШБМ являются K-Na полевой шпат (непрерывный ряд от санидина до альбита), плагиоклаз (An₆₋₈₅), биотит и кварц. Менее распространены: амфибол, развивающийся вокруг клинопироксена, представленный магнезиальной роговой обманкой и эденитом, клинопироксен (Wo 38–47 %, #Mg=72–87 %), оливин (Fo_{67.4–67.9}) и ортопироксен (#Mg=68–70.5 %). Акцессорные минералы пород: магнетит, ильменит, апатит, сфен и циркон.

В целом, для пород ШБМ характерны повышенные содержания щелочей (Na₂O+K₂O от 5.3 мас. % в основных до 12 мас. % в средних по составу породах), из-за чего на классификационной TAS-диаграмме точки составов пород попадают в поля умеренно-щелочного и щелочного петрохимического рядов. Несмотря на высокие содержания щелочей, щелочных темноцветов в породах не наблюдается за счет высоких содержаний глинозема (Al₂O₃=12–18, реже до 22 мас. %, коэффициент агпаитности 0.68–0.95).

Все породы ШБМ имеют общие черты на спектрах распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту CI [3]. Для них характерны высокие концентрации REE (от 230 ppm в риолитах до 1019 ppm в кварцевых сиенитах), а также обогащение LREE (La/Yb_N=8.1–30.1). По наличию аномалии по Eu и распределению HREE в спектрах можно выделить два типа. Первый характерен для монцогаббро, трахибазальтов, монцодиоритов и монцонитов, т.е. пород первой и второй фаз. Их спектры характеризуются отсутствием аномалии по Eu и монотонным уменьшением концентраций REE от легких к тяжелым (Tb/Lu_N=1.4–3.2). Второй тип спектров распределения типичен для риолитов, кварцевых сиенитов и гранитов, в них присутствует заметная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0.3–0.4), а распределение HREE почти плоское, иногда имеет положительный наклон (Tb/Lu_N до 0.6).

На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии [3], можно выделить также два типа распределений, как и среди спектров распределения REE. Все спектры характеризуются обогащением LILE (K и Ba) и обеднением по некоторым HFSE (Nb, Ta), а также по Th и U, что указывает на присутствие водного

флюида в литосферной мантии. Для пород первой фазы также характерна положительная аномалия по Sr и Ti, а для средних пород – аномалия по Sr отсутствует, либо слабая отрицательная. Основные породы обогащены Ti и обеднены Zr и Hf относительно пород второй фазы. Породы 3 и 4-й интрузивных фаз, а также их гипабиссальные и вулканические эквиваленты имеют значительную отрицательную аномалию по Sr, Ba и Ti, а также положительную аномалию по Zr и Hf. При этом глубина Sr минимума тем больше, чем выше содержание в породах кремнезема.

Монцогаббро, трахибазальты и монцодиориты характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (1.2–1.9), что соответствует изотопным параметрам раннепалеозойской коры Озерного террейна [2], в котором находится ШБМ.

На основании изотопно-геохимических и геохимических данных можно предположить, что первичный расплав для пород первой и второй интрузивных фаз и их гипабиссальных и вулканических аналогов сформировался за счет плавления метасоматизированной мантии с надсубдукционными характеристиками во внутриплитной обстановке. Формирование расплавов, материнских для пород 3 и 4 интрузивных фаз и их аналогов, имеет коровую природу.

Полученные в ходе исследований данные по возрасту монцодиоритов 2-й фазы позволили установить в составе массивов, ранее отнесенных к шибэйнгольскому комплексу, поздне триасовую ассоциацию.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01132).

Литература

1. Шелепаев Р.А., Шелепов Я.Ю., Изох А.Э. Шибэйнгольский габбро-монцонит-граносиенитовый массив – пример поздне триасового внутриплитного магматизма Западной Монголии // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания (г. Новосибирск, 1–4 апр. 2014 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 180–181.
2. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.
3. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 1001–1012.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РЕКЕ СНЕЖНАЯ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

*Шкиря М.С. *, Паршин А.В. **, Давыденко Ю.А. **

* Иркутский государственный технический университет, Иркутск,
klark199212@mail.ru.

** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Опытно-методические работы методом электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП) проводились на территории базы отдыха «Теплые озера» на Снежной с целью поиска термальных минерализованных вод. Ранее на участке проводились электроразведочные работы методом переходных процессов. По результатам этих работ был выделен наиболее перспективный участок, на котором спроектированы два профиля. Расстояние между пикетами и профилями составляло 50 м. Актуальность данных исследований заключается в том, что участок работ располагается в непосредственной близости с базой отдыха, которую в будущем

планируют расширять до масштабов курорта. Следовательно, потребность в запасах воды будет увеличена в несколько раз.

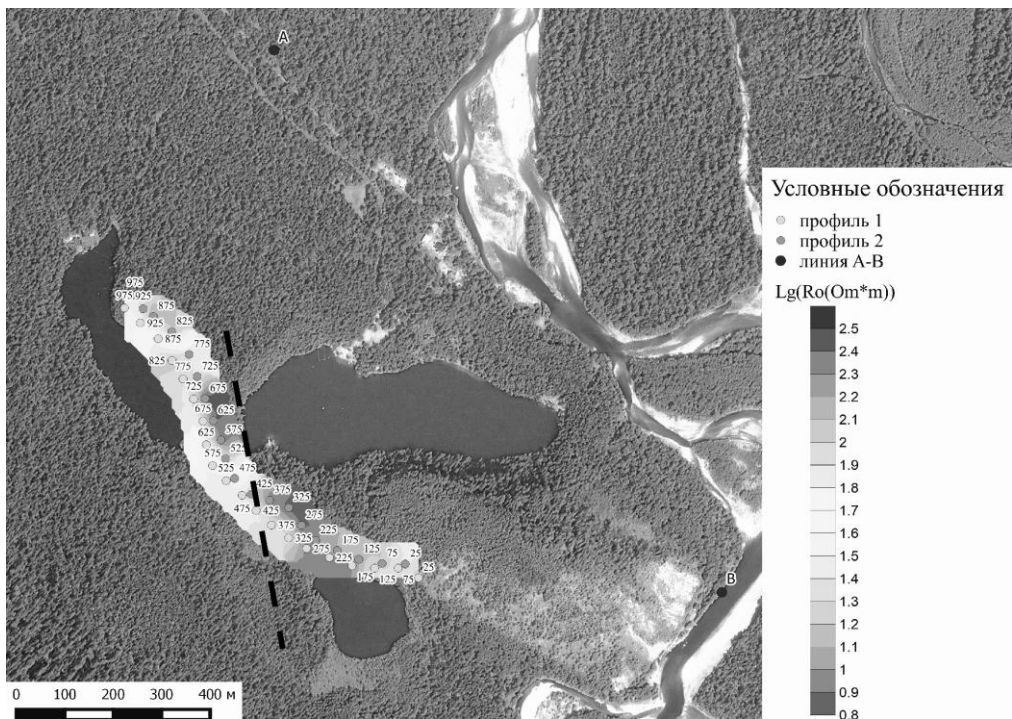
Измерения проводились установкой срединного градиента. Силовая установка состояла из коммутатора ВП-1000, линии АВ, длиной 1500 м, состоящей из провода геофизического ГПМП и заземлений, выполненных с помощью 10 стальных электродов. Питание генератора осуществлялось от электросети. Ток во время измерений составлял 1 А. Длина токового импульса 0.125 с, токовой паузы 0.125 с.

Используемая приемная аппаратура состояла из 8-канального измерительного модуля с АЦП, работающего на частоте 100 кГц [1]. Проводилась непрерывная запись длительностью около двух минут четырех измерительных каналов, одновременно регистрирующих переходные процессы с четырех разносов приемной косы M_1N_1 , M_2N_2 , M_3N_3 и M_4N_4 , с расстоянием в 50 м между электродами. Заземление приемной линии осуществлялось посредством вбивания в грунт медных электродов на глубину 10–20 см.

Инверсия кривых ЭМЗВП выполнялась в рамках одномерной поляризующейся модели. Расчеты осуществлялись путем использования комплексных зависящих от частоты удельных электрического сопротивления и электропроводности. Наиболее известным и часто применяемым представлением частотной характеристики вызванной поляризации вещества, удовлетворяющей большинству экспериментальных дисперсионных зависимостей, является формула Коула-Коула. Для комплексного удельного сопротивления и удельной электропроводности она имеет вид:

$$\rho_{\omega} = \rho_0 \left\{ 1 - \eta \left[1 - \frac{1}{1 + i\omega\tau^c} \right] \right\},$$

где i – мнимая единица, ρ_0 – удельное электрическое сопротивление (Ом·м); η – поляризуемость $0 \leq \eta \leq 1$, τ – время релаксации (с); c – показатель степени $0 < c \leq 1$. Таким образом, количество определяемых в результате инверсии параметров для каждого слоя возрастает в 2.5 раза: к удельным сопротивлениям (ρ_0) и мощностям пластов добавляются еще три поляризационных параметра (η , τ , c) [2–4].



Горизонтальный разрез по логарифму сопротивления на глубину 300 м.

В ходе работ было отснято 40 точек ЭМЗВП. Инверсия данных зондирования обоих методов выполнена в программном комплексе Mars 1D с учетом частотной дисперсии электропроводности.

На основе данных, взятых из стратиграфической колонки, была задана геоэлектрическая модель. По результатам вторичной обработки были отстроены карты и разрезы на глубину до 800 м (рисунок).

Горизонтальный разрез на глубине 300 м является наиболее информативным. Высокоомная область выделяется на втором профиле на точках 575, 625 и 675. Блок с высокими УЭС приурочен к выходу фундамента, сложенного гранат-биотитовыми графитсодержащими гнейсами корниловской свиты хамардабанской серии верхнего рифея. Область с низкими УЭС, расположенная на обоих профилях, обусловлена формированием локального коллектора минерализованных вод в проницаемых горных породах осадочного чехла, перекрывающего фундамент. Пунктиром показано положение разлома, предполагаемого на основании анализа геоэлектрических разрезов, построенных по данным ЭМЗВП.

Авторы выражают благодарность В.Н. Васильевичу за предоставление материалов и помощь в их анализе.

Литература

1. Давыденко Ю.А. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 74–83.
2. Крылов С.С. Геоэлектрика: Поля искусственных источников: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во С-Петербургского университета, 2004. 138 с.
3. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. V. 6. P. 341–353.
4. Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu. Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies // Geophysical Prospecting. 2006. V 54. P. 383–397.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БУРЫХ СУГЛИНКОВ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

*Штельмах С.И. *, Павлова Л.А. ***

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, fotina78@gmail.com

** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Исследуемые отложения представлены лессовидными суглинками и погребенными почвами карьера Угловского кирпичного завода (пос. Угловое) и Лучегорского разреза (коллекция Н.И. Беяниной, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН).

С помощью количественного рентгенофлуоресцентного анализа в исследуемых образцах отложений определены содержания породообразующих оксидов СаО, TiO₂, MnO, Fe₂O₃ (общее), а также концентрации различных микроэлементов, в том числе и токсичных (Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As) [1, 2].

Следует отметить, что погребенные почвы характеризуются более высокими концентрациями хрома, кобальта, никеля, цинка, бария, лантана, церия и неодима, а также оксида марганца по сравнению с лессовидными суглинками (табл. 1).

В лессовидных суглинках зафиксированы максимальные содержания наиболее токсичных элементов – Pb и As.

Таблица 1. Диапазоны содержаний CaO, TiO₂, MnO и Fe₂O₃ (общее) (%) и микроэлементов (ppm) в образцах лессовидных суглинков и погребенных почв карьера Угловского кирпичного завода и Лучегорского разреза (Приморский край)

Лессовидные суглинки							
CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O _{3(общее)}	V	Cr	Co	Ni
0.45–1.33	0.74–0.95	0.055–0.11	3.92–8.45	77–170	73–150	17–29	36–58
Cu	Zn	Pb	As	Ba	La	Ce	Nd
25–40	61–100	10–75	10–22	600–670	37–50	59–87	27–38

Погребенные почвы							
CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O _{3(общее)}	V	Cr	Co	Ni
0.7	0.74–1.09	0.083–0.2	4.02–6.58	86–110	88–200	16–39	44–60
Cu	Zn	Pb	As	Ba	La	Ce	Nd
29–37	73–140	16–51	10–18	640–730	69–77	107–117	45–47

Методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) с помощью волновых спектрометров на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония) в исследованных объектах установлено присутствие большого числа минералов различного химического состава.

В результате РСМА определений установлено, что наибольшее распространение в составе исследуемых отложений получили полевые шпаты, подразделяющиеся на щелочные (K-Na) и плагиоклазы, в которых по содержанию анортита (CaAl₂Si₂O₈) выделены альбит, олигоклаз и андезин.

Установлено, что щелочные полевые шпаты содержат барий (BaO – 0.16–5.61 мас. %) и медь (CuO – 0.16–0.45). Максимальные концентрации бария (5.55–5.61 мас. %) зафиксированы в лессовидных суглинках карьера Угловского кирпичного завода.

В плагиоклазах барий и медь практически не встречаются, в отдельных случаях первый микроэлемент выявлен лишь в олигоклазе (0.10 мас. %), второй – в альбите (0.77).

Общей особенностью полевых шпатов исследуемых отложений является присутствие в них железа. Его содержания в плагиоклазах варьируются от 0.12 до 0.67 мас. %, в щелочных полевых шпатах – от 0.11 до 1.68 мас. %. Максимальные концентрации железа (1.06–1.68 мас. %) также выявлены в лессовидных суглинках карьера Угловского кирпичного завода.

Одной из характерных особенностей щелочных полевых шпатов данного района является наличие в них мелких включений монацита (табл. 2).

Как видно, включения характеризуются высокими содержаниями оксидов фосфора, церия и лантана. По-видимому, этим можно объяснить сравнительно высокие концентрации лантана, церия и неодима в исследуемых отложениях Приморского края по сравнению с другими регионами.

Таблица 2. Химический состав смеси минералов (монацит в K-Na полевым шпате) (мас. %) в образце лессовидного суглинка карьера Угловского кирпичного завода

Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3(общее)}	TiO ₂	MgO
22.51	11.24	23.48	28.34	0.74	1.78	0.42	8.54	1.81	0.06	1.05

В результате проведенных работ выявлены особенности химического, микро-элементного, а также минерального состава рассматриваемых отложений. Установленные центры локализации определенных микроэлементов очень важны для дальнейших геохимических исследований.

Литература

1. Ревенко А.Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. Новосибирск: ВО Наука. Сиб. издательская фирма, 1994. 264 с.
2. Ревенко А.Г. Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород, почв и донных отложений // Аналитика и контроль. 2002. Т. 6, № 3. С. 231–246.

РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ Г. УЛАН-УДЭ ПО МЕТОДУ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Эрдынеев Б.Р., Тубанов Ц.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, erdyneevbr@gmail.com

В комплекс геофизических работ по сейсмическому микрорайонированию входят инструментальные (геофизические и сейсмологические) исследования и теоретические расчеты. В данной работе исследования велись по «прямому методу», основанному на регистрации близких землетрясений на грунтах всех категорий, представленных на исследуемой территории [1]. Для вычислений приращений балльности (ΔI) используются синхронные записи сейсмических волн в эталонной точке и на временной точке сейсмологических наблюдений. В расчетах по формуле С.В.Медведева используется отношение максимальных амплитуд сейсмических волн площадки и эталонного грунта: $\Delta I = 3.3 \lg \frac{A_{пл.}}{A_{эт.}}$

Для определения ΔI по методу регистрации землетрясений по территории г. Улан-Удэ были установлены семь временных станций (таблица). Полученные сейсмограммы анализировались по амплитуде и частотному составу. Для анализа использовались сейсмические колебания поперечных волн (горизонтальные компоненты регистрации), имеющих наибольшую амплитуду. В случае удаленных землетрясений наибольшую амплитуду имеют продольные волны.

Из анализа результатов приращений балльности сделаны выводы.

Пункты наблюдений № 1, 6 расположены в зоне первой надпойменной террасы рек Селенга и Уда. Отложения надпойменной террасы представлены песчано-гравийными грунтами, ближе к руслам рек ощутимо присутствует галечный материал. Спектральные кривые колебаний землетрясений на изучаемой площадке имеют «пиковый» (резонансный) характер, присущий системам с малым затуханием. Более широкополосные колебания от близких землетрясений на площадке усиливаются, а узкополосное колебание от удаленного землетрясения подавляется в конкретной системе грунт-сооружение. Превышение балльности достигает 1.5. Точки № 3, 4 располагались в пределах увала высокой надпойменной террасы реки Селенги. В рельефе площадки расположены на косогоре, сложенном делювиально-пролювиальными отложениями и представляют собой прислоненную к цоколю надпойменную террасу р. Селенги. Мощность четвертичных отложений колеблется от 3 до 11 м. Характерно повышение частоты сейсмических колебаний на площадке относительно эталонной точки наблюдения, наибольшая величина приращения балльности (+3.2) характеризуется уширением спектра колебаний и увеличением центральной частоты колебаний на 2 Гц на площадке. Пункты наблюдения

Временные пункты наблюдений за землетрясениями и взрывами

№	Дата	ΔI	Широта	Долгота
1	октябрь 1997	1.1	51.825	107.584
2	февраль 1998	1.1	51.847	107.582
3	февраль 1999	2.3	51.830	107.590
4	февраль 1999	3.2	51.833	107.583
5	август 1998	3.0	51.806	107.604
6	июнь – сентябрь 2014	1.5	51.824	107.582
7	июнь – сентябрь 2014	2.7	51.815	107.623

№ 5, 7 расположены в пределах мощной толщи песчаных отложений надпойменных террас, возвышающихся над уровнем уреза воды Уды и Селенги. Мощность песчаных отложений по скважинам, пробуренным в районе пункта 5, оценивается в 65–67 м. Превышение балльности достигает 3.0.

В результате исследования выявлено, что приращение балльности зависит от амплитудно-частотных характеристик сейсмического сигнала и фильтрующих свойств подстилающей толщи на исследуемых площадках.

Литература

1. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 283 с.

АРСЕНИДЫ И СУЛЬФОАРСЕНИДЫ КИНГАШСКОГО РТ-CU-NI МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

Объектом исследования является малораспространенная рудная минерализация Кингашского ультрамафитового массива, расположенного в пределах зеленокаменного пояса Канской глыбы Восточного Саяна и включающего в себя одноименное крупное Cu-Ni с МПГ месторождение [1, 2]. Несмотря на повышенный интерес к массиву, ряд вопросов его петрологической природы, а также механизмы формирования и локализации в нем руд по настоящее время остаются дискуссионными.

Кингашский массив (AR_2-PR_1) в плане картируется в виде крупной линзовидной интрузии (3×0.7 км), имеющей согласное залегание со структурой пород обрамления. Контакты его с вмещающей толщей тектонические. Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты представлены преимущественно кумулятивными дунитами, при этом верлиты и пикриты пользуются ограниченным распространением. Выделяемые породы не обнаруживают какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды,

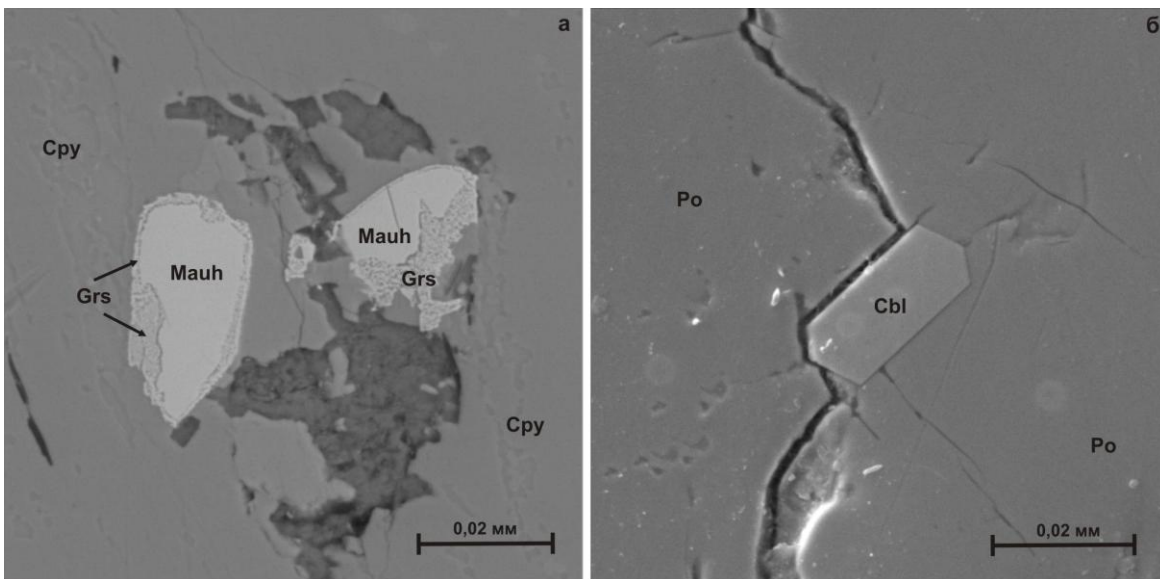
перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения [3].

Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с МПГ в Кингашском массиве обособляются в интерстициях главным образом кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разностях [3]. Руды преимущественно вкрапленные и охватывают в разной степени все ультрамафиты месторождения. Жильные сульфидные руды (брекчиевидные, массивные и флюидално-полосчатые, прожилковые) распространены в ограниченном объеме (около 0.3 %), их мощность – до 1.5 м. Минеральный состав руд месторождения очень разнообразен. Главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит.

К второстепенным минералам отнесены валлериит, кубанит, хромшпинелиды, пирит, марказит, маккинавит, борнит, сфалерит, ильменит, молибденит, касситерит, миллерит, халькозин, ковеллин, виоларит, самородная медь, различные гидроокислы железа. Среди малораспространенных минералов рудного комплекса отмечены теллуриды (алтаид, мелонит), вольфрамит, ильваит, галенит, никелин, маухерит, герсдорфит, брейтгауптит, паркерит, самородный висмут, аварунит. Так же разнообразны, но встречаются в очень мелких выделениях (не более 0.25 мм) минералы благородных металлов: высокопробное золото, электрум, кюстелит, амальгама золота и серебра, аурикуприд, тетрааурикуприд, их медистые и палладистые разновидности, гессит и МПГ [2].

Полученные результаты позволяют расширить минералогическую специализацию Кингашского Cu-Ni с МПГ месторождения.

В ходе настоящего исследования автором в процессе изучения вещественного состава рудных минералов Кингашского месторождения выявлены и изучены малораспространенные арсениды и сульфоарсениды: маухерит, герсдорфит и кобальтин. Маухерит ($\text{Ni}_{11}\text{As}_8$) и герсдорфит ($(\text{Ni}, \text{Fe})\text{AsS}$) отмечены в тесной ассоциации среди халькопиритовых агрегатов (рисунок, а). Маухерит формирует гипидиоморфно-зернистые и округлые мелкие зерна (до 0.04 мм), которые часто окольцовываются венцовой каймой герсдорфита, развиваемого, очевидно, по первому минералу.



Микрофотографии арсенидов и сульфоарсенидов в ультрамафитах Кингашского месторождения: Маух – маухерит; Grs – герсдорфит; Cbl – кобальтин; Cpy – халькопирит; Po – пирротин.

Химический состав арсенидов и сульфоарсенидов, вес. %

Минерал	Образец	Ni	Co	Fe	As	S	Сумма
Маухерит	C4Г-51.5-1	49.39	0.41	1.50	48.45	–	99.75
Герсдорфит	C4Г-51.5-2	36.20	–	17.32	36.14	10.24	99.90
Кобальтин	C-16-175-1	3.46	28.69	3.50	45.49	18.85	99.99
	C-16-175-3	4.09	28.02	3.48	45.75	18.66	100.00

Примечание. Определение химического состава выполнено путем тройных застрелов с последующим усреднением на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700, в ЦКП «АЦ Геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Заметим, что полученный химический состав маухерита (таблица) хорошо совпадает с химическим составом выявленного ранее зерном маухерита [2], а герсдорфит не обнаруживает в своем химическом составе примеси Co (ранее на Кингашском месторождении в составе герсдорфита отмечалась постоянная примесь данного элемента в диапазоне от 13.5 до 15.5 %). Автором предлагается такой известный ранее герсдорфит переименовать в «кобальтистый герсдорфит», как промежуточную разновидность в ряду твердых растворов герсдорфит-кобальтин.

Кобальтин (CoAsS) отмечен в ультрамафитах Кингашского месторождения впервые в виде мелких отдельных зерен идиоморфного (исходно – октаэдрического?) облика внутри зерен пирротина (рисунок, б). Незначительная примесь Ni в химическом составе кобальтина обусловлена изоморфным замещением им Co, а незначительные количества Fe – «загрязнением» зерен тонкой механической примесью пирротина (таблица).

Литература

1. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003. 192 с.
2. Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К., Шведов Г.И., Третьяков Н.А., Резников И.Г., Некос В.В. Путеводитель по Кингашскому месторождению медно-никелевых и благороднометалльных руд (Восточный Саян). Красноярск: КНИИГиМС, 2001. 72 с.
3. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 1–25.

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ-ЛЕКЦИИ

ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ БЕРИЛЛИЕВОГО ДАТИРОВАНИЯ

*Аржанников С.Г.**, *Аржанникова А.В.**, *Броше Р.***, *Жоливе М.****

* Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sarzhan@crust.irk.ru

** CEREGE, UMR7330, CNRS, Aix Marseille Univ., Aix en Provencee

*** Géosciences Rennes, UMR6118, CNRS e Université Rennes 1, Rennes Cedex

Для определения возраста последнего оледенения Восточного Саяна мы использовали геоморфологические методы, методы дистанционного зондирования и метод изотопного датирования экспонированных поверхностей по ^{10}Be in situ [1]. В процессе геоморфологических исследований построена карта максимального оледенения центральной части Восточного Саяна и прилегающих территорий. Карта включает границы распространения ледников, профили, характеризующие мощность ледников, абсолютные высоты боковых и конечных морен, мощности ледников в области формирования вулканов туйя и др. В ходе дешифрирования аэрофото- и космоснимков были выбраны объекты для более детальных исследований и датирования. К ним относятся конечные морены в долинах рек Жомболок, Сенца, Сайлаг и в Мондинской впадине.

Отбор образцов в различных частях морен преследовал цель охватить весь возрастной диапазон их формирования. Четыре образца (S07Be6, S07Be7, S07Be8 и S07Be9) были взяты с тыловой части конечной морены в долине р. Сенца. Три образца (S07Be13, S07Be14, S07Be15) отобраны с валунов на поверхности среднего вала Жомболокской конечной морены. Район отбора образцов характеризуется ровной, частично залесенной поверхностью. Другие три образца (S07Be10, S07Be11, S07Be12) были взяты в пределах приледниковой флювиальной равнины с крупных (2.0–2.5 м) валунов, расположенных в 2.5 км к востоку от края Жомболокской конечной морены, на участках, свободных от базальтовой лавы. Мы полагаем, что на этих участках валуны были защищены от значительной эрозии. Три образца (S07Be16, S07Be17, S07Be18) были взяты в различных частях Сайлагской конечной морены. Валун образца S07Be16 расположен в верхней части внешнего вала морены. Образцы S07Be17 и S07Be18 взяты с валунов, зафиксированных на поверхности внутренних валов морены. Еще три образца (S07Be19, S07Be20, S07Be21) отобрали с валунов Мондинской морены нижнего яруса.

Таким образом, образцы были взяты с поверхностей валунов, расположенных на четырех моренах, и на приледниковой флювиальной равнине среди поля базальтовой лавы. Географические координаты и абсолютная высота были получены с помощью портативного приемника GPS (ошибка 5 м). Для каждого образца был измерен угол топографического экранирования. При выборе места отбора образцов необходимыми условиями были: субгоризонтальная поверхность морены, максимальное расстояние от склона морены (чтобы исключить солифлюкционное влияние) и отсутствие термокарстовых депрессий. Всего было отобрано 16 образцов. Десять из них принадлежали выводящим ледникам с горного массива Пика Топографов, три образца принадлежали леднику, сформированному в пределах хребта Кропоткина, и три образца – Окино-Иркутному леднику.

Минимальные экспонированные возрасты, полученные при измерении космогенного изотопа ^{10}Be , показывают, что для каждой морены поверхностная концентрация изотопов в образцах примерно одинаковая. Исключения составляют два об-

разца (S07Be15 and S07Be16), взятые со среднего вала Жомболокской конечной морены и внешнего вала Сайлагской конечной морены соответственно. Эти две даты более древние, чем остальные из соответствующих групп. Как показано в работе [2], разброс экспонированных возрастов может быть связан с различными процессами (частичное погребение, денудация, выветривание, перемещение и вращение после деградации ледника и относительной стабилизации конечной морены и др.), поэтому стратегия идентификации и отбраковки может быть различной. В нашем случае два валуна (S07Be15 и S07 Be16) имеют более древний экспонированный возраст, чем другие валуны, с которых были взяты образцы, и это позволяет исключить их из рассматриваемых объектов. Средний возраст Мондинской морены нижнего яруса составляет 14 тыс. л. (3 образца). Средний возраст для Сенцинской (Сенцинская конечная морена) и Сайлагской (Сайлагская конечная морена) групп составляет 16 тыс. л. (6 образцов). Средний возраст Жомболокской группы (Жомболокская конечная морена и приледниковая флювиальная равнина) составляет 22 тыс. л. (5 образцов).

Удревнение возраста образцов может быть связано с более ранним экспонированием валуна в предыдущие эпохи выдвигания ледников. К примеру, образец S07Be15 был взят с поверхности среднего вала Жомболокской конечной морены. Экспонированный возраст образца составляет 39304 ± 2335 л., что соотносится с периодом существования Дархатского палеозера (53–35 тыс. л.) и выдвиганием Тэнгисгольского ледника в сторону долины р. Шишхид-Гол [3]. С учетом того факта, что хребет Большой Саян является единым центром оледенения для Тэнгисгольского и Жомболокского ледников, экспонированный возраст этого образца может коррелировать с одной из фаз выдвигания ледников в этом районе. Образец S07Be15 был взят с поверхности внешнего вала Сайлагской морены. Его экспонированный возраст составляет 62078 ± 3528 л., что соответствует стадии оледенения MIS 4. Возможно, что здесь, так же как и в предыдущем случае, имеет место более раннее экспонирование и связано оно может быть с зырянской фазой выдвигания ледников.

Проведенное датирование экспонированных поверхностей валунов конечных морен и приледниковых флювиальных равнин показало, что средневзвешенный экспонированный возраст в долинах Окинского плоскогорья составляет 16 и 22 тыс. л. и в Мондинской впадине 14 тыс. л., что соответствует MIS 2 (11–24 тыс. л.). Таким образом, в сартанское время ледники выдвинулись до позиции конечных морен ранних этапов оледенения, но при меньшей мощности льда.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00361).

Литература

1. Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourles D., Chauvet F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 49. P. 16–32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.06.005.
2. Balco G., Stone J., Lifton N., Dunai T. A simple, internally consistent, and easily accessible means of calculating surface exposure ages and erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements // Quaternary Geochronology. 2008. V. 3. P. 174–195.
3. Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // Quaternary Research. 2008. V. 69. P. 169–187.

СИБИРСКИЙ КРАТОН И СУПЕРКОНТИНЕНТЫ ДОКЕМБРИЯ

Гладкочуб Д.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Сибирский кратон является своеобразным «геологическим музеем», хранящим в своих «запасниках» свидетельства трех с половиной миллиардов лет истории развития Земли. На протяжении всего этого периода лик планеты многократно преобразался благодаря общей тенденции к увеличению площади консолидированной континентальной литосферы, а также за счет перемещения отдельных геоблоков относительно друг друга, согласно основным закономерностям тектоники литосферных плит, главными факторами которой являются процессы спрединга и субдукции. Благодаря миграции плит, отдельные континенты время от времени соединялись друг с другом, образуя крупные общепланетарные структуры, получившие название «суперконтиненты». Распад суперконтинентов, отражающий отделение континентов друг от друга, в свою очередь, приводил к открытию новых океанических бассейнов. В своей совокупности процессы образования и распада суперконтинентов («суперконтинентальные циклы») контролируют геодинамическую эволюцию Земли.

Согласно современным представлениям предполагается, что Сибирский кратон принимал участие в структуре целого ряда докембрийских суперконтинентов Арктика, Пангея-I, Нуна (или Коламбия) и Родиния.

Изучением этой проблемы на протяжении ряда лет занимался коллектив исследователей Института земной коры СО РАН в содружестве с российскими и зарубежными коллегами из Японии, Германии, Австралии и др. Результаты проведенных исследований позволили коренным образом пересмотреть ряд общепризнанных гипотез, касающихся роли Сибирского кратона в общей истории эволюции докембрийских суперконтинентов.

Полученные результаты позволяют предложить два основных вывода, касающиеся роли Сибирского кратона в структуре суперконтинентов докембрия.

Сибирский кратон, образовавшийся на рубеже около 1.9 млрд лет назад, не мог входить в структуру раннепалеопротерозойского суперконтинента Арктика.

На интервале времени около 1.9 млрд лет Сибирский кратон вошел в структуру суперконтинента Пангея-I. После частичного распада этого суперконтинента Сибирь, в ассоциации с рядом других кратонных блоков (Лаврентия, Гренландия), сохранилась в единой общей структуре (фрагмент Пангеи-I), ставшей «ядром» мезопротерозойского суперконтинента Родиния. С распадом Родинии прекратил свое существование и этот долгоживущий транспротерозойский (1.9–0.7 млрд лет) суперконтинент, после чего Сибирский кратон начал свое автономное развитие, вплоть до его трансформации в Сибирский континент в позднем палеозое – мезозое.

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ 28 ИЮНЯ 2014 Г. В ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦАХ (БУРЯТИЯ, РОССИЯ)

Кадетова А.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, kadetova@crust.irk.ru

Во всем мире селевые потоки приносят катастрофические разрушения в горных и предгорных районах. Помимо прямого ущерба, такого как разрушение зданий, повреждение коммуникаций, селевые потоки вызывают косвенный ущерб, который выражается в изменениях окружающей среды. К подобным изменениям, прежде всего, относятся занесение больших территорий селевыми отложениями, заиливание речных русел, озер.

Рано утром 28 июня 2014 г. из каровых долин хребта Тункинские Гольцы одновременно сошло семь селевых потоков различного масштаба [1]. Местные жители свидетельствуют, что всю ночь с 27 на 28 июня шел экстремальный ливень. Вода потоками шла по улицам поселка, затем с гор стали стекать грязекаменные потоки со стволами деревьев, уничтожая на своем пути все препятствия. О мощи потоков можно судить по тому, что огромные валуны размером до 3 м в диаметре были перенесены вниз, грязекаменным потоком были разрушены дома, автомобили. Судя по следам на деревьях и строениях, высота грязевого потока в районе конусов выноса составляла более 3 м. Все долины ручьев, по которым прошли селевые потоки, размывы до коренных пород, в бортах падей обнажены делювиальные отложения. Мелкие фракции второго, пятого и шестого потоков соединились и занесли территорию и окрестности поселка.

Основными факторами схода селевых потоков явились: во-первых, переувлажненное состояние массива рыхлых отложений, во-вторых, мощный поток воды, приведший в движение массы, в-третьих, увеличение глубины сезонного оттаивания грунта. В каровых долинах, в результате экстремального ливня и оттаивания сезонномерзлых пород, скопился большой объем воды, который увлажнил толщу рыхлых отложений. Когда воды накопилось критичное количество, толща рыхлых отложений обрушилась и селевые массы двинулись вниз, вовлекая в поток пролювиально-делювиальные отложения склонов. Определенные геоморфологические условия в совокупности с наличием рыхлых отложений, представленных флювиогляциальными отложениями каров и пролювиально-делювиальными отложениями склонов и климатическими особенностями региона, такими как большие перепады температур и периодические обильные атмосферные осадки, благоприятствуют развитию оползней, обвалов, осыпей, селей.

Селевые паводки 2014 г. в Тункинских гольцах нанесли социальный и экономический ущерб поселку Аршан, который выражен в человеческих жертвах, разрушении зданий, уничтожении и повреждении огородов местных жителей. Последствия могли быть куда более серьезными, если бы в районе бедствия плотность застройки была выше или здания были построены ближе к подножию хребта. Кроме того, селевые паводки привели к изменению некоторых компонентов окружающей среды: изменились русла действующих водотоков, уничтожены большие площади лесов, большие территории занесены песчаным материалом конусов выноса, временно, в течение нескольких дней, были перекрыты подземные минеральные источники.

Литература

1. Laperdin V.K., Levi K.G., Lekhatiniv A.M., Kadetova A.V., Pellinen V.A., Rybchenko A.A. 2014. Causes and consequences of catastrophic mudflows on 28 June 2014 near Arshan village in the Republic of Buryatia, Russia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. 5 (3). P. 799–816.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ СИБИРСКОГО РЕГИОНА (ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Козырева Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, kozireva@crust.irk.ru

Преобразование внутренних связей геологических процессов и изменение их форм во времени и пространстве, перестройка целевой направленности природной обстановки понимаются как трансформация геологической среды под воздействием внешних сред. Геологическая среда рассматривается, с одной стороны, как основа жизни и безопасного проживания людей, с другой – как источник возникновения природных и природно-техногенных неблагоприятных геологических процессов. Изучение динамики верхней части земной коры в связи с осуществляемой и планируемой деятельностью человека является основной целью инженерной геологии, в то время как наиболее актуальные задачи современного этапа развития научного направления связаны с изучением особенностей формирования опасных экзогенных геологических процессов и повышением безопасности геологической среды в условиях техногенеза. Требования к устойчивому развитию территорий, обеспечению безопасности среды проживания людей привели направление инженерной геологии к экологизации научных исследований, пересмотру отдельных теоретических положений в сторону их гармонизации с законами природы. В основу современных инженерно-геологических исследований положен принцип системного подхода с выделением природно-технических геосистем (ПТГ), учета региональных особенностей территорий и анализа пространственно-временного распространения экзогенных геологических процессов (ЭГП).

Региональные ПТГ с различными техническими параметрами, типами воздействий и неограниченным сроком эксплуатации формируют так называемые зоны влияния в геологическом пространстве. Под типом воздействия понимается весь комплекс сознательно осуществляемых мероприятий, необходимых для строительства, функционирования и развития инженерных сооружений и их комплексов или направленных на улучшение природной обстановки, а также антропогенных ландшафтов [5]. Зона влияния технического объекта имеет объемное распространение в пространстве и в зависимости от вида технической нагрузки может иметь объемно-площадное, объемно-линейное или локальное, точечное, влияние, ограниченное неким объемом распространения нагрузки на вмещающий горный массив, в пределах которого происходят изменения свойств геологической среды (перераспределение напряжений, изменение состояния грунтов, развитие экзогенных геологических процессов и др.). В пределах Сибирского региона выделяются группы ПТГ: промышленно-городские агломерации, водохранилища, линейные сооружения, туристско-рекреационные и агропромышленные геосистемы [2].

Геологическая среда подвержена трансформации в результате ее динамических взаимодействий с внешними средами – атмосферой, гидросферой, техносферой. Реакция геологической среды на внешние воздействия проявляется в виде развития как природных, так и геологических процессов природно-техногенного генезиса. Проблема особенностей развития разных групп экзогенных процессов в зонах влияния технических объектов остается достаточно острой, поскольку многие процессы в техногенных условиях эксплуатации технических объектов, значительно активизируясь, демонстрируют высокую динамику, переходя в группу особо опасных и угрожая высоким социально-экономическим ущербом. В областях уплотнения, соприкосновения или пересечения ПТГ складываются более сложные инженерно-геологические обстановки, чем в свободных от техногенных нагрузок территориях. Область распространения и воздействия регионального техногенеза в современных

условиях занимает значительные пространства региона и по интенсивности влияния сопоставима с действиями внешних сред (атмосферой и гидросферой).

В пределах Сибирского региона развивается широкий комплекс экзогенных процессов, многие из них унаследованно активизировались, а некоторые возникли вновь на ранее не деформированных территориях. В зонах влияния технических геосистем развивающиеся экзогенные геологические процессы вступают в парагенетические связи, усиливая проявления друг друга, и выступают индикаторами направленности развития искусственно созданной системы, ее состояния устойчивости и безопасности.

В процессе строительства и эксплуатации технических объектов наиболее распространенным процессом деформации поверхности является оползневый процесс. Нарушение естественного температурного режима грунтов, нарушение миграции поверхностных и подземных вод, недоучет литологии пород и унаследованность явлений, чрезмерное техногенное давление, наложение и локализация разнонаправленных техногенных факторов приводят к формированию оползневых деформаций. Оползневые тела расположены, как правило, локально, демонстрируя разные виды неглубоких, одномоментных смещений, но на отдельных участках с более сложными инженерно-геологическими условиями встречаются глубокие оползневые тела с медленными многолетними подвижками [3].

У карстового процесса в зонах влияния технических объектов выявлен техногенный характер современного развития. На территории Сибирского региона встречается три типа карста: сульфатный, карбонатный и соляной. Наибольшая современная динамика принадлежит карбонатному типу карста. Методами геофизического электропрофилирования выявлены карстовые депрессии в сульфатно-карбонатных породах зоны подпора одного из наиболее крупных сибирских водохранилищ – Братского. В зоне переменного водонасыщения при эксплуатации водохранилища активно протекают современные процессы выщелачивания. Ультрапресные воды, попадая в массив горных пород, формируют разупрочненную зону в области переменного подпора – пустоты, полости, трещины. Ежегодно обновляются карстовые формы, вскрываются карстовые полости, трещины в береговой полосе, отмечаются общие просадки территории. Карстовый процесс во взаимосвязи с эрозией ежегодно определяет экстремальные величины прироста карстово-эрозионных форм. Природным фактором, способствующим развитию карстово-эрозионных провалов, является тектоническая раздробленность массивов, приуроченность карстовых форм к разломно-блоковому строению участка [1]. Современная динамика техногенного карста (с 2000 г.) отличается от периода наполнения и первого этапа эксплуатации водоема. В первую очередь современную динамику карстового процесса отличает стабильно устойчивая во времени активность процесса, отражающая в приращении свежих форм проявления карста на дневной поверхности, в наличии ежегодных обновлений карстовых деформаций в приурезовой полосе и на выровненных поверхностях берегового склона.

Развитие одного типа процессов определяется набором процессоформирующих факторов при определенных условиях, тогда как этот действующий набор факторов может являться одновременно составляющей разных генетических групп процессов. При таких обстоятельствах возникают совместно развивающиеся типы или ассоциации процессов. Формируются корреляционные зависимости экзогенных процессов, теснота связей которых определяется средой и условиями развития, силой воздействия техногенного фактора. В природно-технических геосистемах естественные природные процессы заменяются сложными, неустойчивыми природно-техногенными и техногенными процессами. Формируются различные сочетания процессов, их зависимости и переходные разности. Синергетические эффекты такого развития гораздо более масштабны, чем от одного типа природного процесса.

При анализе типов соседства экзогенных геологических процессов площадной процесс выветривания рассматривается как базовый, как основа для развития других генетических типов процессов. В условиях южной криолитозоны с глубоким сезонным промерзанием и островным распространением многолетнемерзлых пород процесс выветривания играет ключевую роль в формировании экзогенных геологических процессов, их цикличности, динамике и механизмах [4].

Взаимодействие экзогенных геологических процессов формирует современные инженерно-геологические обстановки территорий, закономерности смены ведущего процесса в цикле, определяемом в большинстве случаев эксплуатационными параметрами технического объекта. Таким образом, на основании научно-исследовательских, в том числе мониторинговых, работ установлены основные типы совместного развития функционального взаимодействия экзогенных процессов:

Тип территориального соседства – прежде всего характеризуется отсутствием взаимного влияния на механизм и динамику соседствующего экзогенного процесса.

В качестве примера это локализация эоловых полей и оползневых форм в пределах единого морфометрического полигона, где отмечается простое территориальное соседство и отсутствие взаимного влияния.

Тип взаимовлияния – это воздействие одного процесса на другой (провоцирование/торможение), приводящее к обоюдным изменениям в механизме, динамике и других экзогеодинамических показателях в развитии отдельного экзогенного процесса.

На практике наиболее широко распространены типы взаимного влияния процессов, потому это наиболее обширная группа. Одним из ярких примеров взаимовлияния процессов служат генетические подтипы берегов Байкало-Ангарской гидротехнической геосистемы: абразионно-обвальные, абразионно-осыпные, аккумулятивно-эрозионные и др., а также сочетание процессов в условиях влияния других природно-технических геосистем: эрозионно-оползневой тип взаимодействия, эрозионно-эоловый и др. При таких сочетаниях процессы могут протекать вместе, усиливая друг друга, увеличивая площади пораженности. Зачастую взаимовлияние процессов выражается в нивелировке форм проявления соседствующих процессов, последовательной смене ведущего процесса в течение цикла.

Зависимость – последовательная реакция одного процесса на развитие другого (восприимчивость), приводящая к активизации или зарождению другого экзогенного процесса. По такому типу зависимости развиваются «экзотические» оползни в Приангарье в карстующихся породах. Динамика оползневого процесса и механизм деформаций предопределяются скоростью карстового процесса и образованием ослабленных зон.

К числу унаследованных относятся криогенные, гравитационные экзогенные процессы, а также разновидности выветривания и процессы, связанные с деятельностью поверхностных и подземных вод. Карстовый процесс зон влияния технических объектов носит черты техногенной активизации. Техногенные процессы, не свойственные ранее данной территории, включают абразионную и аккумулятивную группы процессов на берегах искусственных водоемов. Как показывают исследования, экзогенные геологические процессы в условиях техногенеза развиваются совокупно, циклично, а формы и масштабы проявлений зависят от геолого-литологических особенностей и механизмов их функциональных взаимодействий.

Анализ трансформации геологической среды Сибирского региона является сложной теоретической и практической задачей в силу многофакторности и изменчивости компонентов системы и степени нагрузки внешних сред. Совместное развитие ЭГП в пределах элементарных и локальных геосистем может выражаться как в усилении проявления, взаимовлиянии процессов друг на друга, так и в простом тер-

риториальном соседстве; кроме того, процессы могут выступать последовательно. Это обстоятельство влияет на коррекцию инженерных решений на этапах строительства и эксплуатации технических объектов, на выбор конструктивных решений при организации защитных мероприятий. Большинство региональных современных экзогенных процессов носит выраженный техногенный характер, отмечается рост показателей геодинамической активности процессов. Изучение закономерностей развития экзогенных геологических процессов, механизмов и динамики их проявлений служит основой обеспечения безопасности окружающей среды и залогом позитивного развития социально-экономической сферы региона в будущем.

Литература

1. Mazaeva O., Khak V., Kozyreva E. Model of erosion-landslide interaction in the context of the reservoir water level variations (East Siberia, Russia): factors, environment and mechanisms // J. Earth System Science. 2013. V. 122, № 6. P. 1515–1533.
 2. Козырева Е.А. Влияние техногенеза на геологическую среду: особенности развития экзогенных геологических процессов юга Восточной Сибири // Отечественная геология. 2014. № 4. С. 41–50
 3. Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Мазаева О.А., Хак В.А., Кадетова А.В. Опасные инженерно-геологические процессы зоны влияния Байкало-Ангарской гидротехнической системы // ГеоРиск. 2012. № 3. С. 46–55.
 4. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Рыбченко А.А. Предварительный анализ температурного состояния грунтов острова Ольхон (по данным мониторинга) // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 4. С. 81–84.
 5. Трофимов В.Т., Баулин В.В., Зекцер И.С., Пиннекер Е.В., Хасанов А.С. Закономерности изменения инженерно-геологических, гидрогеологических и геокриологических условий при интенсивном техногенном воздействии // Проблемы рационального использования геологической среды. М.: Наука, 1988. С. 37–61.
-

ВОПРОСУ О МЕХАНИКЕ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Мельникова В.И.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vimel@crust.irk.ru

Изучение очага тектонического землетрясения является наиболее актуальной задачей современной сейсмологии и, несомненно, более трудной по сравнению с изучением строения Земли. В первую очередь это связано с необходимостью выделения на сейсмограммах непосредственно очагового излучения, для чего следует учитывать множество факторов, влияющих на форму записи сейсмических колебаний. К таким факторам относится структура среды распространения сейсмических волн, искажающее влияние аппаратуры и т.д.

С момента появления в 1910 г. гипотезы упругой отдачи Рейда, связывающей землетрясение с разрушением материала Земли, и до настоящего времени физические представления о сейсмическом источнике претерпели значительные изменения. Однако определение очага в виде разрыва сплошности материала Земли под действием сдвиговых напряжений по некоторой (плоской) площадке [3], принятое в свое время большинством исследователей, до сих пор является универсальным.

Очаговая сейсмология, являясь экспериментальной наукой, тесно связана с развитием физики разрушения твердых тел, совершенствованием математического аппарата и вычислительных методов исследования. На начальном этапе изучения землетрясений (в 20–30-х годах прошлого столетия), когда возможности регистрирующей аппаратуры были весьма ограничены, а теоретическая база слабо развита, чрезвычайно удачным можно считать принятие двух простейших математических моделей точечного очага: пары сил с моментом (диполь) и двойной пары сил без

момента (двойной диполь) [2]. При условии, что источник сейсмических волн рассматривается в макроскопическом масштабе, последняя модель до сих пор успешно используется для представления данных о фокальных механизмах в различных сейсмологических агентствах. С другой стороны, для детальных исследований ближней к эпицентру зоны точечная модель не годится, так как, исходя из физических соображений, очаг сложно представить в виде геометрической точки (фокуса), поскольку он имеет объем и определенные размеры. В конечном итоге, можно считать, что фокус, определяемый по материалам наблюдений, находится внутри некоторого сейсмоактивного объема и представляет собой точку начала разрыва и излучения первых Р-волн [1]. В зависимости от поставленных задач исследователи пользуются тем или иным представлением сейсмического источника.

В многочисленных публикациях, посвященных изучению очага землетрясения, для описания наблюдаемых данных использовались различные теоретические модели: дилатантно-диффузионная, лавинно-неустойчивого трещинообразования, консолидации среды, неустойчивого скольжения по разлому и многие другие [3]. Такое положение дел вполне отражало состояние науки своего времени.

Определенные успехи в развитии теории очага землетрясения на основе механики разрушения были достигнуты во второй половине XX в. Этому способствовало активное изучение сейсмических событий в естественных условиях и при лабораторном эксперименте, а также качественные сейсмологические наблюдения, проводимые в эпицентральных зонах сильных сейсмических событий. В ряде классических работ [1, 3, 5 и др.] были отражены существенные результаты исследований в рассматриваемой области. В частности, весьма успешным было введение в теорию очага понятия тензора сейсмического момента (ТСМ) [3, 5], численной характеристики длиннопериодного излучения из сейсмического источника. Это позволило определять такие его параметры, как снятое с площади разрыва напряжение, размер потенциальной подвижки, моментную магнитуду и т.д. Кроме того, ТСМ позволил рассматривать и тектонические аспекты сейсмичности, при этом совершенствование геологических и тектонических представлений о формировании разрывов в земной коре помогло понять особенности полей напряжений и деформаций, наблюдавшихся в эпицентральных зонах относительно сильных землетрясений. Огромную роль указанные представления сыграли в развитии тектоники плит. Так, параметры ТСМ, определяемые оперативно в крупных сейсмологических агентствах (GCMT, NEIC и других), используются для установления глобальных характеристик напряженно-деформированного состояния активных сейсмических поясов, количественных оценок выделившейся сейсмической энергии, а также для сопоставления кинематических характеристик смещений в очагах сейсмических событий с аналогичными в зонах разломов. Стоит отметить еще одно важное обстоятельство, связанное с использованием статистических оценок ТСМ землетрясений. Такие данные являются основой реконструкций напряженно-деформированного состояния земной коры различных сейсмоактивных районов в целом [4].

Поскольку получение все более реалистичных моделей очага землетрясения неразрывно связано с прогрессом в науках о Земле, на сегодняшний день можно считать, что исследования в области очаговой сейсмологии еще далеки от завершения. Очевидно, что прогресс в понимании природы землетрясений в будущем будет способствовать и пониманию процессов его подготовки, что чрезвычайно важно для предотвращения крупных сейсмических катастроф.

Литература

1. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
2. Кейлис-Борок В.И. и др. Исследование механизма землетрясений // Труды Ин-та физики Земли АН СССР. 1957. № 40.

3. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
 4. Юнга С.Д. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58.
 5. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 2: Estimation on earthquake moment, released energy and stress-strain drop from G-wave spectrum // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1966. V. 44, № 1.
-

ПРАКТИЧЕСКИЕ СОВЕТЫ ПО ПОДГОТОВКЕ ПУБЛИКАЦИЙ И ПРЕЗЕНТАЦИЙ ДОКЛАДОВ

Скляр Е.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru
Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

На основании опыта подготовки собственных публикаций и рецензирования чужих рукописей предлагаются некоторые практические советы при подготовке статей, которые касаются: а) названия статей, б) аннотации, в) вводной части, г) структуры статьи, д) подготовки таблиц, е) подготовки иллюстраций, ж) основных выводов статьи, з) использования ссылок. Обсуждаются типовые ошибки и недочеты разных компонентов научных публикаций.

Приводятся и расшифровываются основные правила (заповеди) подготовки научных сообщений:

1. Доклад должен быть адресным.
2. Соблюдайте регламент.
3. Не пытайтесь втиснуть в презентацию все, что вы знаете по заявленной теме.
4. Не пытайтесь увеличить количество материала в докладе за счет быстрой речи.
5. Не читайте доклад по написанному тексту.
6. Не вставляйте в презентацию большие куски текста.
7. Не вставляйте в презентацию таблицы.
8. Не «прыгайте в разные стороны» во время доклада.
9. Не будьте скучными.
10. Самое важное в докладе – это вступление и заключение.

Более подробная информация о докладе содержится в публикациях [1, 2].

Литература

1. Скляр Е.В. Как писать научные статьи: некоторые шаблоны и типовые ошибки (памятка для студентов, аспирантов и молодых специалистов) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 8–22.
2. Скляр Е.В. Десять заповедей начинающего докладчика (памятка для студентов, аспирантов и молодых специалистов) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 10–13.

О ПРИРОДЕ ПЕРВИЧНОЙ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ДЕЛИМОСТИ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ И СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Шерман С.И.

Институт земной коры СО РАН, СО РАН, Иркутск, ssherman@crust.irk.ru

Палеогеодинамическая история становления литосферы Земли с раннего архея хорошо изучена методами палеогеодинамики, исторической геологии, палеонтологии, геохимии, палеомагнитными, радиоактивными датировками пород и другими лабораторными и экспериментальными исследованиями [3]. Последовательное эволюционное развитие верхней оболочки Земли нарушалось геодинамическими суперконтинентальными циклами, шесть из которых существенно преобразовывали лик Земли: катархейские циклы – суперконтинент Ваальбара (около 2.8–3.6 млрд лет назад), в состав которого входили протоконтиненты (кратоны) Каапваль и Пилбара, гипотетический суперконтинент Ура (около 3 млрд лет назад), суперконтинент Кенорленд (около 2.7 млрд лет тому) насчитывал уже четыре кратона, и последующие суперконтинентальные циклы Колумбия (1920–1520 млн лет), Родиния (1100–750 млн лет) и Пангея (220–150 млн лет). Раскол Пангеи произошел приблизительно 150–220 млн лет назад на два крупных континента — Лавразию и Гондвану. Северный континент Лавразия позже раскололся на Евразию и Северную Америку, в то время как из южного континента Гондвана произошли Африка, Южная Америка, Индия, Австралия и Антарктида.

В результате каждого суперконтинентального цикла возникли крупные блоки литосферы. Их комбинации, вызванные изменением количества и площадей блоков, варьировались от цикла к циклу. Неизменным в блоках оставался состав некоторых из слагающих их пород и минералов. На современном этапе эволюции литосферы это дает нам возможность установить возрастной интервал формирования литосферного блока или как минимум его сохранившейся после геодинамических перестроек реликтовой (базовой) части. Палеогеодинамические реконструкции по формам блоков, их размерам и даже количеству не всегда идентичны. Много вопросов возникает по первичной делимости формирующейся литосферы Земли.

Современная литосфера Земли сформирована за период развития более чем 4 млрд лет [3] от остывающей горячей квазижидкой оболочки примитивной мантии через наращивающую толщину твердеющую протолитосферу до нынешней многослойной планетарной структуры, расчлененной на блоки различных иерархических уровней [4, 6].

Нами предпринята попытка провести тектонофизическую реконструкцию первичной делимости протолитосферы до ее отвердевания и, следовательно, до начала суперконтинентальных циклов и других процессов, связанных с деструкцией и/или наращиванием блоков или их разрушением. Рассмотрим возможность реконструкции первичной делимости формирующейся протолитосферы, оценив, прежде всего, в количественной форме современную карту плит литосферы и закономерности ее делимости.

Мегамасштабная (по размерам блоков и в то же время мелкомасштабная по классификации масштабов карт) делимость литосферы на современном этапе может быть количественно оценена на основе карты литосферных плит, составленной П. Бердом [1]. Карта характеризуется двумя особенностями: (1) композицией плит на современной земной поверхности и (2) расчетами их площадей в стерадианах. Для анализа композиционных соотношений между площадями литосферных плит и границами между ними П. Берд показал плиты «вплотную» друг к другу, тем самым условно восстанавливая (не более! – С.Ш.) структуру «сплошной» земной поверхности. Она представлена состоящей из 52 разноранговых по размерам плит и блоков.

Вторая особенность карты заключается в использовании для измерения площадей блоков безразмерной единицы – стерадиана, позволяющей избежать некоторых искажений при их (блоков) сравнительной количественной оценке в случаях расположения на сферах разных радиусов или широтах одной сферы. П. Берд вычислил площади и оценил границы между современными разновеликими литосферными плитами и блоками. Им впервые установлена математическая закономерность в скачкообразном, неравномерном уменьшении размеров площадей разноранговых плит на современной земной сфере.

Для уточнения закономерностей делимости литосферы на разных масштабных уровнях и временных периодах ее формирования материалы П. Берда дополнены данными С.И. Шермана, К.Ж. Семинского и А.В. Черемных [10]. Для сопоставлений в единой системе физических единиц СИ размеры плит и блоков разных иерархических уровней переведены в систему измерений в квадратных километрах площадей плит и их характерных линейных размерах в километрах.

Повторное вычисление регрессии П. Берда в своей средней части от мега до средних размеров плит и блоков позволило получить уравнение (1), которое вместо площадей в качестве независимой переменной величины содержит усредненный поперечный размер плиты или блока L и его положение в последовательном числовом ряде плит и блоков N :

$$N_c = 2259.3L^{-0.67} \quad (1)$$

(поперечный размер блока рассчитан по соотношениям $L_{\text{бл}} = \sqrt{S_{\text{бл}}}$, [7]):

Вычислены регрессии для средних и мелких по размерам блоков по дополнительным данным [10], что позволило получить уравнение:

$$N_c = 7049.0L^{-0.91}, \quad (2)$$

которое отражает делимость «твердой» литосферы на крупные и более мелкие блоки (рисунок). По важному показателю угла наклона линии регрессии уравнение (2), построенное по большому количеству данных на основе геолого-структурных карт континентальных территорий различных масштабов, отличается от уравнения (1) увеличением угла наклона, что означает относительное превалирование количества «мелких» блоков над «крупными» – природное соотношение крупных и мелких, но подобных естественных объектов.

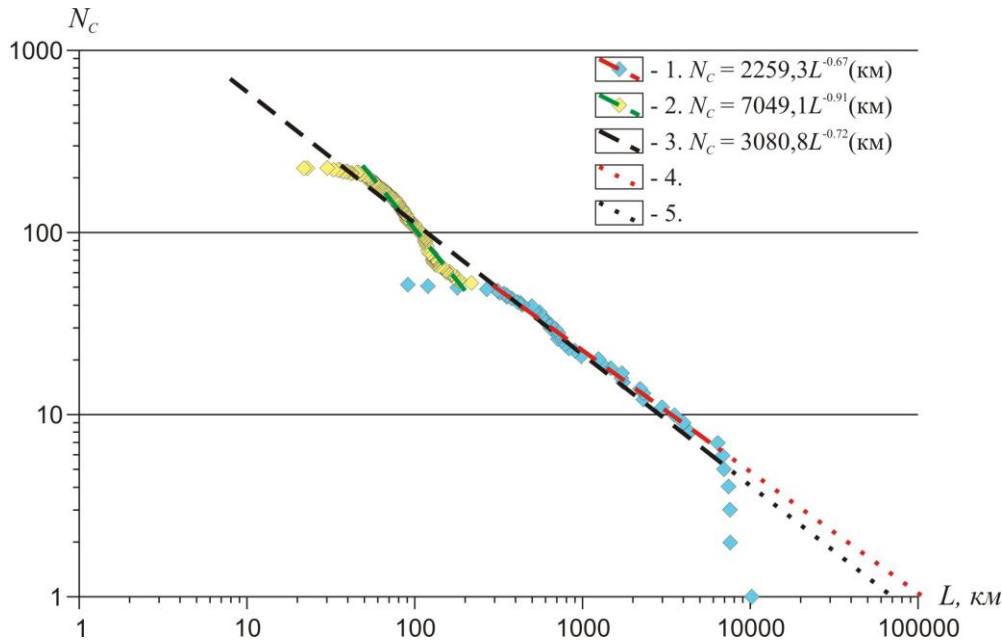
Оценена регрессия по суммарному количеству данных, взаимно дополняющих друг друга по блокам различных характерных поперечных размеров, описываемая уравнением:

$$N_c = 3080.8L^{-0.72} \quad (3)$$

(рисунок). Оно существенно сглаживает переход между мелкими литосферными блоками и внутриконтинентальной блоковой делимостью и, таким образом, продолжает линию регрессии, увеличивая интервал усредненных размеров блоков в сторону их мелких разновидностей, вплоть до «кусковатости» обломков горных пород.

Сходство полученных различными экспериментальными путями уравнений, математически отражающих физику разрушения твердого тела на широком масштабном уровне (от мегамасштабов до обломков горных пород с поперечниками в десятках сантиметров), свидетельствует об автоточности процессов блоковой деструкции (делимости) литосферы.

Подобие процессов деструкции твердого тела на различных масштабных уровнях давно известно в физике разрушения твердых и упруговязких тел [9]. Полученные степенные зависимости согласуются с выводами [9], однако размах масштабных иерархических уровней до мегавеличин, пожалуй, рассматривается нами впервые.



Графики взаимосвязи средних поперечных размеров плит и блоков литосферы: 1 – [1]; 2 – линия регрессии по уравнению (3); 3 – Совмещенная линия регрессии по [1 и 3]; 4 – экстраполяция линии регрессии по данным уравнения (1); 5 – экстраполяция линии регрессии по данным уравнения (3). N_c – последовательность литосферных плит и блоков в порядке увеличения усредненных характерных размеров L , км.

Размеры шести крупнейших современных плит литосферы не вписываются в проведенный анализ. Их площади практически идентичны, в последовательном числовом ряду соотношений $\lg N = f(\lg S)$ не соответствуют закономерностям деструкции твердого тела.

Большие массы современных литосферных плит, «претерпевших» в своем эволюционном развитии несколько крупнейших геодинамических катастроф, свидетельствуют о их (плитах) изначально примерно равных мегаплощадах. Генетически они были заложены в период остывания и становления протолитосферы, и другой физической закон предопределял ее делимость.

Остывающая масса стремится «отдать», избавиться от излишков тепловой энергии и ускорить процесс согласования тепловых параметров с окружающей средой. Интенсивная диссипация тепловой энергии остывающей низковязкой, квазижидкой, оболочкой Земли наилучшим образом может реализовываться конвекцией примитивной мантии в формах ячеек Рэлея-Бенара. Физические условия возникновения конвекции регулируются соотношениями главных параметров остывающей среды, объединенными в числе Рэлея Ra :

$$Ra = g\beta\Delta T L^3 / \nu\chi, \quad (4)$$

где g – ускорение свободного падения; L – характеристический размер области жидкости; ΔT – разность температур между поверхностью и нижним слоем жидкости; β – коэффициент теплового расширения жидкости; ν – кинематическая вязкость жидкости; χ – температуропроводность жидкости.

Для рассматриваемого состояния среды можно принять: $g = 9.8 \text{ г/см}\cdot\text{с}^2$; $\beta = 2 \cdot 10^{-5}$ – мантия; $\Delta T = 1300 \text{ }^\circ\text{C}$; $L = 3 \cdot 10^8 \text{ см}$; $\nu = 10^{20-22} \text{ Па}\cdot\text{с}$; $\chi = 10^{-2}$ – базальт [5].

Приняв минимальные значения величин в числителе и максимальные в знаменателе, при самом грубом расчете по уравнению (4) получаем: $Ra = 10^7$. Оно свидетельствует о возможности конвекции в условиях остывания протолитосферы [2], и, следовательно, весьма вероятны ее структурные межъячейчатые реликты и их длительное существование.

Конвекция в достаточно мощном слое формирует структуру конвективных ячеек, соизмеримую по размерам с мощностью конвектируемого слоя [4]. Образующиеся в нем четырехгранные, шестигранные или округлые ячей первоначально будут иметь радиус, соответствующий толщине конвектируемого слоя, около 2900–3000 км, а диаметр около 6000 км или больше, поскольку площадь слоя существенно превосходит его толщину. Площадь поверхности, формирующейся на остывающей земной поверхности ячеек, будет примерно соответствовать одному стерадиану. На остывающей верхней оболочке Земли при идеальном стечении обстоятельств могло максимально сформироваться около 12 крупных конвективных ячеек. Необходимо учитывать, что границей нижней поверхности ячеек является внешнее ядро Земли, площадь которого в четыре раза меньше площади поверхности Земли, хотя единица измерения не изменяется. Ограниченная площадь нижней поверхности ячеек не позволяет им в полной мере реализовать свои максимальные размеры на земной поверхности. В целом можно считать, что общее количество первичных ячеек, определяющих первоначальную делимость формирующейся протолитосферы, лежит в интервале между минимумом 3 и максимумом 12.

Палеогеодинамические реконструкции очень далекого прошлого не противоречат расчетным данным о том, что конвекция в остывающей верхней оболочке Земли способствовала ее первоначальной делимости как минимум на три крупнейших блока формирующейся литосферы. Существование двух из них как будто неоспоримо. По мере остывания и наращивания отвердевающей коры процесс конвекции опускался гипсометрически ниже, изменялись условия и количество конвектирующих слоев (горизонтов), многограннее становился геодинамический процесс.

Вернемся к рисунку и проведем экстраполяцию линий регрессий по уравнению (3). Она несколько увеличивает угол наклона линии регрессии, приближая ее к субвертикальной линейно выстраиваемой позиции современных континентов, максимальных по характерным размерам литосферных блоков. Подобная корректура показывает, что раскол первичной протолитосферы Земли заложен общеземным процессом конвекции остывающей мегамассы ее поверхности. Естественно, после нескольких последовательных суперциклов развития геодинамики Земли трудно анализировать степень сохранности ее первичных структурных форм, особенно по размерам площадей. Совершенно ясно, что все сформировавшиеся литосферные блоки уже не исчезали с поверхности Земли. Есть вероятность того, что реликты их наиболее крупных изначальных формирований в разной степени трансформировались, увеличивались или уменьшались в площадных размерах, перемещались по земной поверхности или погружались и ассимилировались в глубинах Земли. По современным блоковым структурам литосферы выстраивается последовательный ряд ее делимости, включающий две совершенно разные генетические группы их формирования.

Можно констатировать, что формирование блоковой делимости литосферы происходило в два этапа и генетически взаимосвязано с двумя максимально длительными периодами ее эволюции и переходным состоянием от остывающего низковязкого тела к твердому. Первый этап – интенсивное остывание примитивной мантии благодаря конвекции, формирование инициальной верхней оболочки Земли, ее отвердевание и первичная делимость, предопределенная законами гидродинамики. Второй этап – неоднократная интенсивная деформация твердой оболочки Земли – литосферы, предопределенная законами разрушения твердого тела. Каждый из этапов отражает различные тектонофизические закономерности заложения блоковой делимости литосферы и, как следствие, длительность сохранности ее наиболее ранних форм – крупных литосферных плит. В последующей эволюции литосферы Земли неоднократно нарушалась динамика блоковых структур и дестабилизировалась мантийная конвекция. При нарушении допустимых соотношений параметров в чис-

ле Рэлея конвекция становится нестационарной и система плит вновь вынуждена перестраиваться. Численные решения систем уравнений переноса энергии, массы и импульса показывают, что конвекция в мантии происходит с самогенерацией совокупности плит. «Эта система плит возникает неизбежно, и для этого не требуется никаких дополнительных граничных и начальных условий» [8]. Изложенное поясняет, почему в истории Земли были многочисленные, в том числе суперконтинентальные, циклы, вызванные естественным ходом ее эволюции, при безусловном участии конвективных процессов в мантии.

Автор благодарит академика М.И. Кузьмина и к.г.-м.н. В.А. Санькова за неоднократные дискуссии и глубокое обсуждение вопросов, связанных с палео- и современной геодинамикой литосферы.

Исследование выполнено по базовому плану научно-исследовательских работ лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН.

Литература

1. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G3 // An Electronic journal of the Earth sciences. 2003. V. 4, № 3. P. 1–52.
2. Getling A.V. Rayleigh-Benard convection: structures and dynamics. Singapore – New Jersey – Hong Kong: World Scientific, 1998.
3. Kuz'min M.I. The Precambrian history of the origin and evolution of the Solar System and Earth. Part 1 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5 (3). P. 625–640.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е дополн. изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.
5. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика. Физика горных пород: Учеб. для вузов. 2-е изд. перераб. и доп. М.: "Нефть и газ", 2004. 368 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34, № 4. С. 3–13.
7. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982. № 12. С. 3–18.
8. Трубицын В.П., Трубицын А.П. Численная модель образования совокупности литосферных плит и их прохождения через границу 660 км // *Физика Земли*. 2014. № 6. С. 138–147.
9. Филиппов А.Ф. О распределении размеров частиц при дроблении // *Теория вероятностей и ее применения*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. VI. Вып. 3. С. 14–19.
10. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18, № 2. С. 41–53.

Авторский указатель

А

Агафонов Ю.А.	55, 116
Агеев А.О.	10
Алексеев С.В.	98
Алексеева Л.П.	98
Аржанников С.Г.	228
Аржанникова А.В.	204, 228
Аузина Л.И.	24
Афанаскин И.В.	11, 100
Афанасьева С.А.	13, 15
Афонькин А.М.	17

Б

Бадашкова Е.Е.	19
Бадмаева О.Л.	21
Баринов Н.Н.	118
Башкеев А.С.	21, 28, 194
Белов В.А.	21
Белоголова Г.А.	51
Борняков С.А.	188
Бочкарева В.И.	40
Броше Р.	228
Брыжак Е.В.	22
Буддо И.В.	55, 116
Буй Ле Тху	24
Булгаков Н.С.	26
Бухалов С.В.	28, 104
Буянтуев М.Д.	30, 106
Бызов Л.М.	32
Быкова В.Г.	34

В

Ванин В.А.	36
Васильев А.П.	40
Васильев Д.А.	38
Вольпин С.Г.	100
Воробьева Е.В.	42
Восель Ю.С.	43
Воскресенский А.Г.	46

Г

Гавриленко Т.В.	91
Герман В.И.	62, 64
Герман Е.И.	140
Гладков А.С.	166

Гладкочуб Д.П.	230
Гомульский В.В.	55
Гонегер Т.А.	48
Горбунова Е.А.	49
Гордеева О.Н.	51
Горовой В.А.	36, 53
Гусейнов Р.Г.	55
Густайтис М.А.	57, 126

Д

Давыденко Ю.А.	104, 220
Даниленко В.В.	122
Данусевич Н.О.	59
Денисенко И.А.	60
Диханов Е.Н.	72
Добрынина А.А.	62, 64, 66
Долгая А.А.	68
Дорогокупец П.И.	178
Дугданова Е.Е.	70

Е

Елбаев А.Л.	48
Ефименко О.С.	72
Ефименко С.А.	72

Ж

Жилич С.В.	74
Жоливе М.	228
Журкова И.С.	76

З

Замятин А.Л.	78
Зарубина Н.В.	118

И

Иванов Е.В.	132
Иванова И.С.	80

К

Кадетова А.В.	231
Какоурова А.А.	87
Калашникова Т.В.	82
Каргалов Ф.С.	84
Кириллов М.В.	85
Ключевская А.А.	87
Кобелев М.М.	89, 209

Кобелева Е.А.	89	П	
Козырева Е.А.	134, 158, 160, 232	Павлов Н.Ч.	128
Колеватов А.А.	91, 213	Павлова В.Ю.	130
Колот Е.А.	93	Павлова Л.А.	222
Комарова Я.С.	95	Пантелеев И.А.	188
Кононов А.М.	98	Паршин А.В.	220
Коробков И.Г.	40	Пашкова Г.В.	132
Корсаков А.К.	114	Пеллинен В.А.	134, 137
Костицын Ю.А.	95	Петров А.В.	55
Кошкарев Д.А.	166	Плюснин А.М.	196
Кривоногов С.К.	74	Потехина И.А.	166
Крыганов П.В.	11, 100	Предеин П.А.	26, 64, 140, 211
Кузьмина Е.А.	102	Проскуракова З.В.	142
Л		Р	
Лаврентьева Н.А.	104	Рахимов И.Р.	143
Лазарева Е.В.	126	Реснянский И.О.	145
Лапердин В.К.	137	Рубцова М.Н.	147
Ласточкин Е.И.	106	Рудая Н.А.	74
Леви К.Г.	137	Руднева Н.А.	149
Левин А.В.	113	Русаль О.С.	151
Литасов К.Д.	178	Рыбченко А.А.	137, 160
Лопатин М.Н.	108	С	
Лухнева О.Ф.	89	Садыкова Я.В.	152
Лю Юньде	98	Салко Д.В.	154
М		Самойлова О.М.	156
Ма Тенг	98	Саньков А.В.	66
Магидов С.Х.	109	Саньков В.А.	46, 66
Маркова П.А.	111	Светлаков А.А.	158, 160
Маркова Ю.Н.	132	Селятицкий А.Ю.	162
Марчук М.В.	113	Семинский А.К.	164
Машук И.М.	204	Серебряков Е.В.	166
Межеловская С.В.	114	Середкина А.И.	168
Межеловский А.Д.	114	Склярёв Е.В.	237
Мельникова В.И.	235	Скузоватов М.Ю.	170
Мироманов А.В.	10	Сластников В.В.	172
Мисюркеева Н.В.	116	Смирнов Ю.В.	174
Михайлик Е.В.	118	Смирнова Ю.Н.	176
Михайлик П.Е.	118	Соколова Т.С.	178
Михеева Е.А.	120	Старикова А.Е.	180
Мордвинова В.В.	89, 209, 211	Стреляев В.И.	182, 183
Москалев О.М.	122	Суворов А.О.	185
Мотова З.Л.	124	Т	
Мусаев Г.Ю.	109	Тагиев Э.А.	187
Мягкая И.Н.	57, 126	Тарасова А.А.	188

Татьков И.Г.	26	Э	
Татьков П.Г.	190	Эрдынеев Б.Р.	224
Тирских С.А.	192		
Ткачева К.Ю.	194	Ю	
Треусов А.В.	209	Юричев А.Н.	225
Трынкова Д.С.	89		
Тубанов Ц.А.	64, 140, 224	Я	
		Яковлев С.В.	28
У			
Удоратина О.В.	70		
Украинцев А.В.	196		
Уляшева Н.С.	198		
Ф			
Федорова Е.А.	200		
Фомин М.А.	202		
Фролов А.О.	204		
Х			
Хайрулина Л.А.	206		
Ханчук А.И.	118		
Харитонов А.С.	207		
Хритова М.А.	89, 209		
Хубанов В.Б.	30		
Худоногова Е.В.	147		
Ц			
Цыдыпова Л.Р.	211		
Ч			
Чен-лен-сон Ю.Б.	213		
Черенева В.А.	214		
Чертовских Е.О.	216		
Чувашова И.С.	149		
Чумбаев А.С.	57		
Ш			
Шагун А.Н.	66		
Шаргородский А.В.	194		
Шарлов М.В.	55		
Шарыгин В.В.	180		
Шевелев А.С.	53		
Шелепаев Р.А.	218		
Шелепов Я.Ю.	218		
Шерман С.И.	238		
Шкиря М.С.	220		
Штейнберг Ю.М.	81		
Штельмах С.И.	222		

Научное издание

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции
Иркутск, 20–25 апреля 2015 г.

Литературный редактор *Н.Г. Балукова*
Компьютерная верстка *А.А. Добрынина*

Подписано к печати 31.03.2015 г.
Формат 60×84 1/8. Бумага офсетная. Печать RISO.
Уч.-изд. л. 31,75. Усл. печ. л. 29,6. Тираж 200 экз. Заказ № 13.
Отпечатано в ИЗК СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128