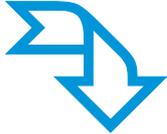
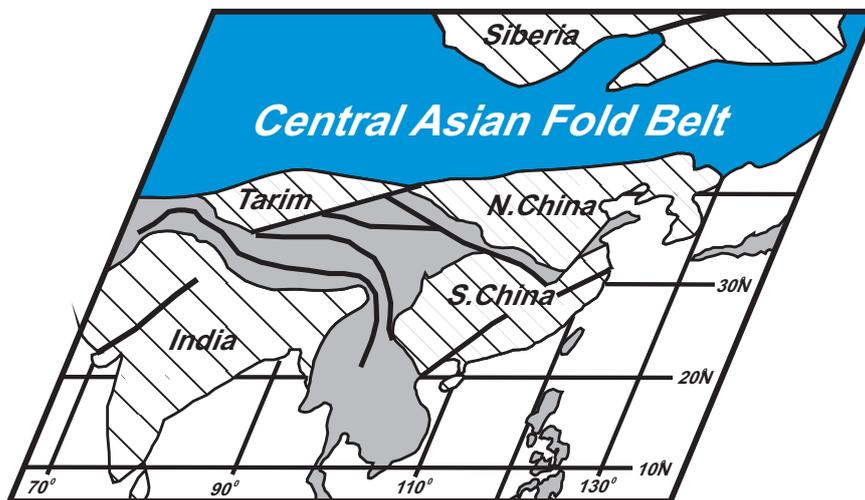




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 7

ИРКУТСК
2009

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

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО
ПОЯСА
(от океана к континенту)**

**Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН**

(11–14 октября 2009 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2009

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – В 2-х томах. – Т. 1. – 186 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

Основная тематика совещания:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопроterозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой–мезозой).
3. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
4. Палеомагнетизм, геодинамика и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамление.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корреспондент РАН Е.В. Складков (ответственный редактор)

Ученые секретари совещания

д.г.-м.н. Д.П. Гладкочуб, к.г.-м.н. Т.В. Донская (составители сборника)

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 09-05-06098)

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 9 от 15.09.2009 г.)

ISBN 978-5-902754-45-9 (т. 1)
ISBN 978-5-902754-44-2

© Институт земной коры СО РАН, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	8
<i>ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (SR, ND) ВОЛЬФРАМИТОВ ПОСТОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ СПОКОЙНИНСКОГО ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.С. Абушкевич, Л.Ф. Сырицо	9
<i>ТЕКТОНИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ</i> Д.В. Алексеев, В.И. Макаров, К.Е. Дегтярев, М.Г. Леонов, А.К. Рыбин, Е.А. Баталева, Г.Г. Щелочков	11
<i>ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГОРЛЫКСКОЙ СВИТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА</i> С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш	13
<i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (Абдар-Хошутулинская серия)</i> В.С. Антипин, С.И. Дриль, Д. Одгэрэл	15
<i>УТОЧНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ</i> В.П. Апарин, М.З. Хузин, К.М. Константинов, И.К. Константинов	18
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕВЕНДСКОЙ БАСИНСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО МЕГААНТИКЛИНОРИЯ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ</i> М.Л. Баженов, И.В. Голованова, И.В. Козлов, В.Н. Пучков, В.Э. Павлов, Н.М. Левашова, К.Н. Данукалов	21
<i>СТРУКТУРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕХЛА И ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ</i> А.С. Балувев, Е.Н. Терехов	23
<i>ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ</i> С.Ю. Беляев, И.И. Белякова	26
<i>СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОКЕМБРИИ И КЕМБРИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ «БАТОЛИТ»)</i> С.Ю. Беляев, О.В. Быкова, В.А. Конторович, И.А. Губин, В.В. Лапковский	29
<i>ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В ВЕНДЕ И КЕМБРИИ</i> С.Ю. Беляев, С.А. Моисеев, Д.Ю. Титов	32
<i>МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕТРИАСОВО-МЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА</i> С.Ю. Беляев, М.А. Фомин	35
<i>ДЕФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ СЕЙСМОГЕННОЙ ОПАСНОСТИ</i> С.А. Борняков	38

<i>ОБ ОТСУТСТВИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ</i>	
В.В. Булдыгеров	42
<i>ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ – ПЕРМИ: РОЛЬ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ</i>	
М.М. Буслов, А.Б. Рябинин	44
<i>ПЕРВЫЕ ⁴⁰Ar/³⁹Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ ЛУКИНДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)</i>	
И.В. Бучко, А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин	46
<i>ЧИСЛЕННАЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОДЪЕМА ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН ЧЕРЕЗ ЗОНУ ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА</i>	
В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева	48
<i>РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, Е.В. Толмачева, Е.Б. Сальникова	51
<i>ФАНОРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	
А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, В.А. Верниковский, И.В. Романова, Н.Г. Бережная, А.Н. Ларионов, А.В. Травин	53
<i>СТРОНЦИЕВАЯ ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАБИТСКОЙ СВИТЫ БОКСОНСКОЙ СЕРИИ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН</i>	
И.А. Вишневецкая, А.Б. Кузнецов, Е.Ф. Летникова, Г.А. Докукина	56
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАННИХ КАЛЕДОНИД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
А.Г. Владимиров, Н.И. Волкова, А.В. Травин, А.С. Мехоношин, В.Г. Владимиров, Д.С. Юдин, С.В. Хромых, Т.Б. Колотилина	58
<i>СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БИРХИНСКОГО МАССИВА КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
В.Г. Владимиров, И.Б. Корнева, И.В. Семенов, Д.С. Юдин	62
<i>ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (по результатам U-Pb цирконометрии гранулитов, SHRIMP-II)</i>	
Н.И. Волкова, А.В. Травин, А.Г. Владимиров, А.С. Мехоношин, С.В. Хромых, Д.С. Юдин, Д.И. Матуков, Е.Н. Лепехина	65
<i>ИСТОЧНИКИ РАННЕДЕВОНСКОГО И ЮРСКО-МЕЛОВОГО ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ КРОПОТКИНСКОГО И ХАМБИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ)</i>	
А.А. Воронцов, С.В. Андрущенко	68
<i>К МЕТАЛЛОГЕНИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА</i>	
Н.К. Гелетий, В.Г. Беличенко	71
<i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС ОРСО) В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ</i>	
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, А.Н. Ларионов	74
<i>ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ МЕТАМОРФИЗМА АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО АРЕАЛА</i>	
В.А. Глебовицкий, И.С. Седова, Л.М. Саморукова	77
<i>ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ШАМАНСКОЙ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ (БАГДАРИНСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
И.В. Гордиенко, А.Н. Булгаков, В.С. Климук, В.С. Ситникова	79

<i>РЕФЕРТИЛИЗАЦИЯ РЕСТИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ И АДАЦАГА (ЦАСП)</i>	
М.А. Горнова, А.Я. Медведев, В.А. Беляев	82
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА</i>	
А.В. Дворова, И.К. Козаков, А.Н. Диденко	85
<i>ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СТЕПНЯКСКОГО СЕКМЕНТА КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА</i>	
К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, А.Б. Котов, К.Н. Шатагин	87
<i>ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)</i>	
А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Ю. Песков, А.Н. Пересторонин, Д.В. Авдеев, Е.В. Бибикина, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан	90
<i>ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО АКИТКАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (СИБИРСКИЙ КРАТОН) И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, М.Н. Шохорова, Е.Н. Федерягина	92
<i>ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ БАГДАРИНСКОГО ПРОГИБА И ВОЗРАСТ ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ (ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ SHRIMP II)</i>	
Н.А. Доронина, О.Р. Минина, А.В. Патрахина, И.П. Падерин, Н.В. Родионов, О.В. Вакуленко	95
<i>РИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ)</i>	
Н.А. Доронина, Е.Ю. Рыцк, И.П. Падерин, Е.С. Богомолов, П.Б. Лебедев, О.А. Петрова, Е.С. Катаева, О.В. Вакуленко, В.Ф. Посохов, А.В. Патрахина	98
<i>ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ</i>	
С.В. Ефремов	101
<i>ТРЕЦИННО-ФЛЮИДНЫЙ МЕХАНИЗМ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ</i>	
Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева	104
<i>ПЕРВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЖОМ-БОЛОКСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ</i>	
А.В. Иванов, С.Г. Аржанников, Е.И. Демонтерова, А.В. Аржанникова, Л.А. Орлова	107
<i>К ПРОБЛЕМЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
И.А. Избрин, Г.С. Рипп	109
<i>СЕЙСМОГЕНЕЗ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ)</i>	
В.С. Имаев, А.Л. Стром, В.М. Бесстрашнов, А.В. Чипизубов, О.П. Смекалин, А.И. Мельников, Н.Н. Гриб, А.А. Сясько, К. Максей	111
<i>ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СТРЕЛКОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i>	
А.Ю. Казанский, А.Е. Верниковская, И.В. Веялко	115
<i>РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
М.Э. Казимировский, С.И. Дриль	117
<i>ОБЪЕМНОЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАСС В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i>	
А.В. Ключевский, В.М. Демьянович	120
<i>ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ</i>	
Д.В. Коваленко	123

<i>КВАРЦИТОВЫЕ ВАЛУННО-ГЛЫБОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИОЛЬХОНЬЯ</i> В.Е. Коварская	126
<i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЛЮДЯНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ</i> В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, Л.З. Резницкий, К.-Л. Ван, Б.-М. Джан, А.Б. Котов, Х.-Ю. Чуу, Й. Изука	128
<i>ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОБИЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ</i> А.М. Козловский, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова	131
<i>ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ ПЕСЧАНОГО МАССИВА НИЖНИЙ КУЙТУН (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА)</i> В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев	134
<i>ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА БАЙКАЛО-КУДАРИНСКОЙ ТЕРРАСЫ (УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКАЯ ВПАДИНА)</i> В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.М. Алексеева	136
<i>ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПОРОД ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПО ИЗОТОПАМ КИСЛОРОДА</i> С.И. Костровицкий, М.А. Горнова, Л.В. Соловьева, Н.В. Алымова, Д.А. Яковлев	138
<i>МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i> А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, А.В. Кургузова, В.П. Ковач, Н.Ю. Загорная	141
<i>ПРИРОДА МИГМАТИЗАЦИИ В ГНЕЙСАХ АНЮЙСКОГО КУПОЛА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)</i> Н.Н. Крук, В.В. Голозубов, В.Г. Владимиров, В.П. Симаненко, С.А. Касаткин	144
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АЛТАЕ-СЕВЕРОСАЯНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА</i> Н.Н. Крук, Е.А. Крук, И.В. Николаева	146
<i>ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ</i> Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, В.М. Саватенков	149
<i>Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ И АЗЫРТАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ</i> А.Б. Кузнецов, О.К. Каурова, Г.В. Овчинникова, И.М. Горохов, Е.Ф. Летникова, Б.М. Гороховский, Г.В. Константинова, Н.Н. Мельников	151
<i>О РЕЗУЛЬТАТАХ ДАТИРОВАНИЯ МЕТАГАББРОИДОВ ИСАКОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) ПО ЦИРКОНАМ</i> А.Б. Кузьмичев	154
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ПРИИРТЫШСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук	156
<i>ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КУРАЙСКОГО БЛОКА В РАННЕМ-СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i> Я.В. Куйбида, В.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, А.В. Травин	159
<i>ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВИШНЯКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)</i> А.М. Ларин, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, С.С. Яковлева, И.В. Анисимова, В.В. Рябцев, А.В. Ткачев	162
<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МИКРОКОНТИНЕНТОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА</i> Н.М. Левашова, А.С. Гибшер, Дж. Дж. Меерт	164

<i>СВЯТОНОСИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА – ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ</i> В.И. Левицкий, И.В. Левицкий, А.Б. Котов, Е.В. Складов	166
<i>ВНУТРИПЛИТНЫЕ СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ – ИНДИКАТОРЫ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ</i> М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, Д.С. Зыков	170
<i>ЭНЕРГОЕМКОСТЬ ПРИРОДНЫХ ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ И РОЛЬ ЭТОГО ФАКТОРА В ПРОЦЕССЕ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА</i> Ф.А. Летников	174
<i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ</i> Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, И.А. Вишневецкая, Н.В. Дмитриева, А.И. Прошенкин, С.В. Вещева	176
<i>ВТОРИЧНЫЕ КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)</i> О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.В. Андреев	179
<i>ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АЛЪЯРМАУТСКОГО ПОДНЯТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ</i> М.В. Лучицкая, С.Д. Соколов, Г.Е. Бондаренко, С.М. Катков	182
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	185

ОТ РЕДАКТОРА

Дорогие коллеги!

Треволнения годичной давности, обусловленные неопределенностью судьбы Интеграционной программы, давно позади, мы снова упорно и успешно работаем над проблемами геологии Центральной Азии при финансовой поддержке ОНЗ РАН и СО РАН. Название Программы, как и названия ее проектов, снова претерпели трансформацию, ну а заодно сменился и руководящий состав; ротация, однако. Поскольку в отделении наук о Земле РАН были большие претензии к «региональщине» в названии, то от «Центрально-Азиатского складчатого пояса» (основной объединяющий фактор наших исследований) пришлось отказаться. Теперь название Программы звучит так: **«Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ»**. *Координаторы*: академик РАН Н.Л. Добрецов, член-корреспондент РАН В.В. Ярмолюк, д.г.-м.н. М.Г. Леонов.

В рамках Программы по Сибирскому отделению РАН утверждены три проекта:

Фрагменты периокеанических комплексов (офиолиты, островные дуги, океанические острова) в структурах складчатых поясов. *Координаторы*: член-корреспондент РАН В.А. Верниковский, член-корреспондент РАН И.В. Гордиенко.

Формирование и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит (аккреционно-коллизионные системы). *Координаторы*: академик РАН Н.Л. Добрецов, д.г.-м.н. М.М. Буслов, д.г.-м.н. А.Г. Владимиров.

Индикаторы процессов крупномасштабного внутриконтинентального тектогенеза. *Координатор*: член-корреспондент РАН Е.В. Складов.

Я абсолютно уверен, что никакие изменения не повлияют на направленность и содержание нашего совещания. И основанием такой уверенности служат присланные вами в этом году материалы. Как и прежде, тематика докладов очень широкая: тектоника, палеомагнетизм, петрология метаморфических и магматических процессов, рудообразование, геохимия, литология... Продолжать можно еще долго. Как и прежде, львиная доля докладов посвящена геологическим комплексам Центрально-Азиатского региона, хотя затрагиваются геологические структуры северо-востока Азии и другие горные системы мира. Как и прежде, география участников охватывает всю Россию. Как и прежде, большинство материалов апробируются авторами в первый раз, то есть мы с вами будем слушать и обсуждать самые свежие геологические новости. И, надеюсь, как и прежде, на совещании будет дружеская и созидательная атмосфера.

Удачи всем нам!

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (SR, ND) ВОЛЬФРАМИТОВ ПОСТОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ СПОКОЙНИНСКОГО ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*В.С. Абушкевич**, *Л.Ф. Сырицо***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vik2211@gmail.com

**Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Одна из важнейших фундаментальных проблем современной геологии – выявление источников гранитоидных магм, продуцирующих месторождения редких металлов и, прежде всего, связанного с ними рудного вещества. В настоящем исследовании предпринята попытка выявления возраста формирования и изотопных характеристик рудного вещества посторогенных гранитоидов S-типа, массивы которых широко проявлены на территории Забайкалья и нередко характеризуются промышленными концентрациями олова и вольфрама. Проведенные исследования позволяют судить о генетической связи рудного вещества с посторогенным гранитоидным магматизмом.

В качестве модельного объекта выбрано Спокойнинское вольфрамовое месторождение в пределах Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. Объектом изотопно-геохимического исследования явился вольфрамит из кварц-полевошпатовых (обр. С-239) и кварцевых (обр. С-803, С-951) жил, секущих мусковитовые граниты Спокойнинского массива.

Результаты проведенных исследований приведены на рисунке, *а, б*.

В результате проведенных исследований установлено, что фигуративные точки составов, соответствующие пробам вольфрамитов (образцы С-239, С-803, С-951) из кварц-полевошпатовых и кварцевых жил Спокойнинского массива, отвечают изохронной модели и определяют возраст формирования рудного вещества в интервале $137,9 \pm 5,3$ Ма при $IR(Sr)=0,710858 \pm 73$ и СКВО 0,36 (рисунок, *а*). При этом важно заметить, что совпадающий в пределах погрешности возраст был определен на основании исследования двух различных изотопных систем: Rb-Sr ($137,9 \pm 5,3$ Ма) и Sm-Nd ($137,9 \pm 2,7$ Ма) (рисунок, *а, б*). Таким образом, принимаем возраст формирования вольфрамитов Спокойнинского месторождения равным $137,9 \pm 2,7$ Ма. Обратим внимание на то, что определенный ранее возраст становления гранитоидов Спокойнинского массива на основе изучения Rb-Sr изотопной системы в породе и минералах составляет $144,5 \pm 2,1$ Ма [1], что на 6,5 Ма древнее времени образования вольфрамитов.

Кроме того, существенное различие фиксируется в изотопных характеристиках как стронция, так и неодима в вольфрамитовых и «материнских» гранитах Спокойнинского массива. Так, первичное отношение стронция в последних составляет $0,70658 \pm 42$, в то время как $IR(Sr)$ вольфрамитов варьируется в интервале $0,710858 \pm 73$. Значения величины $\epsilon Nd(T)$ для исследуемых объектов также существенно различны (для вольфрамитов $\epsilon Nd(138)$ варьируется от $-1,9$ до $-1,8$, тогда как для гранитов Спокойнинского массива значение величины $\epsilon Nd(144)$ составляет $-3,4$). Выявленные изотопные характеристики (Sr, Nd) указывают, вероятно, на различные источники для рудного вещества и гранитов Спокойнинского массива. Однако такое заключение представляется маловероятным на данный момент времени и требует дальнейшего детального изучения рудномагматической системы Спокойнинского массива. При этом следует отметить, что сочетание высокого первичного отношения стронция ($0,710858 \pm 73$) и относительно высокого значения величины $\epsilon Nd(138)=-1,9$ указывает на существенно коровую природу рудного вещества, и на диаграмме в координатах $\epsilon Nd-IR(Sr)$ фигуративные точки составов исследуемых вольфрамитов соответствуют источнику ЕМII.

Таким образом, достоверно, на основании изучения двух изотопных систем (Rb-Sr и Sm-Nd), установлен факт временного разрыва (6,5 Ма) в формировании «материнского» Спокойнинского гранитного массива ($144,5 \pm 2,1$ Ма) и пространственно связанного с ним вольфрамового оруденения ($137,9 \pm 2,7$ Ма). Кроме того, весьма важным фактом следует считать установленные существенные различия в изотопных составах стронция и неодима исследуемых пород

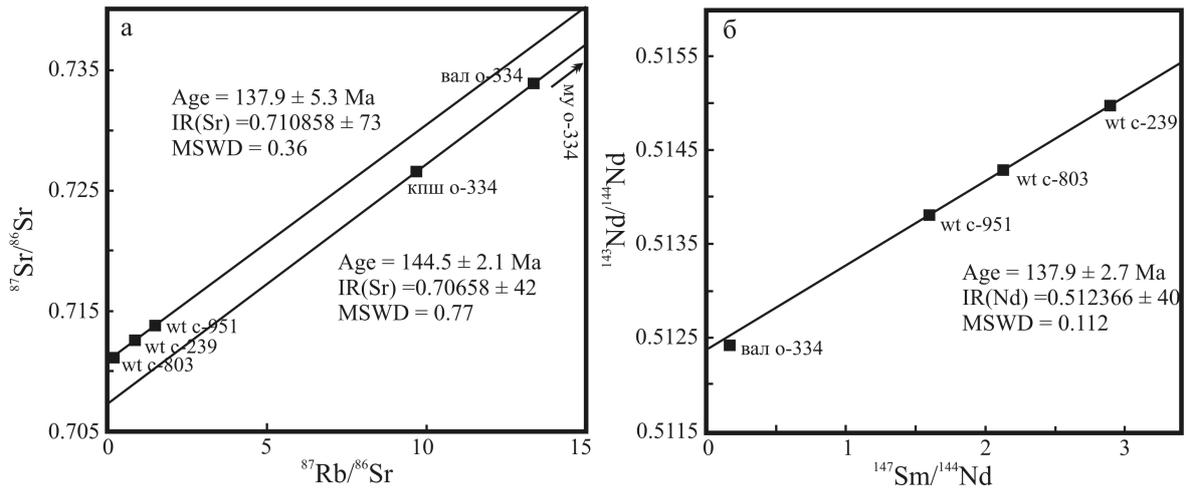


Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород и минералов Спокойнинского массива (обр. о-334) и вольфрамитов из жил (обр. с-239, с-803, с-951) (а). Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для вольфрамитов (обр. с-239, с-803, с-951) и валовой пробы породы Спокойнинского массива (о-334). Обозначения: wt – вольфрамит, вал – валовая проба породы, кпш – калиевый полевой шпат, му – мусковит (б).

и рудного вещества, которые требуют дальнейшего детального осмысления.

Выявленные временные и изотопные различия для исследуемого объекта и сопоставление полученных данных с результатами по рудным узлам Забайкалья и Приморья, несомненно, помогут пролить свет на проблему природы рудного вещества редкометалльных рудномагматических систем фанерозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-01222, 08-05-00771).

[1] Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилейского рудного узла в Восточном Забайкалье. – СПб.: Наука, 2007. – 147 с.

ТЕКТОНИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

*Д.В. Алексеев**, *В.И. Макаров***, *К.Е. Дегтярев**, *М.Г. Леонов**,
*А.К. Рыбин****, *Е.А. Баталева****, *Г.Г. Щелочков****

*Москва, Геологический институт РАН, dvalexiev@mtu-net.ru

**Москва, Институт геоэкологии РАН, makarov@geoenv.ru

***Бишкек, Научная станция РАН, rybin@gdirc.ru

Изучение Тянь-Шаня комплексом геологических и геофизических методов, проводящееся в последние годы, позволяет получить принципиально новые представления о глубинном строении и эволюции региона в палеозое и кайнозое. Изучение глубинной структуры методами МОВ-ОГТ, МОВЗ и МТЗ в 2005–2008 гг. проходило в рамках проекта NSF при поддержке ОНЗ РАН и Роснауки. Работы выполнены вдоль трансекта протяженностью 376 км от оз. Сонкуль в Срединном Тянь-Шане до г. Кашгар на северо-западе Тарима, в полигоне 39–42° с.ш., 75–76° в.д. [4]. С работами на профиле скоординированы структурно-геологические, стратиграфические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования. Синтез полученных данных позволяет охарактеризовать строение орогена Тянь-Шаня до глубины 50–70 км, уточнить детали структуры и возраста тектонических событий и оценить роль древних структур в формировании современного горного сооружения.

Позднепалеозойский складчато-надвиговый пояс Тянь-Шаня сформировался в результате коллизии Казахстанского континента с микроконтинентами Алая и Тарима. Вопрос о положении древней зоны субдукции, являющийся ключевым в моделях коллизионных орогенов, решается неоднозначно. Её северное падение устанавливается на западе Тянь-Шаня по положению магматической дуги и преобладающей вергентности структур в надвиговом поясе [3]. Направление субдукции в районах к востоку от Таласо-Ферганского разлома неопределенно, вследствие неясной позиции вулканического пояса и развития структур встречной вергентности. В работах по китайскому Тянь-Шаню обсуждается субдукция в южном направлении [5], и вопрос о полярности и соотношениях субдукционных систем нуждается в уточнении.

Работы в Нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня позволяют обозначить позднекаменноугольный вулканический пояс в пределах Нарынской впадины и ее обрамлении. Возраст вулканитов определяется по флоре и по положению в разрезе в интервале от верхов башкирского до касимовского века, что отвечает времени надвиговых деформаций, накопления флиша и олистостром в сопредельном секторе Южного Тянь-Шаня [3] и позволяет предполагать связь вулканизма с субдукцией [1]. Результаты Sm-Nd и Ar-Ar датирования эффузивов и сланцев в аккреционном комплексе в хр. Атбаши свидетельствуют, что метаморфизм и эксгумация пород высоких давлений происходили 319±4 и 316±3 млн лет назад соответственно [6], что также отвечает времени субдукции.

Структурно-геологические исследования с послыонными сборами конодонтов проведены в хребтах Атбаши, Джангджир, Кокшаал и Аксайской впадине с полным пересечением киргизской части Южного Тянь-Шаня. Полученные данные позволяют детализировать структуру пояса, в частности идентифицировать многочисленные малые чешуи с повторением разновозрастных фрагментов разреза. Надвиги первого этапа повсеместно имеют южную вергентность. Встречные падения сместителей, наблюдаемые местами в хребтах Атбаши и Джангджир, являются следствием складчатых деформаций покровов и не отражают первичную вергентность [2]. Единая южная вергентность в надвиговом поясе и положение вулканической дуги к северу от него предполагают падение зоны субдукции к северу, такое же, как и в Западном Тянь-Шане. Начало коллизии Казахстанского и Таримского континентов датируется концом позднего карбона по времени заложения передового прогиба на севере Тарима. Стадия зрелой коллизии начинается с середины ассельского века, когда в Тянь-Шане исчезают последние морские бассейны, происходят складчатые деформации с последующим внедрением гранитов в течение

ранней перми.

Геологические данные предполагают, что структура позднепалеозойского пояса Южного Тянь-Шаня представляет собой пакет покровов, увеличивающийся в мощности к северу и надвинутый в южном направлении на Тарим. Такая интерпретация хорошо согласуется с результатами геофизических исследований [4]. Многочисленные рефлекторы на профиле МОВ-ОГТ, границы блоков с различной структурой волнового поля и зоны градиентов скоростей фиксируют общее погружение структур на север. Сопоставление глубинных структур с геологическим разрезом верхних горизонтов коры показывает, что отчетливая наклонная зона градиентов скоростей, проходящая в центральной части профиля под хребтом Кокшаал на глубинах от 10 до 35 км, отвечает границе Таримского блока и верхнепалеозойского надвигового комплекса Южного Тянь-Шаня. В пользу такой интерпретации говорит различное строение плотностного разреза и различные скоростные характеристики по разные стороны границы. Для Таримского блока характерны более высокие значения скоростей и присутствие мощного слоя повышенной плотности в низах коры. Другая крупная граница, рассматриваемая как зона современного поддвига Тарима под Тянь-Шань, проходит южнее. Эта граница, трассирующаяся сейсмическими рефлекторами до глубин 30 км, проходит внутри докембрийского массива Тарима и не соответствует, как предполагалось ранее, фронту палеозойского надвигового пояса. Вывод о несовпадении границ позднекайнозойских (неотектонических) горообразующих структур (впадин и хребтов) с границами древних блоков (микроконтинентов, палеозойских сутур и складчатых поясов) является принципиальным для понимания механизмов горообразования и согласуется с данными по другим районам Тянь-Шаня.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и гранта РФФИ 09-05-91331-ННИО-а.

- [1] Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др. Верхнепалеозойские субдукционные и коллизионные магматические комплексы Нарынского сектора Среднего Тянь-Шаня (Кыргызстан) // ДАН. – 2009. – Т. 427, № 2. – С. 219–223.
- [2] Алексеев Д.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е. Возраст и тектоническая позиция вулканогенно-кремнистых толщ в офиолитовом комплексе хребта Атбаши (Южный Тянь-Шань) // ДАН. – 2007. – Т. 413, № 6. – С. 781–784.
- [3] Биске Г.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – СПб.: Санкт-Петербургский госуниверситет, 1996. – 190 с.
- [4] Макаров В.И., Павленкин А.Д., Щелочков Г.Г., Рослов Ю.В., Алексеев Д.В. и др. Подвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкель) // Геотектоника (в печати).
- [5] Charvet J., Shu L.S., Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of Eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates // Episodes. – 2007. – Т. 30, № 3. – P. 162–186.
- [6] Hegner E., Klemd R., Kroner A., Corsini M., Alexeiev D.V., et al. Geochronological evidence from Late Carboniferous high-pressure metamorphism and provenance of mélangé sediments in the South Tian Shan of Kyrgyzstan // (submitted).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГОРЛЫКСКОЙ СВИТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш

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

В акватории Палеоазиатского океана Тувино-Монгольский микроконтинент является эталоном палеоструктур своего класса, составные части которого достаточно полно представлены и доступны для изучения. Формирование структуры микроконтинента осуществлялось в два этапа: на первом происходила компоновка аккреционного фундамента, представляющего собой довендское покровно-складчатое сооружение из субтеррейнов различного возраста и геодинамического типа, которая закончилась к концу рифея, на втором – седиментация венд-кембрийских, преимущественно карбонатных, отложений, составивших его осадочный чехол [1]. Циклы осадконакопления, датируемые в пределах микроконтинента рифеем и венд-кембрием, соответствуют различным палеоструктурам и геодинамическим этапам развития. Рифейские кремнисто-карбонатные и терригенно-карбонатные отложения (иркутская и ильчирская свиты) входят в состав фундамента микроконтинента, являясь доамальгационным осадочным чехлом одной из его палеоструктур – Гарганского континентального субтеррейна. Постамальгационные венд-кембрийские существенно карбонатные отложения боксонской серии и ее аналогов (горлыкской, арашейской свит, хубсугульской и айлыгской серий) выполняют собственный осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента.

Отложения венд-кембрийского осадочного чехла восточной окраины микроконтинента со стратиграфическим несогласием перекрывают фундамент. Они представлены карбонатными отложениями горлыкской свиты, согласно залегающими на базальных отложениях безымянной и верхнешумакской свит, и надстраиваются арашейской толщей, сложенной карбонатными породами с подчиненным количеством кварц-карбонатных и кремнистых пород. Реконструкциями исходного состава отложений нижней части чехла (горлыкская свита) выявлены обстановки их седиментации, соответствующие шельфовой зоне [2].

Разрез свиты (мощность 2500 м), расчленяемый на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, представлен преимущественно известковистыми доломитами, чередующимися с незначительными прослоями сланцев [3].

В нижней подсвите доминируют светло-серые массивные доломиты с редкими маломощными прослоями карбонатных мелкогалечных конгломератов, здесь же отмечается фосфоритность, достигающая в отдельных горизонтах высоких концентраций. Незначительные биогермы верхней части подсвиты представлены двумя группами столбчатых строматолитов плохой сохранности – *Jurusania* sp. и *Voxonia* sp. и микрофитолитами: сгустковыми *Nubecularites composites* Z.Zhur., *Vermiculites angularis* Reitl. и концентрически слоистыми *Osagia tenuilamellata* Reitl.

В средней подсвите расширяется диапазон состава пород и меняется их палеонтологическая характеристика. На фоне преобладания темно-серых доломитов фиксируются прослои светло-серых известняков, серых кварцевых песчаников и углисто-алевритистых сланцев. Значительная примесь углеродистого вещества обуславливает темно-серую до черной окраску пород. Наблюдается чередование органогенных и высокоглиноземистых пород, возможно имеющих биологический генезис [4]. Появляются органогенные постройки из столбчатых строматолитов *Jurusania judomica* Kom.et Semikh. и *Linella schumak* Dol. К формам концентрически слоистых микрофитоцитов *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O.nimia* Z.Zhur. и сгустковым *Nubecularites punctatus* Reitl. добавляются пузырчатые формы *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.) Reitl., *V. enormis* Z.Zhur., *V.rectus* Z.Zhur., *V.porrectus* Z.Zhur. и сетчатые *Volvatella zonalis* Nar., *V.vadosa* Z.Zhur., *V.horridus* Z.Zhur. В отдельных горизонтах фитоциты являются породообразующими.

При полевых исследованиях текущего года в этих отложениях дополнительно отобраны

образцы фитолитов по ручью Зун-Гол (правый приток р. Ара-Хубыты) и определены строматолиты, предположительно принадлежащие группе *Stromatolites Korol*.

Верхняя подсвета горлыкской свиты существенно отличается от предыдущих подсвет. В нижней части разреза она представлена переслаиванием светло- и темно-серых рассланцованных доломитов с тальк-доломитовыми сланцами, перекрытыми массивными светлыми доломитами с кремнистыми конкрециями. Отложения подсветы охарактеризованы типичной кембрийской фауной: мелкими трилобитами, спикулами губок, брахиоподами [5]. В связи с появлением этих антагонистов, исчезают строматолиты. Меняется набор микрофитолитов: оставшиеся сетчатые *Volvatella zonalis* Nar. и сгустковые *Nubecularites punctatus* Reitl. дополняются венд-кембрийскими формами *Nubecularites catagraphus* Reitl. Появляется типичный кембрийский комплекс известковых водорослей *Renalcis* sp., *Eriphyton* sp., *Katangasia* sp. [3].

Изменение физико-химических условий среды обитания в верхнегорлыкское время положительно сказалось на развитии бентосных животных, что повлекло за собой исчезновение строматолитов, вместо которых стали развиваться известковые водоросли, не препятствующие свободному росту кембрийской фауны. Таксономическое разнообразие органических остатков свидетельствует о нормальном газообмене и уменьшении солености вод палеобассейна в теплом климате.

В целом породы горлыкской свиты накапливались в мелководных морских обстановках шельфовой зоны: в нижнегорлыкское время – на удаленном от берега мелководье; в среднегорлыкское – вблизи от источников сноса в условиях периодического изменения глубины бассейна вплоть до застоя и изолированности его отдельных частей; в верхнегорлыкское – в относительно глубоких участках мелководного шельфа открытого моря.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00537), Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараин И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 554–565.
- [2] Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 2. – С. 192–204.
- [3] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 142 с.
- [4] Михайлов Б.М. Классификация глиноземных пород // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. – М.: Наука, 1988. – С. 14–24.
- [5] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. – 153 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (Абдар-Хошутулинская серия)

В.С. Антипин*, С.И. Дриль*, Д. Одгэрэл**

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

**Улаанбаатар, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской академии наук

Интрузивно-дайкиевые серии в ареалах разновозрастного магматизма складчатых поясов характеризуются широкими вариациями возраста слагающих пород, различиями их геохимических особенностей и являются важными индикаторами мантийно-корового взаимодействия. В последние годы в пределах Монголо-Забайкальской области детально изучены геолого-петрографические особенности интрузивно-дайкиевых серий, входящих в состав разновозрастных ареалов магматизма Центральной Азии. Модельным примером таких серий на территории Монголии является Абдар-Хошутулинская серия, образованная породами различных геохимических типов. В составе серии выделены ранние палингенные известково-щелочные гранитоиды многофазного Хошутулинского массива (224 ± 11 Ma, Rb-Sr), которые через дайковый пояс гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и фельзитов объединяются с редкометалльными гранитами Абдарского массива (209–212 Ma, Rb-Sr), завершающими эволюцию данной магматической серии [1, 2].

На более позднем этапе проявленного здесь раннемезозойского магматизма внедрились небольшие интрузии щелочных сиенитов, которые довольно резко отделяются по минеральному и химическому составу от предшествующих известково-щелочных гранитоидов серии [1, 2].

Закономерности распределения редких элементов в исследуемых породах иллюстрируются на примере Ba и Sr (рис. 1). Среди гранитоидов Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкиевой серии наибольшие содержания Ba (2215 г/т) и Sr (633 г/т) установлены в щелочных сиенитах.

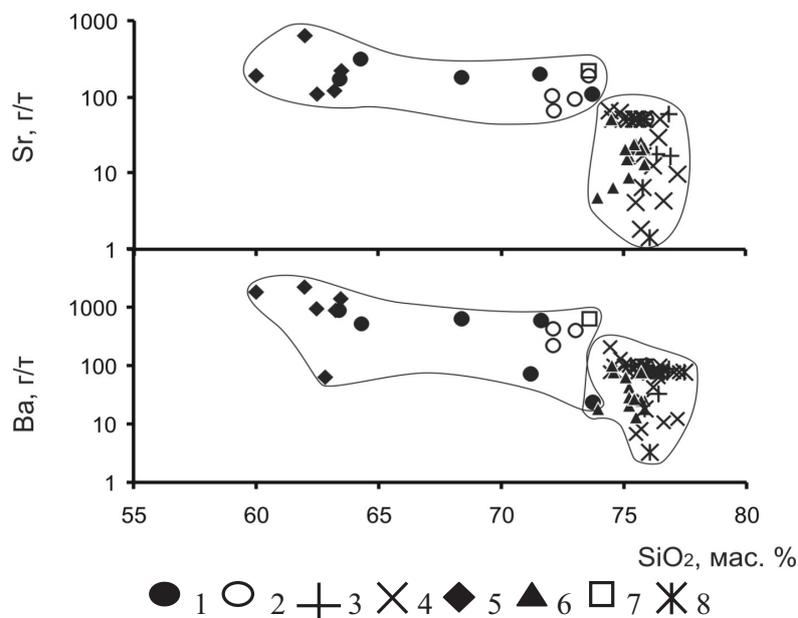


Рис. 1. Соотношение между Ba, Sr и SiO_2 в гранитоидах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайкиевой серии. Породы Хошутулинского массива и дайковой серии: 1 – граниты I фазы, 2 – граниты II фазы, 3 – жильные граниты, 4 – дайки пояса, 5 – щелочные сиениты, 6 – онгонит г. Цох ула; породы Абдарского массива: 7 – лейкограниты, 8 – амазонит-альбитовые граниты.

Наблюдается некоторое снижение содержаний Ва и Sr от сиенитов к гранитам ранней фазы Хошутулы. По мере повышения кремнекислотности гранитоидов происходит уменьшение содержаний обоих элементов от ранних к поздним фазам Хошутулинского массива и резкое обеднение Ва и Sr пород дайкового пояса и гранитов Абдарской интрузии. Все дайки на диаграмме образуют компактную группу точек с довольно низкими содержаниями обоих элементов, и наибольшее обеднение ими свойственно редкометалльным гранитам Абдара. Полученные геохимические данные по распределению редких элементов в гранитоидах Абдар-Хошутулинской серии свидетельствуют, с одной стороны, о различиях содержаний этих элементов в породах отдельных геохимических типов, связанных, возможно, с различными источниками магматизма, а с другой – об определенной направленности изменений этих содержаний в связи с процессами магматической эволюции при формировании пород серии.

Вопрос о природе источников коровых расплавов может быть корректно решен с привлечением изотопных данных. Безусловно, наиболее контрастными с точки зрения геохимических характеристик в исследованной серии пород являются известково-щелочные гранитоиды Хошутулинского массива и щелочные сиениты, различия в химизме которых могут указывать на существенно различные источники вещества для этих типов пород. Однако оба типа пород имеют сходный низкорadioгенный изотопный состав стронция – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(220\text{Ma})=0,7045\text{--}0,70512$ и $0,70447\text{--}0,70615$ (рис. 2). Фигуративные точки составов как щелочных сиенитов, так и известково-щелочных гранитоидов группируются вблизи области составов гранулитов ЦАСП, перекрываясь при этом с областью составов глубоководных осадков активных

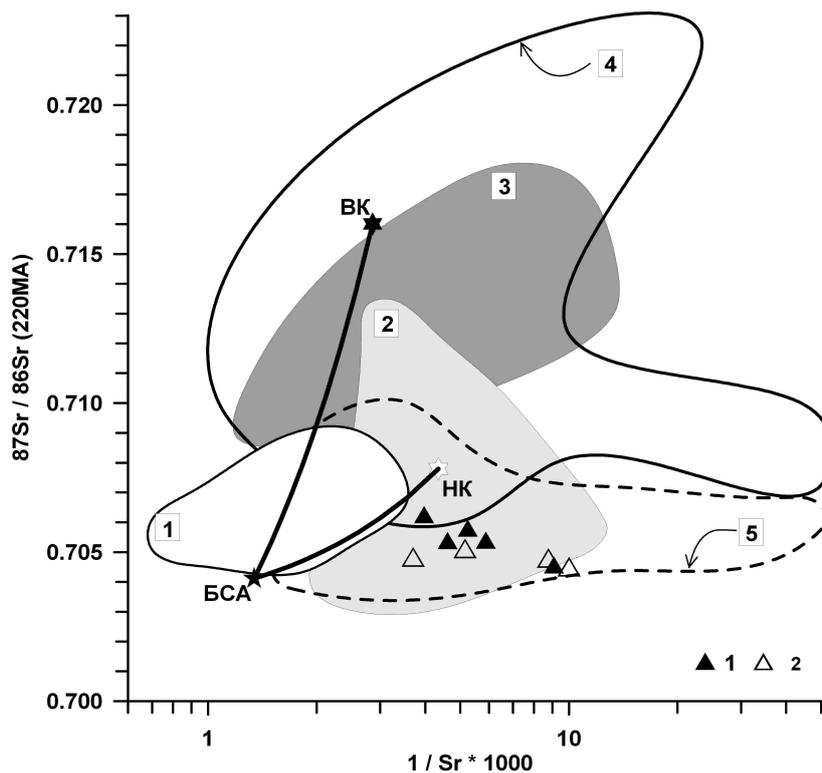


Рис. 2. Зависимость величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(220\text{Ma})$ от обратного содержания стронция для гранитоидов Хошутулинского массива. 1 – щелочные сиениты; 2 – известково-щелочные гранитоиды. Полями оконтурированы составы: 1 – гранулитов ЦАСП (Barry et al., 2003); 2 – осадочных пород современных активных континентальных окраин (McLennan et al., 1990); 3 – осадочных пород современных пассивных континентальных окраин (McLennan et al., 1990); 4 – осадочных пород террейнов аккреционной призмы Монголо-Охотского пояса; 5 – базитов из аккреционной призмы Монголо-Охотского пояса; ВК – средний состав верхней континентальной коры; НК – средний состав нижней континентальной коры; БСА – средний состав внутриплитного базальта Северной Азии (Ярмолюк, Коваленко, 2000); процессы смешения основного мантийного вещества с веществом верхней и нижней континентальной коры намечены линиями смешения БСА-ВК и БСА-НК соответственно.

континентальных окраин и фрагментов базитовой части океанической коры, сохранившейся в составе террейнов аккреционной призмы Монголо-Охотского складчатого пояса. В рамках Sr-изотопной систематики и исходя из геохимических особенностей пород можно предположить, что щелочные сиениты формируются в результате плавления основных гранулитов нижней части коры или блоков основных пород офиолитовой природы аккреционных призм, опущенных на уровень генерации коровых расплавов под воздействием поднимающихся мантийных магм. Напротив, генерация известково-щелочных гранитоидов может быть связана с процессами плавления осадочного протолита аккреционных призм.

Исследования выполняются при финансовой поддержке грантов РФФИ 08-05-90213-Монг_а, 08-05-00403_а, 08-05-00660, 09-05-00772; НШ-3047.2008.5, а также интеграционных проектов Президиума СО РАН 37 и 13.

- [1] Антипин В.С., Одгэрэл Д. Щелочно-сиенит-гранитоидная с литий-фтористыми гранитами и онгонитами Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкавая серия Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту: Материалы Всероссийского научного совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 12–14.
- [2] Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкавая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – Иркутск, 2009. – С. 56–65.

УТОЧНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ

В.П. Апарин^{*}, М.З. Хузин^{*}, К.М. Константинов^{**}, И.К. Константинов^{***}

^{*}Иркутск, Институт земной коры СО РАН, palmag@crust.irk.ru

^{**}Мирный, Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru

^{***}Иркутск, Иркутский государственный университет

Решение задачи по уточнению палеомагнитного полюса Сибирской платформы начала фанерозойского этапа является одним из приоритетных для экстраполяции ее траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) в неопротерозой [1]. От этого зависят не только наши представления о ее палеогеографическом положении, но и понимание общей картины внутренней структуры существовавших суперконтинентов.

С этой целью в верхнем течении р. Лены (р-н Жигалово–Качуг) проведен отбор ориентированных образцов из красноцветных пород (алевролиты, песчаники, мергели) верхоленской свиты среднего–позднего кембрия. Всего на восьми обнажениях было отобрано более 120 образцов, из которых выпилено 360 кубиков с ребром 0,02 м. Исследования выполнялись в лаборатории палеогеодинамики ИЗК СО РАН (г. Иркутск) и в Специализированной партии петрофизических исследований Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА». Комплекс петромагнитных исследований включал магнито-минералогический (изучение анизотропии магнитной восприимчивости, коэрцитивные спектры и точки Кюри) и палеомагнитный (изучение компонентного состава векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН)) методы.

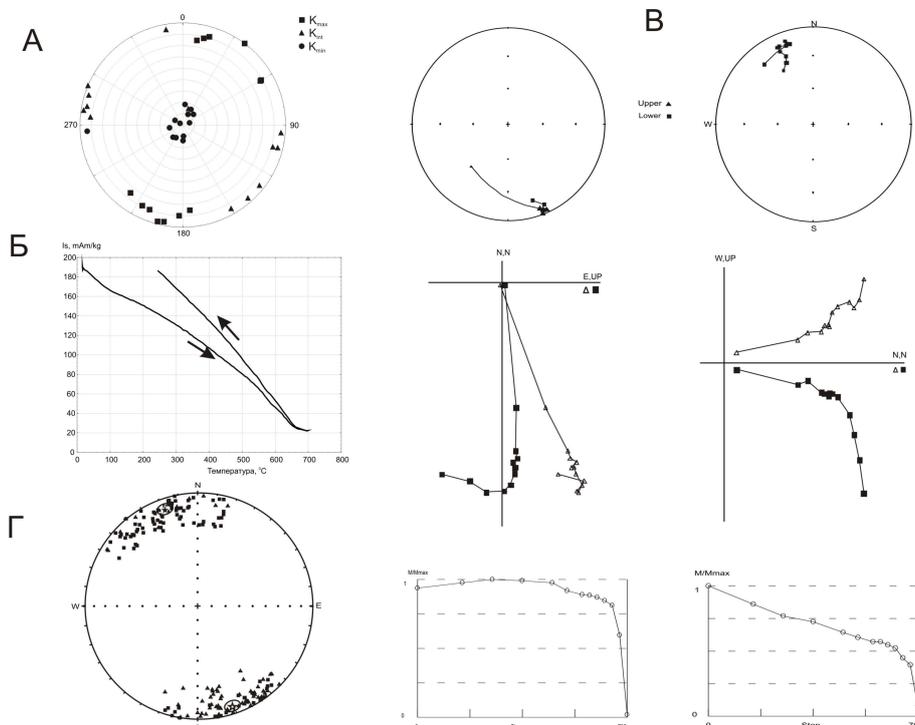


Рис. 1. Лабораторные исследования алевропесчаников верхоленской свиты. *А* – изучение анизотропии магнитной восприимчивости, *Б* – термомагнитограмма (стрелки – процесс нагрев-охлаждение), *В* – изучение компонентного состава векторов ЕОН (вверху – стереограммы, в середине – диаграммы Зийдервельда и внизу – нормированные графики зависимости ЕОН от температуры), *Г* – направления характеристической ЕОН (звездочка – средние направления группировок векторов ЕОН, эллипс – овал доверия с вероятностью 95 %).

Палеомагнитные направления и полюсы алевропесчаников верхоленской свиты

№	Группировка	n	Dcp, °	Jcp, °	k, ед.	$\alpha_{95}, ^\circ$	$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	dp/dm, °	fm, °
1	I	84	161	-6	16,4	3,9	-36,5	129	2,0/3,9	-3
2	II	87	340	13	13,4	4,3	39,7	311	2,2/4,4	6,5
3	СВОДНАЯ	171	160,5	-9,4	14,5	2,9	-38,1	130,2	1,5/2,9	-5

Примечание. n – количество образцов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – Dcp, наклонение – Jcp, кучность – k и овал доверия – α_{95} . Палеомагнитный полюс: широта – Φ , долгота – Λ , доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm.

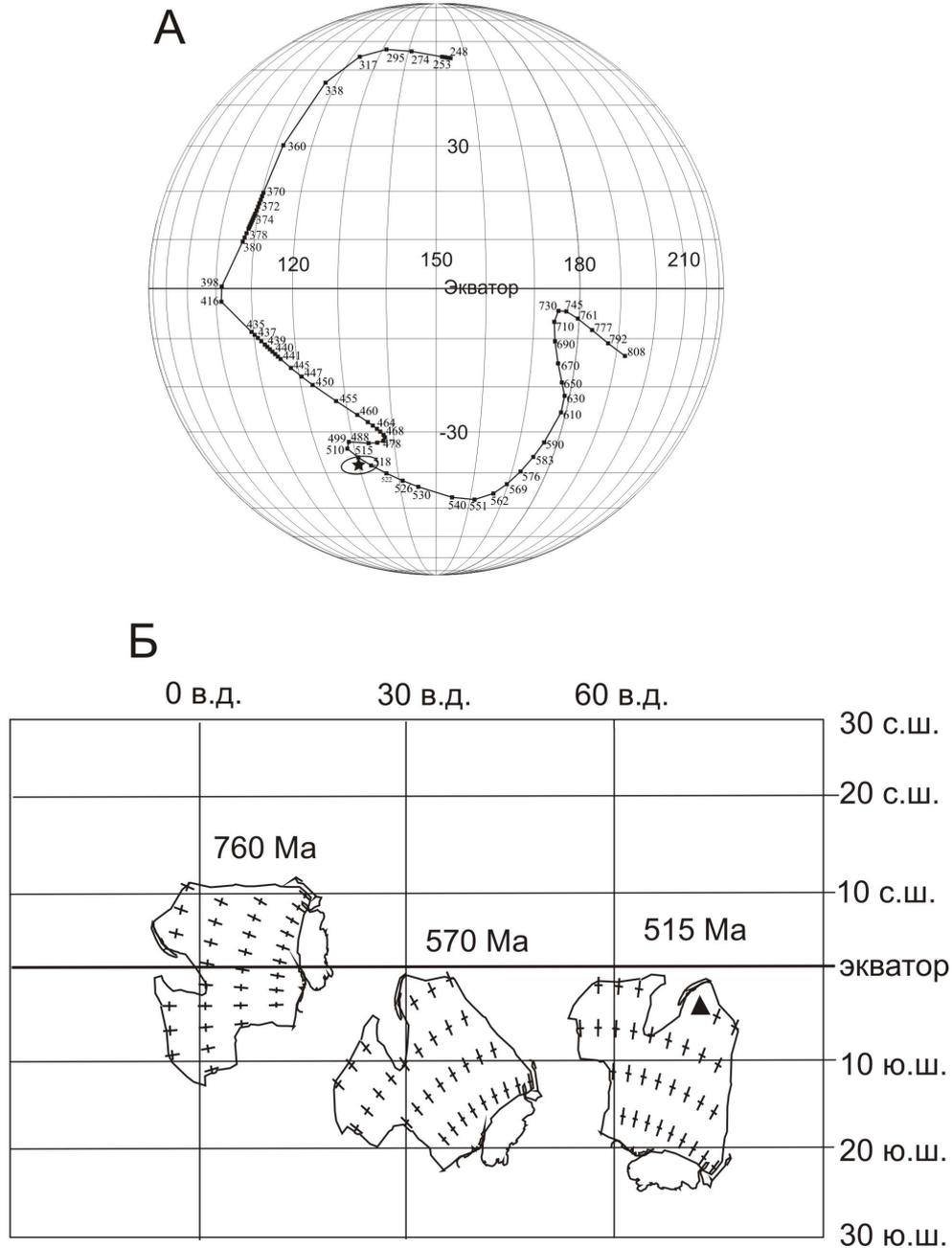


Рис. 2. ТКМП [5] (А) и палеогеографические положения Сибирской платформы в позднем рифее – кембрии (Б). Цифры – возраст в млн лет, звездочка – виртуальный палеомагнитный полюс верхоленской свиты (настоящие исследования), эллипс – овал доверия с вероятностью 95 %, треугольник – район работ.

Исследования анизотропии магнитной восприимчивости [2] свидетельствуют, что изученные образования претерпели относительно слабые эпигенетические изменения (рис. 1, А): уточненная степень анизотропии ($P' < 3\%$), преобладание плоскостной анизотропии над линейной ($F=1,017 > L=1,005$) и параметр формы близок к диску ($T=0,547$).

Магнито-минералогические исследования показали, что основным носителем векторов ЕОН является гематит с точкой кюри $675\text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 1, Б).

В результате проведения палеомагнитных исследований алевропесчаников доказано наличие в них двух компонент векторов ЕОН вязкой и первичной природы (рис. 1, В). Последние образуют две антиподальные группировки (рис. 1, Г): I – $N=84$, $D_{cp}=161$, $J_{cp}=-6$, $k=16,4$, $\alpha_{95}=3,9$; II – $N=87$, $D_{cp}=340$, $J_{cp}=13$, $k=13,4$, $\alpha_{95}=4,3$ (таблица), сформировавшиеся в эпохи прямой и обратной полярности магнитного поля Земли в процессе осадконакопления.

По 171 образцам рассчитан виртуальный палеомагнитный полюс: $\Phi=-38$, $\Lambda=130$, $dp/dm=1,5/2,9$, $\varphi=-5^\circ$ (таблица), который совпадает с ТКМП Сибири в точке 515 ± 5 млн лет (рис. 2, А).

Выбор варианта палеогеографического положения Сибирской платформы (рис. 2, Б) на период рифея–кембрия основывается на принципе минимальных перемещений, что согласуется с новыми данными по венду и рифею [3, 4]. В противном случае нам бы пришлось допустить ее разворот на 150° против часовой стрелки и широтное перемещение примерно на 10° . Такое событие должно было вызвать геологические процессы более существенные, чем установленное стратиграфическое несогласие между нижним и средним–верхним кембрием.

Исследования выполнены при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] *Палеомагнитология* / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс / Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
- [2] *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. – London: Chapman&Hall, 1993. – 217 p.
- [3] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P.* Paleomagnetic study of the Vendian – Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia: Was the Siberian platform assembled at this time? // *Pre-cambrian Research*. – 2001. – V. 110. – P. 61–92.
- [4] *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Диденко А.Н., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Казанский А.Ю., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Константинов К.М., Кочнев Б.Б., Метелкин Д.В., Ота Т., Немеров В.К., Постников А.А., Юлдашев А.А., Пономарчук В.А.* Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Науч. ред. Е.В. Складов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с.
- [5] *Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews*. – 1998. – V. 43. – P. 1–24.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕВЕНДСКОЙ БАСИНСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО МЕГААНТИКЛИНОРИЯ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

*М.Л. Баженов**, *И.В. Голованова***, *И.В. Козлов***, *В.Н. Пучков***,
*В.Э. Павлов****, *Н.М. Левашова**, *К.Н. Данукалов***

*Москва, Геологический институт РАН, namile2007@rambler.ru, mibazh@mail.ru

**Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, golovanova@anrb.ru, puchkv@anrb.ru,

***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, pavlov-home@rambler.ru

Для понимания истории формирования композитного Евразийского континента на протяжении фанерозоя необходимо знать расположение его основных тектонических элементов в венде, так как этот интервал (600–550 млн лет) отвечает основному времени мощных орогенических движений и укрупнения континентальных масс (кадомская, панафриканская, тиманская и другие складчатости). Отсюда «начинают отсчет» многие палинспастические модели [1, 2], и именно для этого нужны палеомагнитные данные указанного возраста по всем кратонам Евразии и основным тектоническим элементам окружающих складчатых поясов.

Вендские отложения есть во многих структурах, но палеомагнитных данных по ним мало, а их надежность оставляет желать лучшего. В 60–70-х годах прошлого века по ряду вендских объектов Евразии были получены палеомагнитные характеристики, но в настоящее время, в связи со значительными изменениями в требованиях к качеству данных, «старые» результаты признаются ненадежными. Такая ситуация сложилась, в частности, на Южном Урале, где в 60–70-х годах ряд исследователей (Н.Ф. Данукалов, Р.А. Комисарова, П.Н. Михайлов, А.Н. Храмов и др.) проводили палеомагнитное изучение отложений рифея и венда в соответствии с методическими требованиями того времени. Полученные результаты были опубликованы [3], но сейчас, из-за новых требований к качеству палеомагнитных данных, изложенные там выводы имеют лишь исторический интерес. В нашем сообщении мы представим предварительные результаты палеомагнитного переизучения одной из составляющих докембрийского разреза Южного Урала – басинской свиты верхнего венда.

Басинская свита, мощностью более 500 м, состоит из терригенных осадков, в основном полимиктовых песчаников и в меньшей степени алевролитов серой, зеленовато-серой и буровато-серой окраски. Хотя вендский возраст басинской свиты не вызывает сомнений, датирование основано на косвенных данных и корреляциях; например, данные сиквенс-стратиграфии указывают на возраст около 560 млн лет [4].

Изученные нами разрезы расположены на обоих крыльях Авдырдакской антиклинали (складка Алатауского антиклинория) в западной части Башкирского мегаантиклинория, где вендские породы практически не метаморфизованы [5], а основная складчатость имеет пермский возраст [6]. Нами было изучено около 140 ориентированных образцов песчаников (более тонкие разности отобразить технически крайне сложно), взятых примерно поровну из обоих крыльев складки. При статистической обработке образцы, отобранные из одного слоя или стратиграфического интервала мощностью в первые метры, были сгруппированы в сайты.

В ходе ступенчатого терморазмагничивания было установлено, что коллекция четко делится на две примерно равные группы. Первая группа включает образцы с естественной остаточной намагниченностью (ЕОН) не более 5×10^{-6} нТ и весьма нерегулярными изменениями направления вектора ЕОН в ходе размагничивания. Линейные сегменты на диаграммах Зийдервельда удастся выделить далеко не во всех образцах этой группы, а соответствующие направления компонент ЕОН очень сильно рассеяны. Как следствие, все образцы этой группы были исключены из рассмотрения.

В более намагниченных разностях среднетемпературная компонента выделяется в сравнительно небольшом числе образцов, а ее направления практически хаотичны. Наоборот, связанная с гематитом высокотемпературная компонента (НТ) хорошо сгруппирована внутри боль-

шинства сайтов. В современной системе координат средние по сайтам направления НТ сильно рассеяны, а после введения поправок за наклоны слоев образуют на стереограмме две практически антиподальные группы. Тест складки и тест обращения положительны для НТ, а ее среднее направление ($D^\circ=63,3$, $I^\circ=-41,3$, $k=25,0$ $a_{95}^\circ=9,9$) резко отличается от всех палеозойских палеомагнитных данных для Балтики и Урала. Также отметим, что позднепалеозойское, вероятно пермское, перемагничивание широко развито как на платформе, так и в складчатом поясе [7], но совершенно не проявлено в изученной коллекции. Обобщая, можно заключить, что НТ в породах басинской свиты, вероятно, является первичной намагниченностью, свободной от влияния позднепалеозойского перемагничивания.

Измеренному наклонению соответствует палеоширота $24^\circ \pm 5^\circ$. Не рассматривая детали анализа, мы утверждаем, что расположение изученного разреза в южном полушарии можно считать почти доказанным. Следовательно, Северный полюс для позднего венда Южного Урала имеет координаты 5° ю.ш., 183° в.д. с радиусом доверия $A_{95}=9^\circ$. «Уральская» граница Балтики в конце венда была на севере континента, в южной части (примерно на 40° ю.ш.) располагались Южная Скандинавия и Украина.

- [1] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – № 7–8. – С. 59–75.
- [2] Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia / Eds. A. Yin, M. Harrison. – Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – P. 486–640.
- [3] Данукалов Н.Ф., Комисарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея // Палеонтология. Палеомагнетизм. – М.: Наука, 1982. – С. 121–162.
- [4] Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. – 2009. – № 9. – С. 1–25.
- [5] Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. – М.: Наука, 1983. – 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 377).
- [6] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
- [7] Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеозойский палеомагнетизм Южного и Среднего Урала. – Уфа: АН СССР, 1983. – 118 с.

СТРУКТУРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕХЛА И ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

А.С. Балуев, Е.Н. Терехов

Москва, Геологический институт РАН, baluev@ilran.ru; tereh@ilran.ru

Характерной особенностью строения северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является существование здесь палеорифтовой системы Белого моря (РСБМ), включающей в себя (по новым данным [2]) четыре субпараллельные рифтовые зоны – Онежско-Кандалакшскую (Кандалакшско-Двинскую), Керецко-Пинежскую, Чапома-Лешуконскую и Понойско-Мезенскую (Баренцевоморскую), простирающиеся в северо-западном направлении вдоль края платформы. Рифтогенные желоба, разделенные выступами кристаллического фундамента платформы – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским, погружаются от Балтийского щита на юго-восток под чехол Мезенской синеклизы.

Новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря [4], а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет [2, 3 и др.] значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигала 3,0–3,5 км, то данные последних сейсмических исследований в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км [4], что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. То же касается и глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах РСБМ в пределах Мезенской синеклизы, где эти глубины достигают 8–10 км и более [3]. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [4]. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты, – это наличие сегментов (каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью), разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Эти рифтовые структуры представляют собой единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края древней континентальной плиты Балтики в среднем–позднем рифее [1]. Они пережили неоднократные активизации, наиболее значимые из которых происходили в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда сформировался современный бассейн Белого моря. Соответственно, литосфера северо-восточного сегмента ВЕП, на котором располагается РСБМ, в своей эволюции претерпела неоднократные изменения геодинамических условий, под влиянием которых происходили процессы структурообразования в земной коре и проявления магматизма, в том числе и щелочного.

РСБМ заложились во время распада (1300–1240 млн лет назад) древнего суперконтинента Палеопангея при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтикой и Лаврентией под воздействием, вероятнее всего, растекания вещества мантии в пределах экваториального горячего пояса Земли. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней к краевой части континентальной плиты. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Механизм формирования пассивной окраины континентальной плиты ВЕП в рифее был реализован согласно одной из моделей крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры. Геодинамический режим рифейской пассивной ок-

раины ВЕП был, вероятно, сходным с режимом формирования современных пассивных окраин атлантического типа. Особенности строения палеорифтовых зон (их сегментация, представляющая собой полуграбены с переменной полярностью, разделенные выступами кристаллического фундамента, существование асимметричного мантийного выступа и т.п.) говорят о том, что рифтогенез вдоль края континентальной плиты развивался по модели «простого сдвига», т.е. «пассивного» рифтинга. Вектор горизонтального растяжения при этом был ориентирован субнормально относительно края континентальной плиты. Кинематика разломно-трещинных дислокаций в режиме раздвига была преимущественно сбросовой и сдвиго-сбросовой, а разломы, формирующие борта рифтовых грабенов, имели ступенчатый характер [1].

Режим пассивной окраины сохранялся здесь и в позднем рифее вплоть до коллизионных событий, произошедших вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин ВЕП, в результате причленения к ней в позднем венде – раннем кембрии древнего континента Арктиды, включавшего в себя, наряду с Тимано-Печорским террейном, Свальбардскую плиту и другие более мелкие террейны [5]. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманских байкалид, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на п-ов Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на п-ове Варангер. Таким образом, к началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента платформы в результате коллизии сменилось сжатием, вся эта территория испытала воздымание и в течение последующих 150–160 млн лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня Мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря.

Регенерация РСБМ в среднем палеозое проходила в тылу области горизонтального сжатия континентальной плиты Балтики после столкновения последней с Лаврентией. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах, который представлен роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских каледонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков трансенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Это обусловило резко выраженную неравномерность распределения даек щелочных пород. Исследование разноглубинных ксенолитов из девонских интрузий Кольского п-ва показало, что динамические условия проявлений щелочного магматизма часто менялись с глубиной и в вертикальном разрезе земной коры могли представлять собой чередование зон сжатия и растяжения. Проявление щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

На Баренцевоморской плите в это время возникает режим растяжения с раскрытием Восточно-Баренцевского трога. Спрединговый центр с образованием субокеанской коры в фундаменте Баренцевоморского шельфа постепенно перемещался с севера на юг от Земли Франца Иосифа к Кольскому полуострову в период 390–360 млн лет. Наиболее вероятной причиной такого мощного проявления рифтинга на континентальной коре Баренцева моря в среднем палеозое могло служить надвигание литосферной плиты ВЕП на мантийный плюм в пределах экваториального горячего пояса. Движением плиты над плюмом можно объяснить и пропагацию рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма с концентрацией его в области пересечения с системой разломов Онежско-Кандалакшского палеорифта. Постдевонская история РСБМ вплоть до позднего кайнозоя характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо значительных проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма.

Позднекайнозойский (современный) этап структурной эволюции РСБМ определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент–шельф–море, в которых возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющей которых являет-

ся и гляциоизостатический эффект. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Канда-лакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) тектонических зонах.

Работа выполняется в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 и при поддержке грантов РФФИ № 09-05-00812 и НШ-651.2008.5.

- [1] *Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // *Геотектоника*. – 2006. – № 3. – С. 23–38.
- [2] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // *ДАН*. – 2009. – Т. 427, № 3. – С. 348–353.
- [3] *Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна*. – СПб.: Наука, 2006. – 319 с.
- [4] *Журавлев В.А.* Структура земной коры Беломорского региона // *Разведка и охрана недр*. – 2007. – № 9. – С. 22–26.
- [5] *Кузнецов Н.Б.* и др. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – 100 с.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ

С.Ю. Беляев, И.И. Белякова

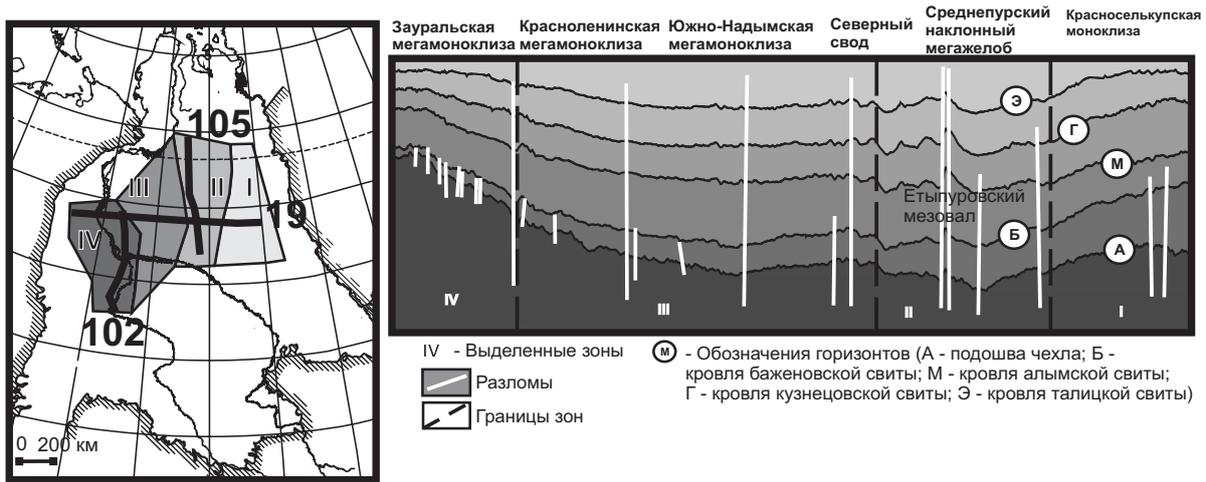
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
BelyaevSY@ipgg.nsc.ru, BelyakovaII@ipgg.nsc.ru

Громадная территория северной части замкнувшегося в позднем палеозое Палеоазиатского океана (Западно-Сибирская геосинеклиза) перекрыта мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, в котором сосредоточены в настоящее время основные углеводородные запасы России. На рубеже палеозоя и мезозоя на этой территории сформировалась рифтовая система, над которой в мезозое образовался крупнейший осадочный бассейн – Западно-Сибирский. Нефтегазоносность чехла обусловлена особенностями осадконакопления (формирование нефтематеринских формаций и формаций-флюидоупоров) и тектонического развития в мезозое и кайнозое (режим погружения и напряжения, обеспечившими генерацию углеводородов из органического вещества и формирование структур – ловушек для мигрировавших углеводородов). Таким образом, восстановление «тектонической жизни» этой территории после окончательного замыкания Палеоазиатского океанического бассейна, несомненно, актуально и в фундаментальном и в прикладном отношении. Мы приведем результаты, полученные при решении этой проблемы в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН.

При исследовании истории тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы использовался программный пакет W-Seis, позволяющий провести интерпретацию сейсмических профилей и осуществить построение палеоразрезов, отражающих структуру осадочного чехла на определённых этапах развития. Использование сейсмических профилей для выявления структуры осадочного чехла обусловлено наличием в сейсмическом разрезе энергетически выраженных отражающих горизонтов, которые выдержаны по латерали и представлены отложениями существенно глинистого состава. Отложения были сформированы в эпохи трансгрессий, поэтому их кровли можно принять за поверхности регионального выравнивания. Таковыми являются баженовская (поздняя юра), алымская (ранний апт), кузнецовская (турон) и талицкая (поздний палеоцен) свиты – отражающие горизонты Б, М, Г и Э. На профилях выделяется также подошва мезозойско-кайнозойского чехла – отражающий горизонт А. На сейсмических профилях проводится корреляция горизонтов, выделяются заключенные между ними сейсмогеологические комплексы, а также тектонические элементы каждого из горизонтов (в соответствии с тектонической картой юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [1]). Для восстановления истории тектонического развития выполняются палеопостроения по основным отражающим горизонтам. Методика палеопостроений основана на принципах тектонического анализа мощностей [2 и др.]. В общих чертах суть этого анализа заключается в следующем: характер изменения толщин комплексов, заключённых между поверхностями выравнивания, отображает амплитуды тектонических движений на различных этапах развития территории – зоны увеличенных толщин комплексов отвечают палеодепрессиям (областям прогибания), зоны уменьшенных – палеоподнятиям (областям относительного воздымания).

Так как отложения, соответствующие отражающим горизонтам, являлись поверхностями регионального выравнивания – субгоризонтальными поверхностями, то результатом «выравнивания» отражающего горизонта и одновременного «снятия» вышележащего комплекса отложений, а также деформаций, произошедших со всеми отложениями за период накопления этого комплекса, будет сейсмогеологический разрез на время окончания формирования выравниваемого горизонта.

Для анализа были взяты региональные сейсмические профили 19, 105 и 102 в центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы, ориентированные субширотно и субмеридиально



Положение сейсмических профилей, выделенных зон и сейсмогеологический профиль 19.

(рисунок). Эта территория относительно хорошо изучена, промышленная нефтегазоносность чехла здесь давно установлена.

Осадочный чехол на территории, пересекаемой региональными профилями, начинается отложениями с возрастом от триаса до средней юры, а заканчивается меловыми и кайнозойскими отложениями, распространёнными повсеместно.

Главная цель исследования – выявление современной структуры мезозойско-кайнозойского чехла по разным горизонтам и восстановление истории тектонического развития центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое, районирование территории по современной структуре и истории тектонического развития.

Анализ регионального сейсмического профиля 19 позволил выделить четыре субмеридиональные зоны, отличающиеся по этим критериям (рисунок).

К первой зоне относится Красноселькупская моноклиза, которая развивалась на протяжении послепермской истории как крупная слабдеформированная моноклиальная структура, в течение этого времени изменялись лишь азимут и угол её наклона. В кайнозойскую эру развитие зоны сопровождалось активным воздыманием с более высокой амплитудой на востоке, что привело к более крутому наклону Красноселькупской моноклизы на запад.

Вторая зона объединяет очень контрастные структуры в окружении Уренгойско-Колтогорского рифта. Формирование этой зоны началось ещё в юрский период с возникновения зоны прогибания на месте современного Среднепурского наклонного мегажлоба, после чего происходило унаследованное развитие этой структуры. К концу мелового (ранний палеоген) структура осадочного чехла в этой зоне осложнилась элементами более высокого порядка. В кайнозое (неотектонический этап) контрастность структур возросла, произошло очень значительное (в несколько раз) увеличение их амплитуд (а следовательно, и объема ловушек углеводородов) и усложнение.

Третья зона объединяет Красноленинскую и Южно-Надымскую мегамоноклизы, а также Северный свод. Промежуточные надпорядковые структуры до кайнозойского этапа развивались унаследованно, это были пологие тектонические элементы, в одинаковой мере нарушенные дизъюнктивами и не осложнённые контрастными структурами более высоких порядков. Подобным же образом происходило развитие Северного свода – на протяжении докайнозойской истории он рос постепенно, без резких изменений, наследуя очертания структуры, сформированной к концу раннего перма. В кайнозойскую эру Северный свод испытал наиболее значительный рост и усложнение структуры.

К четвёртой зоне относится Зауральская мегамоноклиза. Эта зона развивалась достаточно активно на протяжении всей послепермской истории: к концу неокомского времени Зауральская мегамоноклиза представляла собой два крупных поднятия, осложнённых большим количеством разрывных нарушений; в посленеокомское время она развивалась как крупная моноклиальная структура, угол наклона которой на восток постоянно увеличивался.

Субмеридиональный региональный сейсмический профиль 105 пересекает вторую и третью выделенные зоны (рисунок). В результате анализа построенных палеоразрезов по этому профилю, соответствующих времени окончания формирования основных отражающих горизонтов (алымская, кузнецовская, талицкая свиты), развитие территории можно разделить на два основных этапа.

Первому этапу соответствует интервал времени с апта по турон. На этом этапе наиболее выраженными тектоническими элементами в рельефе верхнеюрских и аптских отложений являются некрупные положительные структуры. В целом же рельеф доконьякских отложений в конце турона представлял собой неравномерно деформированную поверхность со слабым региональным наклоном на север.

Второй – коньяк-кайнозойский – этап развития характеризуется интенсивным ростом положительных структур и прогибанием отрицательных, формированием большого количества разрывных нарушений.

Территорию, пересекаемую региональным профилем 102, по результатам анализа палеоразрезов можно разделить на две части, отличающиеся по истории тектонического развития. Очертания основных структур, располагающихся в южной части этой территории, были оформлены к концу неокома. В посленеокомское время эти структуры развивались унаследованно с увеличением контрастности. Возникновение структур, осложняющих северную часть территории, произошло лишь к концу турона. На коньяк-раннепалеогеновом этапе развития происходил постепенный рост этих структур, а кайнозойский этап характеризовался увеличением амплитуды и усложнением структуры осадочного чехла.

Таким образом, анализ региональных сейсмических профилей в центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы позволил выделить в ее чехле меридиональные и широтные зоны, различающиеся по современной структуре и истории тектонического развития. Эти различия обусловлены движениями блоков домезозойского основания в мезозое и кайнозое. Анализ отличий позволяет объяснить некоторые принципиальные особенности нефтегазоносности разных частей территории, в том числе этажность и фазовый состав месторождений углеводородов.

[1] *Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И.* Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 11–12. – С. 1832–1845.

[2] *Гарецкий Р.Г., Янин А.Л.* Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 115–165.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОКЕМБРИИ И КЕМБРИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ «БАТОЛИТ»)

С.Ю. Беляев, О.В. Быкова, В.А. Конторович, И.А. Губин, В.В. Лапковский

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
BelyaevSY@ipgg.nsc.ru

Сейсмический профиль «Батолит» пересекает Лено-Тунгусскую нефтегазоносную провинцию Сибирской платформы в субширотном направлении (рисунок). Ниже представлена авторская модель современной структуры чехла и рельефа кровли кристаллического фундамента в сечении этого профиля, при создании которой использованы современные базы данных глубокого бурения, сеточные модели структурных карт по опорным горизонтам осадочного чехла [1] и интерпретационный пакет W-Seis (ИНГГ СО РАН). Анализ современной структуры и толщин сейсмокомплексов позволяет выделить крупные этапы истории ее формирования, совпадающие с тектоническими событиями в складчатом обрамлении платформы.

В разрезе осадочного чехла выделяются отражающие горизонты, среди которых выбраны наиболее хорошо прослеживаемые на профиле «Батолит»: кровля кристаллического фундамента, эрозионная поверхность рифея, кровля тэтэрской свиты (венда), кровли свит кембрия, подошва пермо-триасовых отложений.

Для верификации результатов интерпретации сейсмических данных построен корреляционный разрез вдоль профиля «Батолит» по расположенным на профиле и вблизи него скважинам. По специально разработанной методике временной разрез преобразован в глубинный. По совокупности результатов построен глубинный сейсмогеологический разрез по профилю «Батолит» (рисунок).

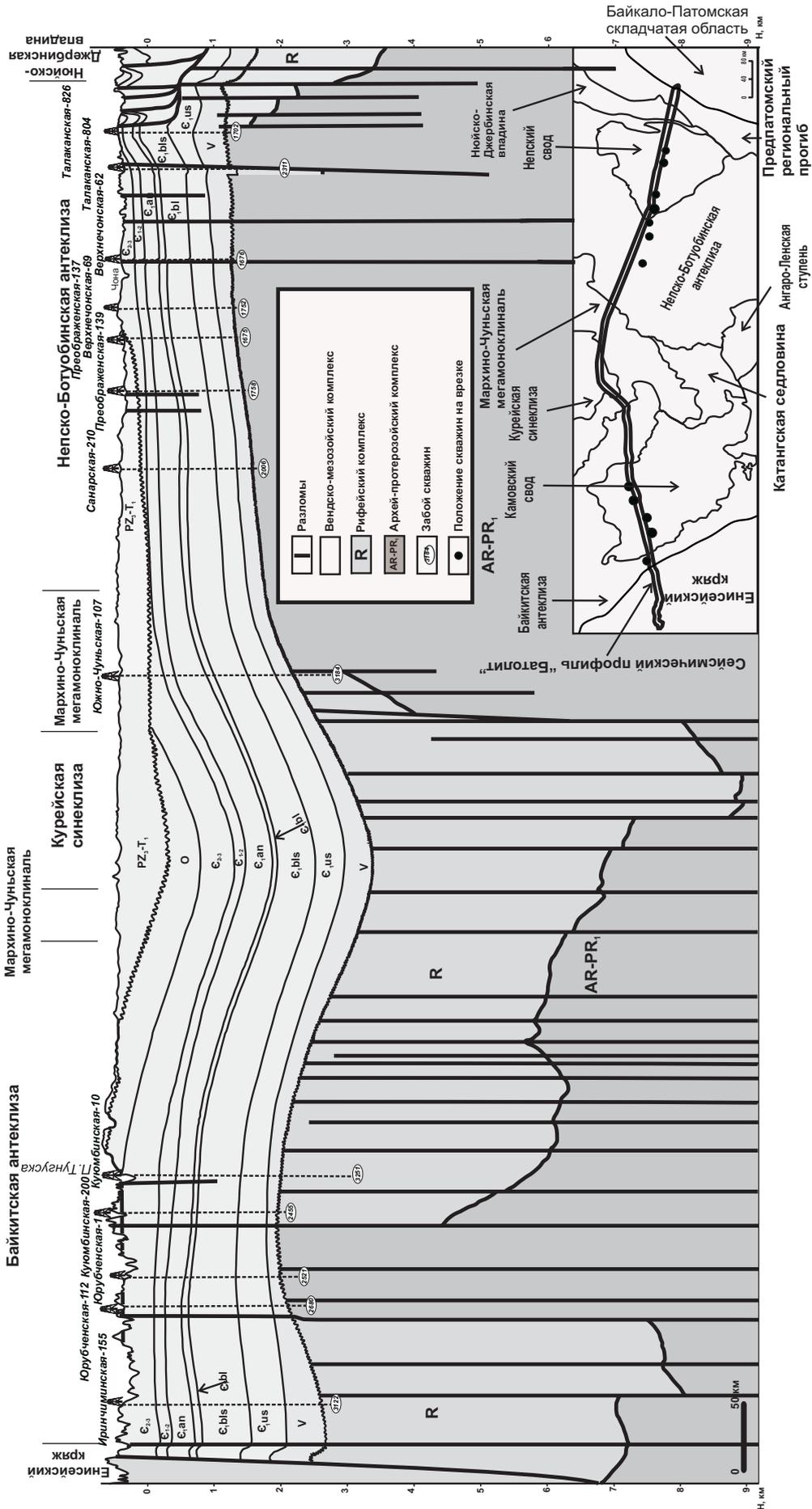
Выделены следующие сейсмогеологические комплексы.

Рифейский сейсмогеологический комплекс отсутствует в центральной части Байкитской антеклизы, имеет наибольшую мощность (более 5 км) в Курейской синеклизе, широко распространен в зонах сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы с Предпатомским региональным прогибом, Байкитской антеклизы с Енисейским кряжем. Внутри рифейской толщи в центральной части профиля выделяются отражающие горизонты R_2 , R_3 , и R_4 , не прослеживаемые по латерали. В кровле комплекс контролируется горизонтом R_0 . Рифей нарушен серией крутопадающих разломов, амплитуда которых часто превышает 1000 м.

Вендский сейсмогеологический комплекс распространен на протяжении всего профиля. Рельеф кровли сейсмокомплекса вдоль профиля «Батолит» в целом отражает основные структуры вышележащих горизонтов осадочного чехла, его толщины выдерживаются на территории Непско-Ботуобинской антеклизы, закономерно увеличиваясь в направлении Предпатомского регионального прогиба (около 500 м) и Курейской синеклизы. На склонах и своде Байкитской антеклизы мощность вендского комплекса сокращается, а в сторону Енисейского кряжа резко нарастает (до 600 м).

Нижнекембрийские подсолевой и солевой сейсмогеологические комплексы хорошо прослеживаются на всей исследуемой территории, их мощности постепенно уменьшаются с запада на восток. На западном склоне Байкитской антеклизы отложения усольской свиты раздуваются в мощности за счет внедрения траппового тела.

Нижнекембрийские горизонты залегают квазипараллельно вендским и незначительно нарушены разрывами. Однако в зоне сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского регионального прогиба нижнекембрийские горизонты, в отличие от нижележащих горизонтов венда, смяты в складки, разбиты многочисленными нарушениями и формируют рамповые надвиговые структуры. Детачмент аллохтона по мере приближения к Непско-Ботуобинской антеклизе омолаживается.



Сейсмогеологический разрез осадочного чехла центральной части Сибирской платформы вдоль профиля «Батолит» (на врезке показано положение сейсмпрофиля).

Вышележащие кембрийские и ордовикские отложения структурно-согласно наращивают разрез, а пермско-триасовая вулканогенно-осадочная толща резко несогласно залегает на отложениях разного возраста в центральной части профиля «Батолит».

Для восстановления истории формирования современной структуры осадочного чехла в трансекте профиля «Батолит» применялся тектонический анализ мощностей с учетом тех факторов, которые его ограничивают: наличия перерывов в разрезе, развития недокомпенсированных прогибов, разрывной тектоники, наличия траппов, выщелачивания солей и др.

Анализ современных временных разрезов и палеоразрезов позволяет сделать следующие выводы:

- В рифее формировались крупные бассейны осадконакопления в западной, центральной и восточной частях профиля, разделенные сушей.
- Вендский комплекс накапливался на выровненной поверхности с депрессионными областями в зонах сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем и с Байкало-Патомской складчатой областью, а также на территории Курейской синеклизы. До конца раннего палеозоя территория развивалась унаследованно.
- Оформление современного структурного плана территории произошло в послераннепалеозойское время и связано с тектоническими движениями конца каледонского либо начала герцинского циклов в западном и южном обрамлении Сибирской платформы и трапповым магматизмом.

[1] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Старосельцев В.С., Мандельбаум М.М., Мигурский А.В., Моисеев С.А., Сафронов А.Ф., Ситников В.С., Хоменко А.В., Еремин Ю.Г., Быкова О.В. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 851–862.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В ВЕНДЕ И КЕМБРИИ

С.Ю. Беляев, С.А. Мусеев, Д.Ю. Титов

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
BelyaevSY@ipgg.nsc.ru

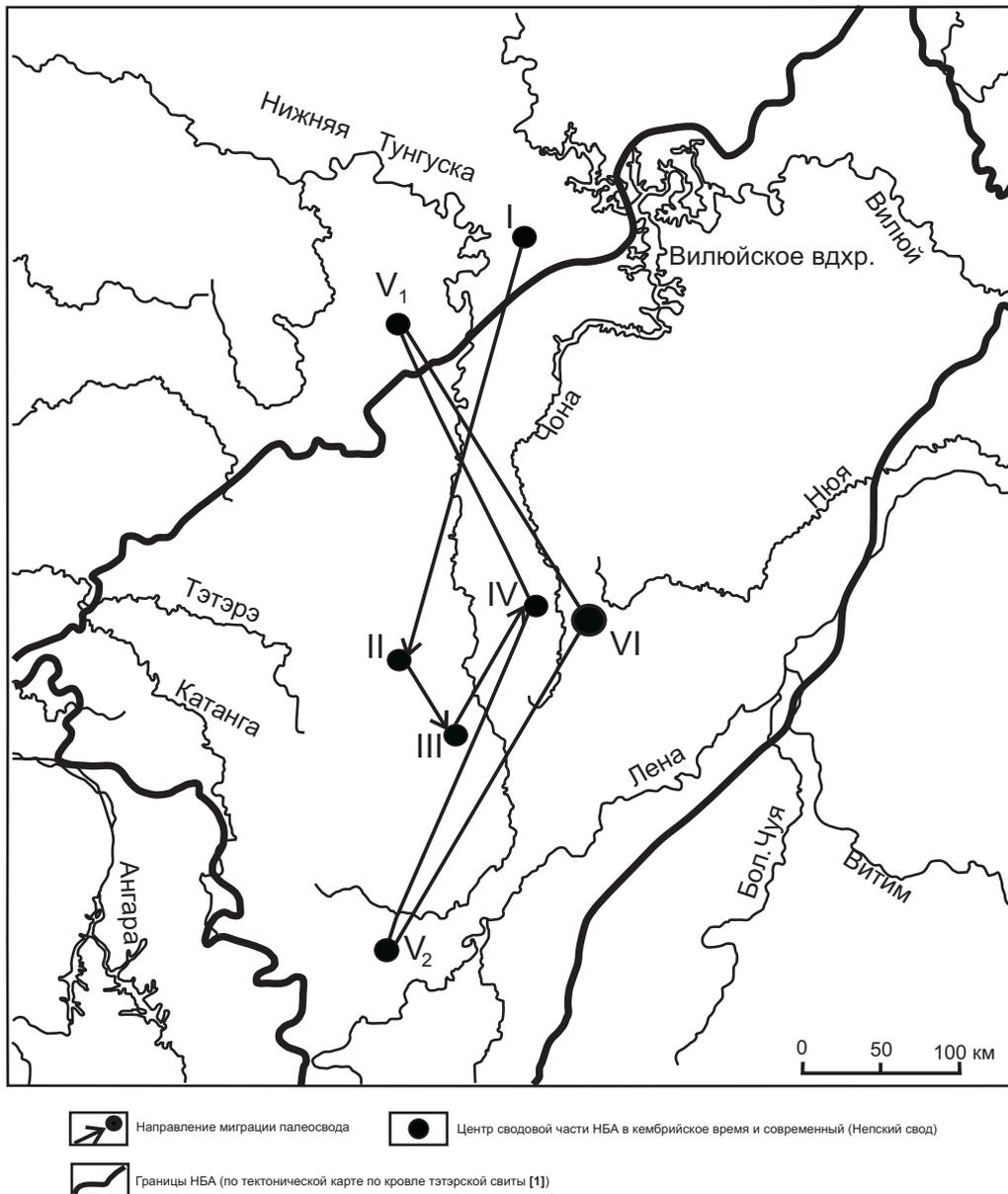
Непско-Ботуобинская антеклиза (НБА) расположена в юго-восточной части Сибирской платформы, вблизи ее границы с Байкало-Патомской покровно-складчатой системой. Территория антеклизы относится к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, здесь сосредоточены многочисленные крупные месторождения углеводородов, предполагаются высокие перспективы дальнейших открытий. Фундамент платформы на территории НБА перекрыт венд-палеозойским осадочным чехлом, рифейские отложения на большей части территории отсутствуют и появляются в основании чехла только на юго-восточном склоне антеклизы, в зоне ее перехода в Предпатомский региональный прогиб, и на северо-западном склоне. Нефтегазоносность связана с венд-кембрийскими отложениями. Сказанное обусловило относительно хорошую изученность (геофизическими методами и бурением) территории антеклизы.

Имеющиеся материалы позволяют довольно детально восстановить историю тектонического развития Непско-Ботуобинской антеклизы в вендское и кембрийское время. Ниже изложим полученные результаты, которые, кроме прикладного значения, могут быть использованы при тектонических исследованиях в Байкало-Патомском регионе, так как несомненно, что тектонические события на территории НБА, как краевой части Сибирской платформы, обусловлены, в первую очередь, тектоническими процессами в ее обрамлении и коррелируются с ними.

В качестве фактической базы для исследований использовались сеточные электронные модели структурных карт по основным отражающим горизонтам всей территории Сибирской платформы, созданные в ИНГГ СО РАН [1], все данные по глубокому бурению. В рамках исследования построены «недостающие» для полноценного восстановления истории тектонического развития структурные карты. На этой базе (карты по кровле рифея, а в зонах его отсутствия – по поверхности кристаллического фундамента, по кровлям непской, тирской, катангской, собинской и тэтэрской свит) получены карты толщин отложений, заключенных между отражающими горизонтами. Построены карты толщин кембрийских отложений: верхне-, средне-, нижнеусольской подсвит, бельской, ангарской свит, а также толщин солей в соленосном комплексе. Анализ последних показал отсутствие проявлений соляной тектоники на большей части территории исследования (или крайне слабую ее проявленность). Таким образом установлен компенсированный характер осадконакопления в венде и кембрии, что позволяет использовать метод тектонического анализа мощностей для восстановления истории тектонического развития (при учёте проявлений траппового магматизма и др.). Для верификации результатов анализа построены корреляционные профили по простиранию и вкрест простирания НБА, а на их основе – палеотектонические профили.

Главные результаты проведенного анализа в данном сообщении удобно представить как иллюстрацию миграции «палеосвода НБА» в венде–кембрии (рисунок). Палеосводом будем называть область уменьшенных толщин соответствующих определенному интервалу времени отложений, вплоть до полного их выклинивания.

В непское время палеосвод располагался на севере, вблизи северо-западной границы НБА, в ее средней части. К тирскому времени палеосвод переместился на очень большое расстояние – из северной в центральную часть антеклизы. В катангское время палеосвод мигрирует дальше на юг, а в собинское время он располагается в центральной части антеклизы. В тэтэрское время, при выдержанных в целом толщинах отложений на территории, две области пониженных толщин зафиксированы на севере и юге. В раннем кембрии область пониженных толщин устанавливается в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы и приблизительно соответствует современному положению Непского свода. На протяжении дальнейшей кембрийской



Миграция палеосвода НБА в вендско-кембрийское время.

истории свод несколько меняет свое положение, однако центральная часть антеклизы всегда остается положительной структурой.

Фиксируются зоны повышенных толщин (палеодепрессии), проявленные в той или иной степени на всех картах толщин: 1) северо-восточная (юго-западный склон Ыгыаттинской мегавпадины); 2) юго-восточная (восточная часть Предпатомского регионального прогиба); 3) юго-западная (северная часть Ангаро-Ленской ступени); 4) северо-западная (юго-восток Курейской синеклизы).

На основе анализа этих материалов сделаны следующие выводы:

- Отсутствие проявлений соляной тектоники на большей части НБА и возможность исключить из анализа влияние траппового магматизма позволило применить метод анализа мощностей для восстановления истории тектонического развития территории в венд-кембрийское время.
- В течение венда и кембрия НБА как единая структура развивалась неравномерно – скорости положительных и отрицательных тектонических движений в ее разных частях были разными.

- Принципиальные черты современной структуры НБА сформировались уже к концу тэ-тэрского времени. С раннекембрийского времени палеосвод располагается в центральной части НБА, как и Непский мегасвод в современной структуре.
- Выделенные интервалы в тектонической истории юга Сибирской платформы необходимо учитывать при исследовании ее складчатого обрамления.

[1] *Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Старосельцев В.С., Мандельбаум М.М., Мигурский А.В., Моисеев С.А., Сафронов А.Ф., Ситников В.С., Хоменко А.В., Еремин Ю.Г., Быкова О.В.* Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 851–862.

МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕТРИАСОВО-МЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

С.Ю. Беляев, М.А. Фомин

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
BelyaevSY@ipgg.nsc.ru, FominMA@ipgg.nsc.ru

Енисей-Хатангский региональный прогиб является северо-восточным продолжением Западно-Сибирской геосинеклизы. Чехольный комплекс прогиба – триасово-кайнозойский, причем кайнозойская часть разреза очень маломощная. В меридиональном сечении Енисей-Хатангский прогиб разделяет Сибирскую платформу и Таймырскую покровно-складчатую область. Длина прогиба составляет более 1000 км, на этом протяжении чехольный комплекс перекрывает разные по возрасту, современной структуре и геодинамической природе комплексы. Можно констатировать, что с севера под чехол погружаются интенсивно складчатые (покровно-складчатые) образования неопротерозоя–палеозоя, а с юга – нескладчатые отложения чехла Сибирской платформы того же возраста. Такова ситуация в западной части прогиба. На востоке дочехольные палеозойские комплексы, вероятно, структурно-согласно наращивают вниз мезозойский разрез. На большей части территории Енисей-Хатангского прогиба, по имеющимся данным, распространен вулканогенный или осадочно-вулканогенный нижнетриасовый комплекс, отождествляемый с таковым Сибирской платформы, Таймыра и Западно-Сибирской геосинеклизы.

Таким образом, в мезозое территория Енисей-Хатангского регионального прогиба заведомо располагалась внутри единой литосферной плиты. Перспективы нефтегазоносности территории связаны в основном с мезозойскими отложениями (за исключением его крайней восточной части). Современная структура чехла прогиба сформировалась в течение мезозоя. Тектонические процессы в это время были обусловлены движениями блоков дочехольных образований или, если говорить шире, – взаимодействием крупных жестких массивов (Таймыра и Сибирской платформы).

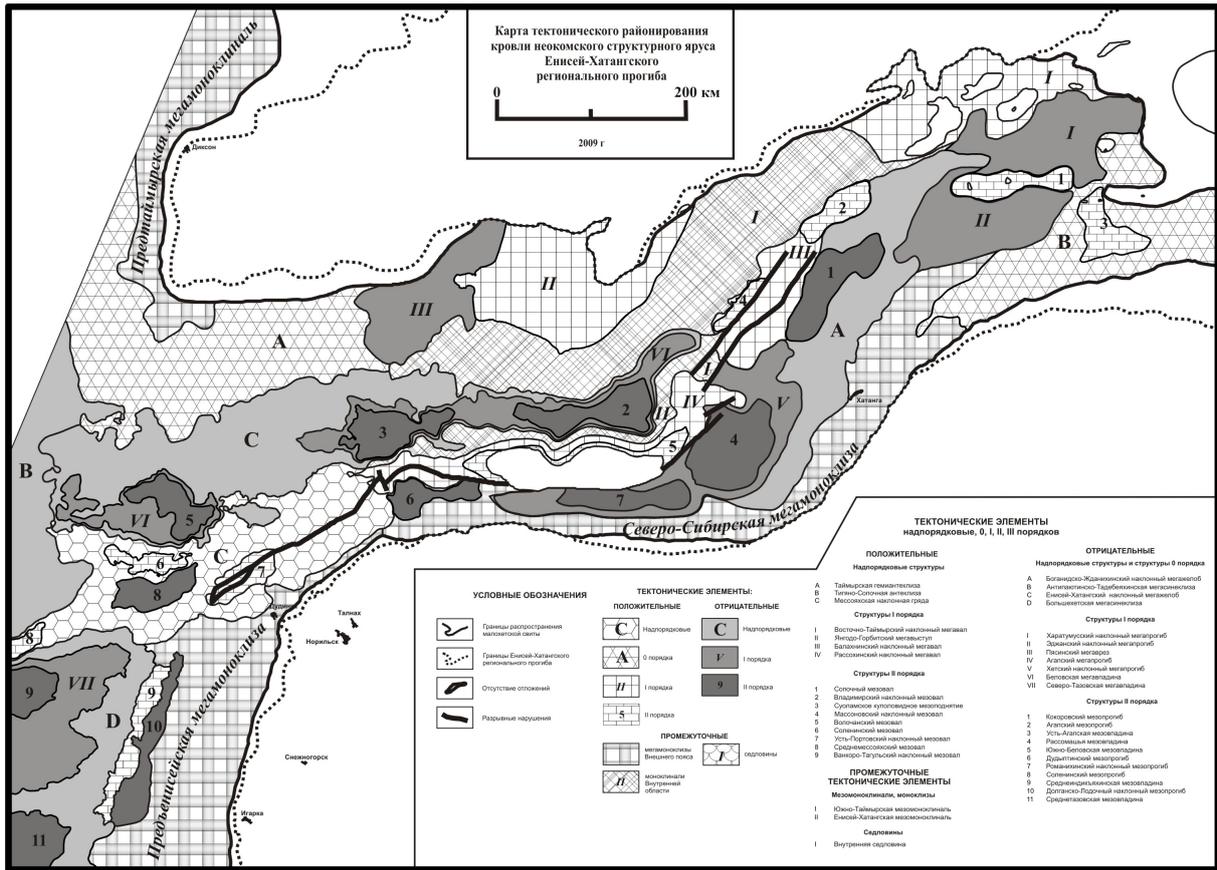
Таким образом, восстановление истории формирования современной структуры чехольного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба важно как в прикладном плане, так и в фундаментальном.

Ранее авторами была детально рассмотрена структура отдельных уровней мезозойско-кайнозойского осадочного чехла территории исследования [1–4].

В данной работе приведена карта тектонического районирования кровли малохетской свиты (рисунок). В совокупности эта и опубликованные ранее карты являются объемной моделью современной структуры верхнетриасово-мелового осадочного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба по четырем поверхностям: по его подошве, по кровлям юрского (кровля яновстанской свиты), неокомского (кровля малохетской свиты) и апт-альб-сеноманского (кровля долганской свиты) структурных ярусов.

Тектоническое районирование было проведено на основе структурных карт, построенных в ИНГГ СО РАН с использованием последних данных сейсморазведки и бурения, в рамках единой классификации для тектонических элементов, которая была разработана для территории Западно-Сибирской геосинеклизы.

Выделены крупные тектонические элементы, которые прослеживаются на всех рассмотренных в цикле работ уровнях осадочного чехла. Так, в центральной, наиболее депрессионной, части регионального прогиба оконтуриваются Енисей-Хатангский и Боганидско-Жданихинский наклонные мегажелоба, разделенные Балахнинским и Рассохинским мегавалами, Внутренней седловиной, Енисей-Хатангской мезомоноклиналью и системой разломов. В центральной части прогиба прослеживается Южно-Таймырская мезомоноклиза, которая на всех уровнях, за исключением кровли апт-альб-сеноманского структурного яруса, протягивается практи-



Карта тектонического районирования кровли неокомского структурного яруса Енисей-Хатангского регионального прогиба.

чески через все территорию Енисей-Хатангского регионального прогиба. Восточная часть территории исследования приподнята, здесь выделены крупные положительные структурные элементы, которые ограничивают региональный прогиб с востока. На бортах регионального прогиба выделяются мегамонотонности: Предъенисейская, Северо-Сибирская и Предтаймырская. Из Западно-Сибирской геосинеклизы на территорию исследования протягиваются Мессояхская наклонная гряда, Большехетская и Антипаулютинско-Гадебейхинская мегасинеклизы.

Принципиальные черты тектонического строения Енисей-Хатангского регионального прогиба сохраняются на всех рассмотренных уровнях верхнетриасово-мелового комплекса. Выполненное тектоническое районирование позволило выявить детали его современного строения. Структуры разных порядков отличаются контрастностью, расчлененностью рельефа, абсолютными отметками ограничения, размерами и морфологией. Набор карт тектонического районирования по четырем опорным отражающим горизонтам мезозойско-кайнозойского осадочного чехла является трехмерной моделью его современной структуры. Полученные тектонические карты служат основой для восстановления истории тектонического развития территории Енисей-Хатангского регионального прогиба в мезозое и кайнозое. Выявление основных этапов формирования современной структуры чехла позволит более точно сформулировать тектонические предпосылки нефтегазоносности и проследить взаимоотношения между жесткими блоками Таймыра и Сибирской платформы на этом временном интервале.

[1] Беляев С.Ю., Фомин М.А. Анализ истории формирования современной структуры осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Всероссийского научного совещания (14–18 октября 2008 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 1. – С. 40–42.

- [2] *Фомин М.А.* Тектоника нижнего структурного яруса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // Проблемы геологии и освоения недр: Сборник научных трудов XII международного симпозиума имени академика М.А. Усова, 2008. – С. 135–138.
- [3] *Фомин М.А.* Тектоническое районирование территории Енисей-Хатангского регионального прогиба по кровле апт-альб-сеноманского структурного яруса // Труды научной конференции молодых ученых, аспирантов, студентов «Трофимуковские чтения 2008». – Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2008. Т. 1. – С. 71–73.
- [4] *Фомин М.А., Беляев С.Ю., Кузнецов Р.О.* Тектоническое районирование мезозойско-кайнозойского осадочного чехла территории Енисей-Хатангского регионального прогиба // Труды научной конференции молодых ученых, аспирантов, студентов «Трофимуковские чтения 2007». – Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2007. – С. 73–74.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ СЕЙСМОГЕННОЙ ОПАСНОСТИ

С.А. Борняков

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

С целью поиска новых эффективных средне- и краткосрочных предвестников землетрясений проведен инструментальный деформационный мониторинг в двух наземных пунктах наблюдений в южной части Байкальской сеймоактивной области и в одном пункте в ледовом покрове оз. Байкал.

Первый наземный пункт находился в штольне, расположенной на территории сеймостанции «Талая» Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН. Измерения деформаций горных пород проводились с помощью штанговых датчиков с базой 1,8 м в трех взаимно перпендикулярных направлениях – поперек (датчик № 1) и вдоль штольни (датчик № 2) (простираение 60° и 150° соответственно) и по вертикали (датчик № 3). Рабочими элементами датчиков являлись тензодатчики балочного типа фирмы «Scame». Их опрос с 30-секундной дискретизацией, накопление и хранение цифровой информации осуществлялись регистратором «Сдвиг».

Второй наземный пункт располагался в 100 км от сеймостанции «Талая» в поселке Листвянка, где проводился мониторинг посредством детектора авторской разработки. Детектор состоит из герметизированной трубы из термостойкого кварцевого стекла диаметром 9,5 см и длиной 0,85 м, заполненной специальным наполнителем, реагирующим изменением объема на энергетическое возмущение, распространяющееся от очага землетрясения. Вариации объема фиксировались высокочувствительным тензодатчиком, соединенным со штоком подвижной мембраны. Как и в предыдущем случае, для опроса датчика и записи данных использовался регистратор «Сдвиг». Детектор был установлен вертикально в шурфе двухметровой глубины, пройденном в коллювиально-пролювиальных отложениях, имеющем земляное перекрытие с дополнительным теплоизоляционным материалом. Последнее обеспечивало в нем постоянство температуры. Любое боковое контактное механическое воздействие на сейсмодетектор было исключено, что позволяет связывать вариации объема его наполнителя только с действием физических полей. Наземный деформационный мониторинг проводился с апреля по ноябрь 2008 г.

Мониторинг деформаций ледового покрова оз. Байкал проведен в районе п. Листвянка в марте 2009 г., когда из-за резкого повышения дневных температур происходит разуплотнение и разрушение льда в ствольных трещинах, что сопровождается сильными ледовыми ударами (льдотрясениями). Описанный выше штанговый датчик был установлен в 10 м от ствольной трещины вкрест её простираения в нише, выпиленной во льду. Рядом через лунку под лед на подвесе был установлен детектор на глубине 1 м от его нижней границы.

На рис. 1 графически представлены результаты двух видов мониторинга с 15 по 22 мая 2009 г. В этот период (20 мая 2009 г.) на юго-западном побережье Байкала в районе устья р. Баргузин произошло Усть-Баргузинское землетрясение с $M=5,2$. Время его реализации отмечено на одноименных шкалах графиков стрелкой. Эпицентр этого землетрясения находился в 200 км от п. Листвянка и в 300 км от сеймостанции «Талая». Из первого графика (рис. 1, А) видно, что начиная с конца дня 17 мая происходит заметное увеличение деформаций горных пород по горизонтальным направлениям (датчики № 1 и № 2). Если до этого дня их абсолютное приращение составляло не более 2 мкм/сут, то в последующие – 18 и 19 мая – оно возросло до 10 мкм/сут, то есть в 5 раз. Этот аномальный режим горизонтального растяжения просуществовал до 20 мая, испытав кратковременную 5–6-часовую инверсию на сжатие, сменившуюся снова растяжением за первые часы до землетрясения. Через 10–15 часов после землетрясения эффект растяжения горных пород в горизонтальных направлениях исчезает, сменяясь слабым сжатием.

Вертикальная деформация (датчик № 3) увеличилась 17 мая по сравнению с предшествующим фоновым значением 2 мкм/сутки в 2 раза и в этом режиме развивалась до 19 мая,

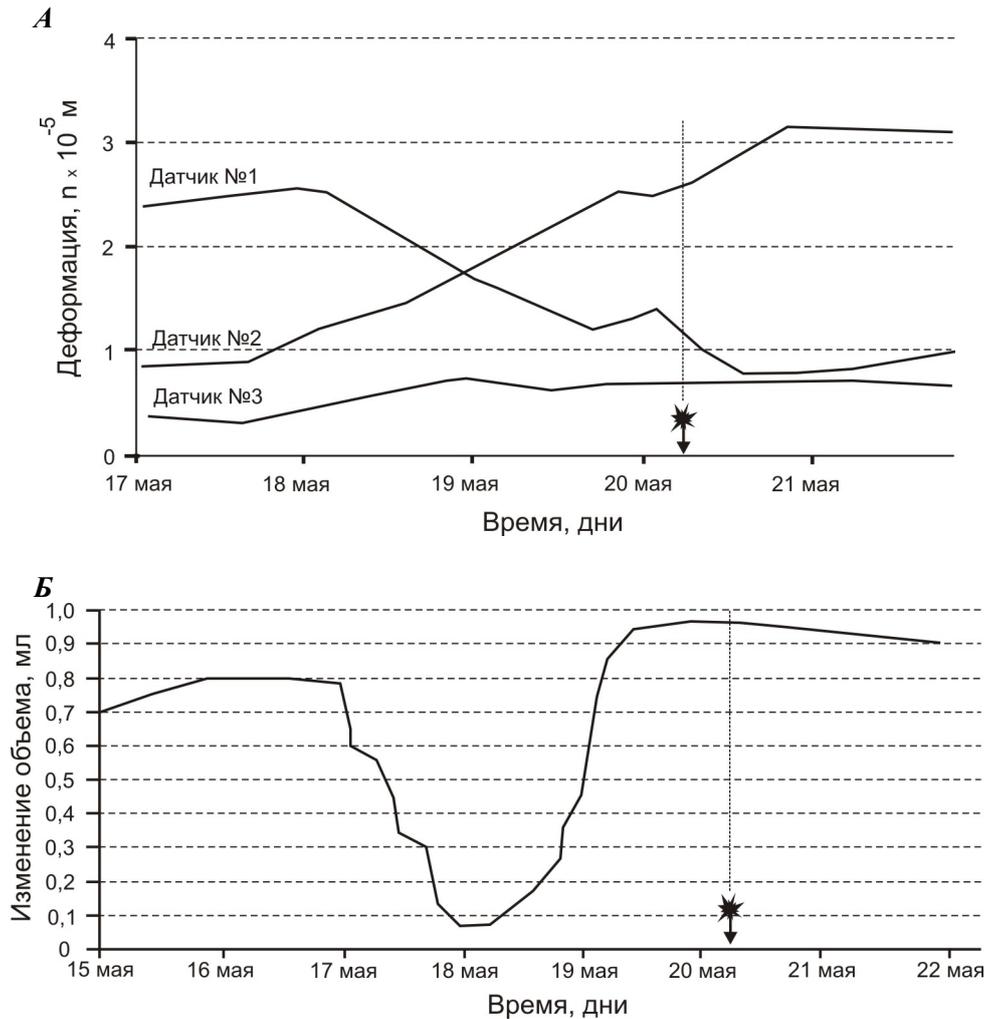


Рис. 1. Вариации деформаций горных пород в штольне с/с «Талая» (А) и объема наполнителя сейсмодетектора в п. Листвянка (Б). Стрелкой отмечен момент реализации Усть-Баргузинского землетрясения.

после чего, испытыв двенадцатичасовую незначительную инверсию на сжатие, снова немного увеличилась и стабилизировалась.

Второй график (рис. 1, Б) отражает временные вариации объема наполнителя в детекторе, проявившиеся в его небольшом возрастании и стабилизации 15–16 мая с последующими резкими уменьшением на 0,72 миллилитра 17 мая и увеличением на 0,95 миллилитра 18 и 19 мая. Эти вариации измеряемого параметра, по сравнению с предшествовавшими им фоновыми, являются аномальными.

В целом приведенные графические данные показывают, что за двое суток до Усть-Баргузинского землетрясения в пунктах мониторинга, удаленных от его эпицентра на 300 и 200 км соответственно, зафиксированы аномальные изменения измеряемых параметров. Эти изменения однозначно указывают на наличие объемного расширения горных пород и наполнителя детектора за 2–3 дня до момента сейсмогенерации.

На рис. 2 графически представлены результаты мониторинга на ледовом покрове оз. Байкал 14 марта 2009 г., когда имел место ледовый удар.

Сопоставление графиков показывает элементы согласованности в поведении деформационных параметров. Видно, что основному ледовому удару, произошедшему на фоне роста деформации сжатия ледового покрова, предшествовало сначала тридцатиминутное увеличение объема наполнителя детектора, сменившееся его тридцатиминутным более существенным уменьшением. Те же тенденции в поведении деформационных параметров наблюдаются и

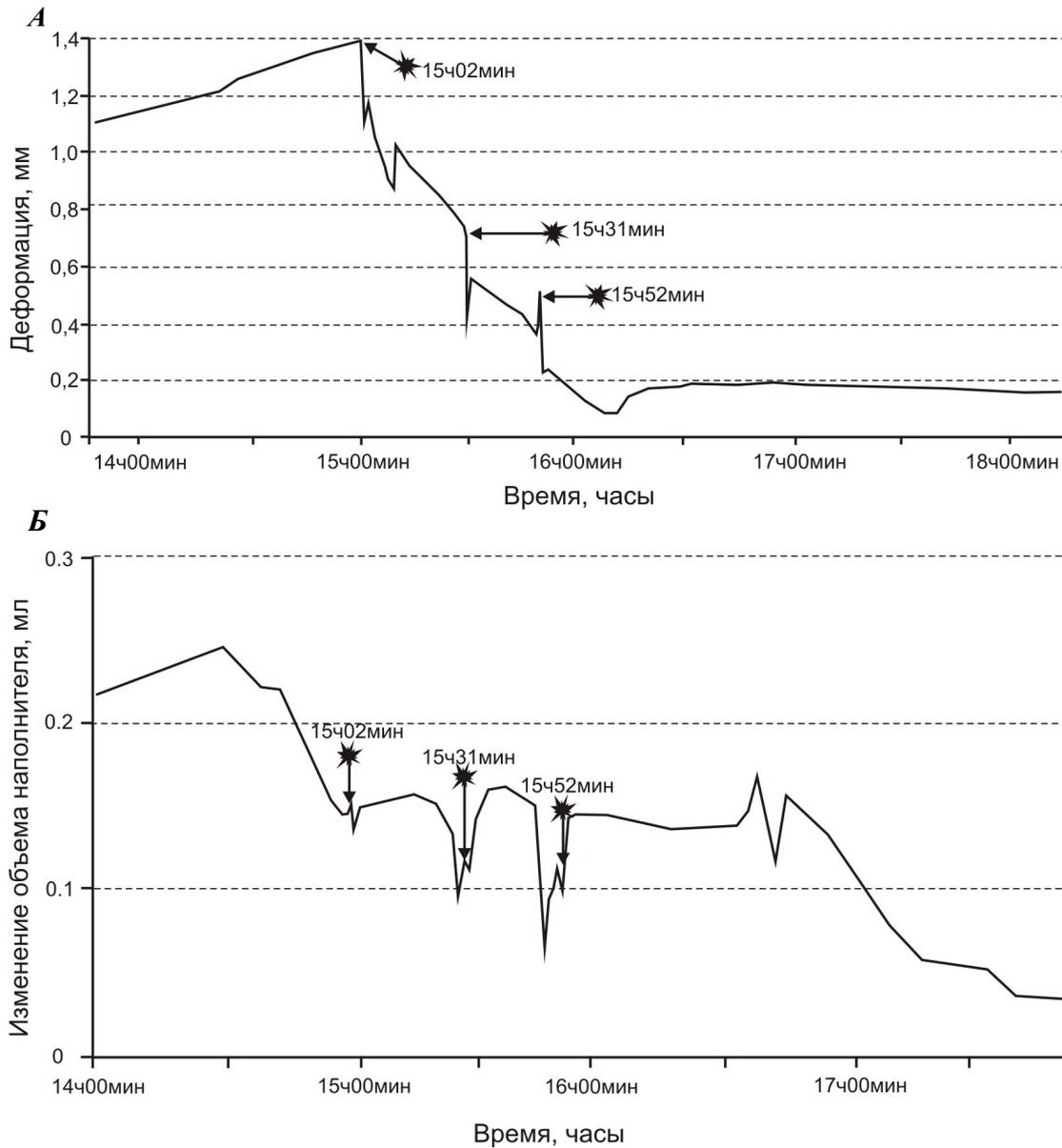


Рис. 2. Деформации ледового покрова (А) и наполнителя сейсмодетектора (Б) в условных единицах 14 марта с 15 ч до 19 ч. Первая сверху стрелка указывает момент ледового удара, вторая и третья сверху стрелки указывают моменты последующих двух подвижек по становой трещине.

перед последующими двумя небольшими подвижками по магистральной трещине за 5–10 минут до их реализации.

Известные примеры синхронизации геофизических процессов перед сильными землетрясениями позволяют утверждать, что одновременно проявившиеся в пространственно разобщенных пунктах мониторинга объемные деформационные эффекты порождены одной причиной – влиянием очага готовившегося Усть-Баргузинского землетрясения. Принимая во внимание технические условия проведения мониторинга с помощью детектора, можно констатировать, что это влияние не связано с прямой механической передачей деформаций и напряжений из очаговой области за счет релаксационных процессов, а обусловлено распространяющимся из нее за два-три дня до момента сейсмогенерации особым энергетическим возмущением. Вопросы его физической природы и механизма пространственной передачи в литосфере на сотни – первые тысячи километров пока остаются открытыми. Это возмущение обладает высоким энергетическим потенциалом и влияет на атомную структуру горных пород и других веществ,

переводя её из основного в возбужденное состояние. Переход в новое более высокое энергетическое состояние сопровождается увеличением радиуса атомных электронных орбит и междоузельных расстояний за счет деформационной поляризации. Макроскопическим следствием этих микроскопических превращений является незначительное «разуплотнение» подверженного энергетическому воздействию вещества с увеличением его объема. Непосредственно перед актом сейсмогенерации увеличение объема минеральных веществ сменяется его резким уменьшением (рис. 1, 2). Эти деформационные эффекты поддаются инструментальной регистрации и могут выступать в роли краткосрочных предвестников. Как показали представленные выше результаты, в случае землетрясения они проявляются за первые дни до него, а при ледовом ударе – за первые минуты – десятки минут. В последнем случае реакция детектора на разрушение малого масштаба позволяет предполагать возможность его использования для прогноза не только землетрясений, но и горных ударов в различных подземных сооружениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках проектов Отделения наук о Земле РАН (ОНЗ-7.7), СО РАН (ИП № 61 и ИП № 20), РФФИ (07-05-00251-а), НОЦ ИЗК СО РАН и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

ОБ ОТСУТСТВИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Булдыгеров

Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov@irk.ru

Фактический материал по геологическому строению северной части Байкальской горной области (СЧБГО), собранный в процессе многолетних геологосъёмочных работ и научных исследований, противоречит попыткам объяснить его с позиции плейт-тектоники.

В раннем докембрии регион представлял собой единую структуру с фундаментом Сибирской платформы. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, расположенный на западной окраине СЧБГО, является частью системы подобных поясов юга платформы [5]. Фрагментами фундамента платформы в СЧБГО являются Чуйский, Тонодский, Нечёрский, Чарский блоки. Их структурные рисунки подчиняются контурам единой Байкало-Патомской дуги, образовавшейся под воздействием плюма в раннем докембрии [3, 4]. Чуйский блок по геофизическим данным [1] неразрывно связан с фундаментом платформы. В.И. Лифшиц и Б.В. Яблоновский установили, что по периферии Нечёрского блока наблюдаются раннепротерозойские илинакская и ходоканская свиты, которые, по их мнению, прослеживаются до Удоканского прогиба Алданского щита и в то же время являются аналогами кевактинской серии Тонодского поднятия. В пределах Чарского блока закартированы габброиды таллаинского комплекса позднего рифея, распространённые в центральной части региона. Таким образом, об их значительном горизонтальном перемещении не может быть и речи.

В центральной части Байкало-Патомской дуги, в пределах позднерифейского Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса, располагаются Северо- и Южно-Муйский блоки раннедокембрийских образований, которые расположены в пределах Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса и, по-видимому, также представляют собой части фундамента платформы.

С внутренней стороны Чуйского, Тонодского и Нечёрского блоков располагаются Олоkitский, Мамский, Бодайбинский и Делюн-Уранский позднепротерозойские прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями. Отложения Бодайбинского прогиба со стратиграфическим несогласием залегают на раннедокембрийских образованиях этих блоков, постепенно переходят в Патомский прогиб краевой части Сибирской платформы [7] и потому не могут быть перемещёнными издали. Работами О.В. Перевалова [11] доказано, что стратиграфические образования Бодайбинского прогиба непрерывно прослеживаются в Мамскую зону.

Олоkitский прогиб имеет со всех сторон тектонические контакты. Но в основании его разреза наблюдаются конгломераты с гальками и валунами, идентичными близвыходящим породам Чуйского блока раннедокембрийских образований и прорывающим его гранитоидам Абчадского массива [12 и др.], что свидетельствует об отсутствии значительных горизонтальных перемещений образований Олоkitского прогиба. Разрезы Олоkitского и Бодайбинского прогибов хорошо коррелируются друг с другом [8]. Совместно с Делюн-Уранским прогибом они образуют единую дугообразную отрицательную структуру позднепротерозойского времени, унаследованную от раннедокембрийского времени и согласную со структурой Байкало-Патомской дуги.

Ближе к центру Байкало-Патомской дуги располагаются выходы рифейских отложений, сопоставляемые с разрезом Бодайбинского прогиба. В бассейне р. Чаянгра это чаянгринская и джалагунская свиты. На Северо-Муйском блоке с размывом залегают парамская серия.

Центральная часть Байкало-Патомской дуги занята позднерифейско-вендским Байкало-Муйским вулканоплутоническим поясом, который трактуется сторонниками тектоники литосферных плит: а) в качестве реликта океана [10], б) в качестве островной дуги [13], в) комбинацией первых двух вариантов [9], г) в качестве террейна [2]. Эти точки зрения предполагают гигантские горизонтальные перемещения образований пояса. Главным геологическим аргументом для плейт-тектонических построений является отсутствие наблюдаемых взаимоотношений

образований пояса с окружающими толщами. Но в последнее время такие данные появились. В бассейне р. Чаянгро В.А. Шеметовым закартирован постепенный переход через переслаивание вулканогенных образований пояса с отложениями джалагунской свиты. По его данным и на других участках в джалагунской свите наблюдаются вулканиты, сопоставимые с вулканитами пояса. Массивы таллаинского комплекса, являющиеся составной частью Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса, установлены в пределах Чарского блока раннедокембрийских образований. Северо-Муйский блок находится внутри пояса, со всех сторон окружен его образованиями и ограничен субвертикальными разломами и представляет собой выступ фундамента, на котором заложился этот пояс, то есть в горизонтальном отношении он мог перемещаться только совместно с поясом. Как видно из вышесказанного, такое перемещение невозможно. Геологическим данным отвечает точка зрения о рифтогенной природе пояса [6].

Все перечисленные образования с угловым несогласием перекрыты венд-кембрийскими субплатформенными образованиями, образующими единый покров с южной частью Сибирской платформы.

Таким образом, фактический геологический материал противоречит плейт-тектоническим взглядам на развитие СЧБГО. Геологические данные о крупномасштабных горизонтальных перемещениях в регионе отсутствуют. Её геологическая история хорошо согласуется с положениями плюм-тектоники, наложенной здесь унаследованно на фундамент Сибирской платформы, как в докембрии, так и в фанерозое [4].

- [1] Алакиин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. – 1988. – № 11. – С. 24–31.
- [2] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 3. – С. 230–240.
- [3] Булдыгеров В.В. Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. – С. 28–31.
- [4] Булдыгеров В.В. Эволюция Байкало-Витимской складчатой области // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1999. Вып. 4–5. – С. 41–44.
- [5] Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. – Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 2005. – 184 с.
- [6] Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск, 1983. – С. 11–19.
- [7] Докембрий Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лифшиц, О.В. Перевалов и др. – М.: Недра, 1995. – 352 с.
- [8] Дольник Т.А., Станевич А.М., Файзулина З.Х. О возрасте докембрийских отложений Бодайбинского прогиба // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. – С. 38–50.
- [9] Конников Э.Г. К проблеме офиолитов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. – 1991. – Т. 32, № 3. – С. 119–129.
- [10] Кушев В.Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит // Геология и геофизика. – 1976. – Т. 17, № 8. – С. 11–25.
- [11] Перевалов О.В., Григоров Э.Н. Новые данные о соотношении верхнепротерозойских толщ Ленского золотоносного и Мамского слюдоносного районов // ДАН СССР. – 1970. – Т. 195, № 5. – С. 1170–1173.
- [12] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. – М.: Наука, 1964. – 511 с.
- [13] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ – ПЕРМИ: РОЛЬ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ

М.М. Буслов, А.Б. Рябинин

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

В последнее время показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии. Выявлено, что они сильно нарушили раннюю структурно-формационную зональность, которая характеризует историю развития Палеоазиатского океана [1–5 и др.]. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом и в позднем карбоне – перми при столкновении Восточно-Европейского, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [6–8]. В результате коллизий аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов. В Центрально-Азиатском складчатом поясе широко развиты разновозрастные крупноамплитудные сдвиговые и сдвиго-надвиговые дислокации, что позволяет рассматривать их структуру как разновозрастный коллаж сдвиговых террейнов [6–8]. В основе тектонического районирования выделяются следующие основные структурные элементы:

1. Докембрийские микроконтиненты и террейны (Кокчетавский, Иссык-Кульский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Дзабханский и др.), являющиеся результатом распада Гондванского суперконтинента. Их амальгамация к Казахстано-Тувино-Монгольской островной дуге привела к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента [9]. Он включает каледонские структуры Казахстана, Алтае-Саянской области, Тувы, Монголии и Байкальского региона.

2. Разновозрастные группы террейнов, представленные фрагментами каледонских и герцинских аккреционно-коллизийных зон из обрамления Сибирского и Казахстано-Байкальского континентов.

3. Разновозрастные сдвиговые и сдвиго-надвиговые зоны, содержащие множество коллизийных террейнов, оторванных от окраин коллидирующих континентов. Зоны сдвигов чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам внутри коллидирующих континентальных масс. Выделяются сдвиго-надвиговые дислокации позднедевонского, позднедевонско-раннекарбонового, раннекарбонового, позднекарбоново-пермского, пермско-триасового и триас-юрского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [6–8].

Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбоново-пермской коллизии составного Казахстано-Байкальского континента с Сибирским континентом, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих коллизий и относительно слабо изменены более поздними разломами.

Корреляция и обобщения структурных, палеомагнитных и геохронологических данных по Восточному Казахстану и Алтае-Саянской складчатой области показывают определяющую роль крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещений, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия Палеоазиатского океана. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем карбоне – перми при столкновении Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов. В результате коллизий девонско-раннекарбоновые островодужные окраины континентов разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, которые перемешались друг с другом, нарушив первичную палеогеографическую зональность, созданную эволюцией Палеоазиатского океана. Коллизия континентов проявилась в широкой полосе более 1000 км и сопровождалась

левосторонними перемещениями вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкаусской и Шапшальской зон смятий, Главного Саянского разлома. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении от нескольких тысяч километров до первых сотен – десятков километров.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов НШ-5736.2008.5 и программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] *Berzin N.A., Dobretsov N.L.* Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian–Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleasian ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993. – P. 45–62.
- [2] *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 36. – P. 299–307.
- [3] *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 41–58.
- [4] *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.
- [5] *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 59–75.
- [6] *Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н.* Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 383–398.
- [7] *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.
- [8] *Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P.* Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci. – 2004. – V. 23. – P. 655–671.
- [9] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 93–108.

ПЕРВЫЕ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ ЛУКИНДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

*И.В. Бучко**, *А.А. Сорокин**, *В.А. Пономарчук***, *А.В. Травин***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, inna@ascnet.ru

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

Лукиндинский массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в восточной части Селенгино-Станового супертеррейна в верховьях р. Большой Ольдой. Он имеет очертания вытянутого в широтном направлении эллипсоидального тела протяженностью 16 км при ширине до 3,0–5,5 км. По набору ассоциирующих пород его относят к дунит-троктолит-габбровой [1] или перидотит-пироксенит-габбровой [2] формации.

В составе интрузива выделяются нижняя и верхняя расслоенные серии. Западная и юго-западная более эродированные части плутона сложены нижней расслоенной серией дунитов с прослоями троктолитов и оливиновых габбро. Они сменяются верхней расслоенной серией, представленной габбро (в т.ч. титаномagnetитовым), габброноритами с маломощными прослоями пироксенитов и анортозитов. В целом, расслоенность имеет относительно крутые падения (20–40°) к северу, северо-востоку; в восточной части массива она близгоризонтальная или пологонаклонная (5–15°). Здесь же в тектоническом клине установлен блок дунитов площадью не менее 2 км². Вероятнее всего, дунитовое тело представляло собой выход подводящего канала, в котором на начальной стадии становления плутона имело место формирование ультраосновных пород [1].

По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ большинство составов ультрабазитов, пироксенитов, габброидов и габбро-анортозитов Лукиндинского массива соответствуют породам толеитовой серии, и лишь часть габброидов и анортозитов – известково-щелочной серии. К наиболее характерным петрохимическим особенностям следует отнести их общую недосыщенность кремнеземом ($\text{SiO}_2 < 53,56\%$), высокую магнезиальность ультрабазитов и их плагиоклазовых разновидностей ($\text{MgO} > 28\%$, $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 0,61$), высокую глиноземистость анортозитов (Al_2O_3 до 28–30 %) при низких содержаниях оксидов титана ($\text{TiO}_2 < 0,64\%$), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0,30\%$) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 0,99\%$).

Породы Лукиндинского массива отчетливо обеднены редкоземельными элементами. Содержания REE не превышают 10-кратных хондритовых норм, при этом их максимальные концентрации отмечаются в породах нижней расслоенной серии. Для дунитов и плагиодунитов характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения $\text{La}/\text{Yb}_{(n)} = 0,98\text{--}3,14$. В габбро-анортозитах нижней серии резко снижаются содержания LREE ($\text{La}/\text{Yb}_{(n)} = 6,9\text{--}7,8$) и проявляется положительная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2,4\text{--}3,0$). Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен также для габбро и габбро-анортозитов верхней расслоенной серии ($\text{La}/\text{Yb}_{(n)} = 3,4\text{--}7,1$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{(n)} = 2,9\text{--}4,0$), однако общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах значительно ниже.

Кроме отмеченного выше обеднения пород Лукиндинского массива редкоземельными элементами основными их геохимическими особенностями являются отчетливая деплетированность в отношении большинства крупноионных литофильных (за исключением Sr и Ba), а также высокозарядных элементов. Им же свойственна умеренная обогащенность тугоплавкими элементами группы железа (Ni, Cr) по сравнению с легкоплавкими членами этой группы (Sc, V, Co). В целом, на основании геохимических данных можно предположить, что наиболее вероятной обстановкой формирования пород Лукиндинского массива была обстановка субдукции. При этом исходный расплав изучаемого интрузива был образован при плавлении источника, близкого по составу к базальтам N-MORB, при незначительном участии коровой составляющей.

Для геохронологических исследований был использован образец габбро-анортозита (обр. С-3-84) верхней расслоенной серии, отобранный из керна скважины с глубины 84 м. Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проведено по монофракции кристаллов плагиоклаза, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0,25–0,15 мм измельченного образца. В результате ступенчатого прогрева получены значения возраста: при расчете по плато – $285,0 \pm 7,5$ млн лет (69 % выделенного ^{39}Ar , интегральный возраст – $488,8 \pm 12,0$ млн лет), а в изохронном варианте – 256 ± 16 млн лет (СКВО=1,0, начальное отношение ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)₀= 330 ± 16).

Полученная оценка возраста соответствует позднепалеозойскому этапу магматической активности Селенгино-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, который связывается с обстановкой субдукции на границе с Монголо-Охотским океаном [3].

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 06-I-ОНЗ-09, 06-II-СО-08-007).

- [1] Балыкин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья // Магматические комплексы Восточной Сибири: Сб. науч. трудов. – Новосибирск, 1979. – С. 3–32.
- [2] Магматические формации СССР. Т. 1, 2. – Л.: Недра, 1979. – 319 с.
- [3] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.

ЧИСЛЕННАЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОДЪЕМА ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН ЧЕРЕЗ ЗОНУ ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА

В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, vasil@gin.bsnet.ru

На современном этапе исследований хорошо известно, что породы ниже определенного уровня вязко текут. По одним данным это происходит ниже 6–10 км и даже менее, по другим – ниже 15 км. Поэтому концепция проникающих в мантию глубинных разломов, на которые довольно часто ссылаются некоторые исследователи для объяснения мантийного происхождения вещества, вероятно, недостоверна [4]. Известно также, что магма является одним из важнейших транспортеров флюида. Но во многих местах, где нет современного магматизма, мантийные флюиды все же попадают в кору и даже на дневную поверхность. Механизм транспортировки глубинного флюида в зону хрупких деформаций посредством флюидозаполненных трещин был подробно описан ранее [3]. Многочисленные тектонофизические эксперименты, проведенные авторами, надежно подтвердили данную концепцию и позволили определить физические параметры эволюции флюидозаполненных трещин [2].

При переходе, согласно условиям подобия, к реальным значениям глубины, давления и плотностей и при учете температурных условий на данных глубинах в областях развития современного вулканизма было получено шесть различных вариантов эволюции заполняющего трещины флюида. На их основе разработаны шесть модельных сценариев массопереноса в много-резервуарной термодинамической модели подъема глубинного флюида к поверхности (табл. 1).

Т а б л и ц а 1. Параметры модельных резервуаров согласно принятым сценариям

Сценарий 1 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	450	1723
2	6,0	100,0	390	1590
3	5,5	100,0	340	1458
4	5,0	100,0	290	1325
5	5,0	7,0	290	460
6	4,0	7,0	223	377
7	3,0	7,0	145	288
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 2 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	760	1723
2	6,0	100,0	645	1590
3	5,5	100,0	560	1458
4	5,0	100,0	440	1325
5	5,0	7,0	440	363
6	4,0	7,0	375	319
7	3,0	7,0	300	252
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 3 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	825	1723
2	6,0	100,0	720	1590
3	5,5	100,0	620	1458
4	5,0	100,0	530	1325
5	5,0	7,0	530	319
6	4,0	7,0	425	287
7	3,0	7,0	345	234
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 4 Глубина ПХП 8,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	10,0	100,0	325	2650
2	9,5	100,0	345	2518
3	9,0	100,0	450	2385
4	8,5	100,0	555	2253
5	8,0	100,0	600	2120
6	8,0	7,0	600	688
7	7,0	7,0	515	655
8	6,0	7,0	390	530
9	5,0	7,0	290	460
10	4,0	7,0	223	377
11	3,0	7,0	145	288
12	0	7,0	110	1

Сценарий 5 Глубина ПХП 6,9 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,9	100,0	845	1829
2	6,9	7,0	845	402
3	6,0	7,0	650	387
4	5,0	7,0	480	363
5	4,0	7,0	375	319
6	3,0	7,0	300	252
7	0	7,0	110	1

Сценарий 6 Глубина ПХП 6,6 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,6	100,0	850	1749
2	6,6	7,0	850	354
3	6,0	7,0	720	339
4	5,0	7,0	530	319
5	4,0	7,0	425	287
6	3,0	7,0	345	234
7	0	7,0	110	1

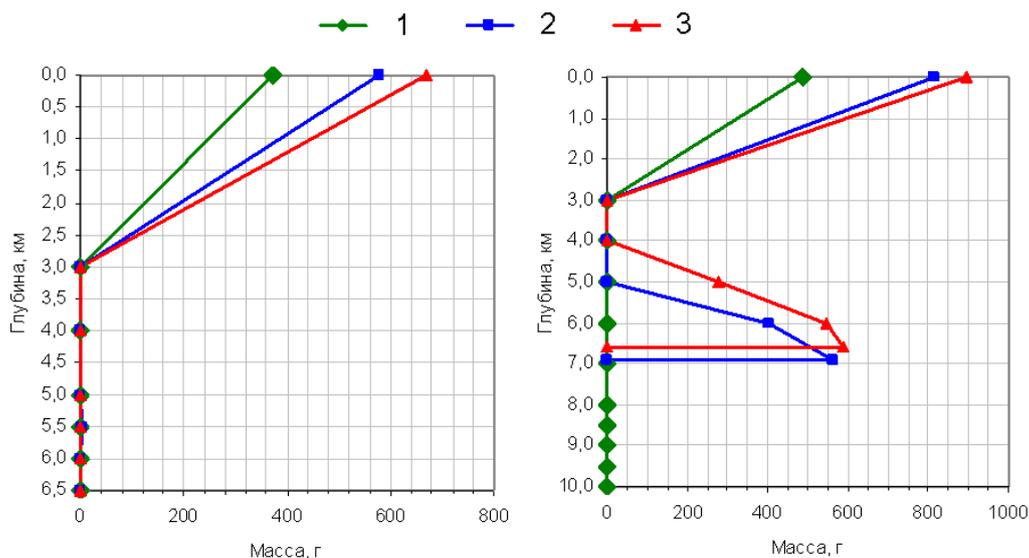
Т а б л и ц а 2. Исходные химические составы модельных сред

Вмещающая среда		Исходный флюид		Метеорная вода	
Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO ₂	50,93	Na ⁺	5,040	Na	1,0759
Al ₂ O ₃	14,59	K ⁺	1,750	Mg	0,1294
Fe ₂ O ₃	4,25	Mg ⁺²	0,005	Ca	0,0413
FeO	8,57	Ca ⁺²	2,800	K	0,0387
MgO	6,63	Fe (общ)	0,229	Cl	1,9354
CaO	10,08	Cl ⁻	15,500	SO ₄ ⁻²	0,2712
Na ₂ O	3,05	HSO ₄ ⁻	0,687	HCO ₃ ⁻	0,0138
K ₂ O	0,79	H ₂ S	0,062	H ₂ O	96,4943
H ₂ O	1,06	HCO ₃ ⁻	0,434		
C	0,010	CO ₂	0,015		
Cl	0,005	H ₄ SiO ₄	0,064		
S	0,030	H ₂ O	73,413		

Термодинамическое моделирование проводилось на базе ПК «Селектор» [7]. При расчетах использовался метод проточного реактора для группы подвижных фаз «раствор + газ», принятой за флюид. При отсутствии одной из фаз флюид считался существующим. В зоне пластических деформаций флюид, находящийся под литостатическим давлением, последовательно поднимался до границы пластично-хрупкого перехода (ПХП). В зоне хрупких деформаций последовательный проточный реактор усложнялся привнесом метеорных вод из открытых трещин под гидростатическим давлением. Объемная водонасыщенность резервуаров зоны пластических деформаций принята равной 100 %. В зоне хрупких деформаций водонасыщенность усреднялась из данных [5] и в среднем составила ~7 мас. %.

Независимыми компонентами модели были выбраны породообразующие элементы Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H и O. К ним были добавлены интересующие авторов элементы C, Cl и S. Итого в составе модели использовались 12 независимых компонентов. Исходные массы резервуаров равнялись 1 кг. Составы резервуаров рассчитывались как базальтовые из [1]. Содержания дополнительных компонентов рассчитывались по работе [6]. Состав исходного флюида был принят аналогичным составу глубинных термальных вод о. Кунашир [6]. Исходный состав метеорных вод был усреднен из данных по составам морской воды со средней соленостью 35 ‰. Химические составы используемых в модели природных сред приведены в таблице 2.

Набор потенциально возможных зависимых компонентов модели ограничивался только базами данных ПК «Селектор» – это 238 конденсированных фаз (базы данных b_Verman,



Расчетная зависимость массы газовой фазы от глубины. Слева – глубина ПХП 5 км (сценарии 1, 2, 3); справа – глубина ПХП: 1 – 8,0 км, 2 – 6,9 км, 3 – 6,6 км.

s_Yokokawa, s_RobieHemingway), 88 компонентов водного раствора (база данных a_Sprons98) и 14 компонентов газовой фазы (база данных g_Reid). Расчет равновесий проводился методом минимизации изобарно-изотермического потенциала Гиббса.

В целом по всем сценариям расчет показал возможность равновесного существования 46 минералов, 6 компонентов газовой фазы и 74 компонентов водного раствора, для каждого из которых построены диаграммы изменения содержаний в зависимости от глубины и P-T-условий. Существование свободного флюида доказано для всех резервуаров по всем шести сценариям, причем доминирующую роль во флюиде играет фаза водного раствора, а максимальные содержания газовой фазы (19,56–34,50 мас. %) приурочены к приповерхностным областям. Скачок содержания газовой фазы – испарение – заметен также во 2, 3, 5 и 6-м сценариях, причем при глубине ПХП 6,6–8,0 км он наиболее показателен (от нуля до 29,0–30,5 мас. %). Изменение с глубиной массы газовой фазы показано на рисунке. Описание поведения отдельных компонентов является частью более обширной работы, однако резкое изменение концентраций практически всех растворенных веществ и содержаний минералов на границе ПХП бесспорно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-CO-08-006).

- [1] Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. – М.: Недра, 1987. – 152 с.
- [2] Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Миграция флюидозаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 1. – С. 54–56.
- [3] Жатнуев Н.С. Динамика трещинных флюидных систем в области пластических деформаций // Литосфера. – 2006. – № 4. – С. 149–158.
- [4] Жатнуев Н.С., Тубанов Ц.А., Васильева Е.В. Упруго-пластичный переход как концентратор напряжений в земной коре // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 22–23.
- [5] Рычагов С.Н., Белоусов В.И. и др. Северо-Пармуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология. – 2002. – № 4. – С. 3–21.
- [6] Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич и др. – М.: Недра, 1990. – 480 с.
- [7] Чудненко К.В. Селектор-Windows: программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2005. – 97 с.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

С.Д. Великославинский*, А.Б. Котов*, Е.В. Толмачева**, Е.Б. Сальникова*, В.П. Ковач*

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, sd1949@yandex.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
elena_tolmacheva@vsegei.ru

Центральная часть Алданского щита (Нимнырский и Мелемкенский блоки), ограниченная на востоке Федоровской островной дугой, а на западе – зоной сочленения Алданского и Чаро-Олекминского геоблоков, характеризуется исключительно широким развитием лейкократовых преимущественно биотитовых гранитогнейсов. Лишь в западной части этого региона среди гранитогнейсов отмечаются многочисленные фрагменты супракрустальных пород курумканской толщи.

Первоначально гранитогнейсы интерпретировались [1, 2 и др.] как ультраметаморфические образования, сформировавшиеся в результате неоднократного проявления процессов высоко-температурного метаморфизма супракрустальных толщ, и часто включались в их состав. Позднее В.Л. Дук и В.И. Кицул [3] отнесли их к архейскому нестратифицированному инфракрустальному комплексу, служившему фундаментом для вулканогенно-осадочных толщ. В последнее время [4] из всего разнообразия гранитогнейсов был выделен нелюкинский комплекс А-гранитов с возрастом 2,3–2,4 млрд лет, массивы которого приурочены к зоне сочленения Алданского и Чаро-Олекминского геоблоков.

В результате выполненных к настоящему времени исследований установлено, что гранитогнейсы Алданского щита гетерогенны по геохимическим, изотопно-геохимическим и термобарогеохимическим характеристикам.

Гранитогнейсы (I тип) западной части Нимнырского блока соответствуют по составу внутриплитным гранитам А-типа и характеризуются значениями $T_{Nd}(DM)=3,0-3,3$ ($\epsilon_{Nd}(T)=-8,4 \dots -2,0$). В кварце этих гранитогнейсов присутствуют многочисленные первичные естественно декрепитированные расплавные включения с температурой гомогенизации 790–815 °С, что указывает на проявление наложенного метаморфизма, условия которого были сопоставимы по температуре с температурой кристаллизации исходных расплавов. Кроме того, в кварце отмечается вторая генерация ненарушенных расплавных включений, которые, по-видимому, возникли в результате «подплавления» гранитогнейсов в процессе наложенного метаморфизма. Водно-солевые включения немногочисленны, концентрация солей в них невысока. Они отчетливо распадаются на две группы – часть из них была захвачена при $P=1,0-2,2$ кбар, а часть при $P=3,6-4,2$ кбар. По данным газовой хроматографии, для рассматриваемых гранитогнейсов характерен преимущественно водный флюид. В целом они тождественны гранитам нелюкинского комплекса, но имеют значительно более широкий ареал распространения.

Гранитогнейсы восточной части Нимнырского блока имеют сходство по составу с гранитами как субдукционных (II тип), так и коллизионных (III тип) обстановок. Они характеризуются значениями $T_{Nd}(DM)=2,2-2,5$ ($\epsilon_{Nd}(T)=-6,1 \dots -1,7$), совпадающими с оценками $T_{Nd}(DM)$ для метавулканических пород Федоровской островной дуги. В них отмечаются ненарушенные полностью раскристаллизованные расплавные включения с температурой гомогенизации 800–910 °С. Кроме того, в ряде случаев в некоторых минералах (циркон, кварц) гранитогнейсов встречаются стекловатые или частично раскристаллизованные реликтовые вулканогенные расплавные включения, характерные для метавулкаников Федоровской дуги. Чрезвычайно широко распространены первично-вторичные кристалло-флюидные водно-солевые включения (соли представлены NaCl и KCl), захваченные при $P=3,0-6,5$ кбар. Достаточно часто во включениях присутствует магнетит. По данным газовой хроматографии, флюид характеризуется высокими содержаниями CO и CO₂.

Полученные данные позволяют предложить следующую модель формирования гранито-гнейсовых комплексов центральной части Алданского щита:

1. Формирование в пределах Олекмо-Алданской континентальной микроплиты анорогенных гранитов нелюкинского комплекса ($2398\pm 4 - 2522\pm 2$ млн лет) и их аналогов.
2. Заложение Федоровской островной дуги (2006 ± 3 млн лет) в результате субдукции океанической коры под Олекмо-Алданскую микроплиту в направлении с востока на запад (в современной системе координат). Становление в тыловой части дуги интрузий субдукционных гранитов.
3. Аккреция Федоровской островной дуги к Олекмо-Алданской континентальной микроплите и коллизия Олекмо-Алданской и Учурской континентальной микроплит. Образование коллизионных гранитоидов за счет плавления вулканических пород федоровской толщи. Структурно-метаморфические преобразования гранитов нелюкинского комплекса, а также субдукционных и коллизионных гранитоидов – формирование соответственно гранитогнейсов I, II и III типов.

- [1] *Беляев Г.М.* Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Л.: ВСЕГЕИ, 1975. – 27 с.
- [2] *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978. – 168 с.
- [3] *Ранний докембрий Южной Якутии.* – М.: Наука, 1986. – 280 с.
- [4] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В.* Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические условия формирования // Петрология. – 2004. – № 1. – С. 46–67.

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

*А.Е. Верниковская**, *Н.Ю. Матушкин**, *В.А. Верниковский**, *И.В. Романова**,
*Н.Г. Бережная***, *А.Н. Ларионов***, *А.В. Травин****

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН,
VernikovskayaAE@ipgg.nsc.ru

**Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

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

Главные аккреционно-коллизийные события и, соответственно, основные проявления магматизма на Енисейском кряже произошли в неопротерозое, большей частью в позднем [1]. Вместе с тем, работы последних лет показали, что ряд гранитоидных массивов региона был образован позднее – в раннем палеозое [2]. Их образование является отражением раннекаледонских аккреционно-коллизийных событий, широко проявленных в Центрально-Азиатском складчатом поясе [3, 4], в том числе в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Более поздние проявления магматизма в Енисейском кряже приурочены к зонам крупных разломов и относятся главным образом к Сибирским траппам, основная масса которых была сформирована на границе перми и триаса.

Вопрос же о присутствии на Енисейском кряже магматических образований среднепалеозойского возраста остается дискуссионным до настоящего времени. Одними из таких спорных объектов являются интрузивные и вулканические породы Севернинской вулканотектонической депрессии Южно-Енисейского кряжа, среди которых устанавливаются щелочные сиениты и щелочные трахиты, граниты и риолиты, относимые к Порожинскому массиву. Впервые в 40-х годах прошлого века они были обнаружены в береговых каменных развалах верхнего течения р. Северной Ю.А. Кузнецовым. Далее в 60-е годы они картировались Ю.И. Парфеновым, Ю.И. Гончаровым, В.П. Богадицей, затем в 90-е – В.В. Семеняко, А.А. Середневым и др. (масштабы 1:200000 и 1:50000). Их петрографические, геохимические и геологические характеристики исследовались В.М. Даценко [5].

Проведенные комплексные геологические, геохимические и геохронологические исследования кислых и средних интрузивных и вулканических пород Порожинского массива Южно-Енисейского кряжа позволили отнести их к двум разным комплексам, несмотря на то, что эти породы формировались в пределах одной и той же рифтогенной структуры. Согласно U-Pb данным по цирконам (прибор SHRIMP II) из этого массива, возраст лейкогранитов составил 387 ± 5 млн лет, тогда как прорывающих их щелочных трахитов – 240 ± 3 млн лет.

К более раннему комплексу отнесены среднедевонские лейкограниты, ассоциирующие с риолитами Севернинской депрессии. Это сфенсодержащие породы, состоящие главным образом из пелитизированного калиевого полевого шпата и кварца и в подчиненных к ним количествах плагиоклаза. Породы являются слабопералюминиевыми и относятся к переходной от известково-щелочной к щелочно-известковой магматической серии. Лейкограниты обогащены R3Э, Rb, Th, Hf, Zr, Ta Nb, и Y, имеют повышенные значения отношений $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ и по геохимическим характеристикам соответствуют лейкогранитам А-типа.

Поздний комплекс формируют щелочные породы – трахиты и сиениты. Они сложены ортоклазом, менее – альбитом, щелочными пироксенами и Ca-Na-амфиболами, лепидомеланом, среди рудных и аксессуарных минералов присутствуют ильменит, титаномагнетит, апатит и циркон. В щелочных трахитах устанавливается к тому же авгит, а в щелочных сиенитах – щелочные амфиболы, которые нередко формируют каемки вокруг Ca-Na-амфиболов. В этих породах Na_2O преобладает над K_2O . Они, подобно лейкогранитам, обогащены R3Э, Ta, Nb, Hf и Zr, что указывает на вероятное присутствие обогащенного мантийного материала в магматических источниках этих пород.

Возраст исследуемых щелочных пород близок ко времени формирования траппового магматизма Сибирской платформы, а также нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними разнообразных магматических пород, включая карбонатиты Кийского массива [6], приуроченных к Приенисейской сутурной зоне. Подобный комплекс щелочных и субщелочных пород в связи с траппами Сибирской платформы был установлен на Северо-Западном Таймыре [7]. Таким образом, подобно Таймыру, на Енисейском кряже в связи с проявлениями Сибирского суперплюма в раннем триасе формировались анорогенные (континентальные внутриплитные в связи с плюм-тектоникой) гранитоидные и сиенитовые массивы и ассоциирующие с ними вулканиты, включая щелочные разности.

Севернинская вулcano-тектоническая депрессия, которая вмещает как среднедевонские лейкограниты, так и раннетриасовые щелочные породы, имеет наложенный характер и находится на продолжении Приенисейской сутурной зоны в зоне развития оперяющих дизъюнктивов Главного Саянского разлома. Таким образом, в пределах этой сутурной зоны проявлены тектонические и магматические события, связанные с неопротерозойской аккрецией и обдукцией островных дуг и офиолитов к западной окраине Сибирского кратона [1], с ордовикскими аккреционно-коллизийными событиями, с девонским континентальным рифтогенезом и раннетриасовыми трапповыми событиями. Этот вывод подтверждается полученными нами $Ag-Ag$ геохронологическими данными из Приенисейской сутурной зоны по слюдам из парагейсов палеопротерозойского Ангаро-Канского террейна и лейкогранитных даек, секущих образования неопротерозойского палеоостроводужного комплекса северо-западной части Предивинского террейна. На основании этих результатов впервые установлен девонский возраст (387–392 млн лет) для последних тектонотермальных событий в этой сутуре, синхронных с широко проявленными в Алтае-Саянской складчатой области событиями девонского континентального рифтогенеза.

Геологические материалы показывают, что, вероятно, в это же самое время вдоль Главного Саянского разлома происходило формирование Агульского грабена в Присяянье. Возраст интрузивных и вулканических образований этого грабена одними исследователями принимается как раннедевонский, по аналогии с эффузивами нижнего этажа Северо-Минусинской впадины – $U-Pb$ возраст цирконов из дайки трахириодацитов составляет $407,5 \pm 0,2$ млн лет [8], что подтверждает данные палеонтологических исследований [9 и др.]. Другими геологами интрузивные и вулканические образования Агульского грабена относятся к ордовику, а служить основанием для этого заключения может $U-Pb$ оценка возраста 458 ± 2 млн лет по цирконам из гранита Огнитского массива [10]. Возможно, что эти породы, размещенные в районе р. Огнит, не ассоциирующие с вулканитами, могли быть сформированы при аккреционно-коллизийных процессах, подобно раннепалеозойским гранитам и сиенитам Южно-Енисейского кряжа [2], широко проявленным в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Вывод о возможности расчленения огнитского гранитоидного комплекса подтверждают также данные о его неоднородности, заключающиеся в латеральной изменчивости гранитоидных интрузий по щелочности и кремнекислотности [3]. Поэтому проведенный анализ геологических материалов, литературных данных и впервые полученные для Южно-Енисейского кряжа девонские $U-Pb$ оценки возраста для магматических образований позволяют отнести исследуемые лейкограниты к продуктам девонского континентального рифтогенеза, подобно вулканическим и интрузивным породам Северо-Минусинской впадины и Агульского грабена.

В заключение можно подчеркнуть еще раз, что отнесение изучаемых лейкогранитов и щелочных сиенит-трахитов Севернинской депрессии Южно-Енисейского кряжа к одному комплексу не представляется возможным. Полученные для них впервые, соответственно, девонские и триасовые $U-Pb$ оценки возраста позволяют говорить о более длительной эволюции докембрийских структур Южно-Енисейского кряжа в фанерозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00703, 08-05-00733), интеграционного проекта СО РАН № 44 и программы ОНЗ-10.

[1] Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey ridge // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 375, № 1–4. – P. 147–168.

[2] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Ковач В.П., Ко-

- тов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН. – 2004. – Т. 397, № 3. – С. 374–379.
- [3] Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. – 236 с.
- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.
- [5] Даценко В.М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы // Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края: Материалы КО ВМО. Вып. 2 / Под ред. В.М. Даценко. – Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1974. – С. 109–129.
- [6] Плюснин Г.С., Коляго Е.К., Пахольченко Ю.А., Калмычкова Т.Н., Сандимирова Г.П. Rb-Sr-возраст и генезис Кийского щелочного массива (Енисейский кряж) // ДАН СССР. – 1989. – Т. 305, № 3. – С. 956–960.
- [7] Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the Northern Eurasian superplume? // Lithos. – 2003. – V. 66.– P. 23–36.
- [8] Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН. – 2004. – Т. 395, № 3. – С. 367–370.
- [9] Ананьев А.Р. Новые данные по стратиграфии континентальных девонских отложений Западной Сибири // Тр. Томск. ун-та. Сер. геол / Под ред. В.А. Ивания, 1968. – Т. 202. – С. 96–103.
- [10] Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Абрамович Г.Я., Левицкий В.И., Котов А.Б., Бараш И.Г. Гранитоиды огнитского комплекса в Бирюсинской зоне: U-Pb возраст и геологические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 65–67.

СТРОНЦИЕВАЯ ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАБИТСКОЙ СВИТЫ БОКСОНСКОЙ СЕРИИ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

*И.А. Вишневецкая**, *А.Б. Кузнецов***, *Е.Ф. Летникова**, *Г.А. Докукина**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, skukaster@gmail.com

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

В последнее десятилетие во многих регионах России проводятся интенсивные исследования изотопного состава стронция в карбонатных породах верхнего докембрия и раннего палеозоя. Эти работы преследуют две основные цели: 1) реконструкцию изменений природной среды на одном из важнейших этапов геологической истории – перестройки органического мира; 2) разработку изотопной стратиграфии и проведение на ее основе межрегиональных геологических корреляций – особенно там, где биостратиграфические методы теряют свою эффективность.

Отложения боксонской серии широко распространены в юго-восточной части Восточного Саяна и представлены известняками и доломитами. Отложения забитской свиты слагают нижнюю часть этой серии. Их возраст определялся на основе хемо- и биостратиграфических корреляций и считается вендским [1].

Ранее был изучен изотопный состав кислорода и углерода для отложений забитской свиты в районе слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон. Корреляция полученных С-изотопных данных с разрезами Юго-Западной Монголии, обобщенными кривыми для венд-раннекембрийских отложений Сибирской платформы и мировой кривой показала хорошую сопоставимость [1]. Нами были изучены отложения указанной свиты в районе р. Уха-Гол, где хорошо представлена нижняя часть разреза боксонской серии, а также исследован изотопный состав Sr для ранее изученных образцов.

Образец карбонатной породы считается перспективным для последующего изучения изотопного состава Sr, если он включает не более 5 % силикатной составляющей, тогда как карбонатная составляющая представлена практически «чистым» кальцитом или доломитом, содержит <100 мкг/г Mn и <900 мкг/г Fe и достаточно богата Sr (≥ 200 –400 мкг/г), $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \geq -10$ ‰. Образцы пород забитской свиты прошли тщательный отбор по вышеперечисленным критериям. Нижняя часть разреза свиты по р. Уха-Гол представлена известняками (Mg/Ca~0,08), выше сменяющимися на доломиты (Mg/Ca~0,6). Разрез в районе слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон представлен в основном доломитами. Содержания Mn и Fe находятся в рамках допустимых значений, $\delta^{18}\text{O}$ выше -10 ‰. Содержание Sr в выбранных образцах превышало 200 мкг/г лишь в половине образцов, взятых из разреза в районе р. Уха-Гол. Остальные находились на границе определения, что не помешало исследовать в них изотопный состав Sr.

Исследование изотопного состава Sr в наименее измененных карбонатах забитской свиты в разрезе по р. Уха-Гол показало, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ минимальное значение измерено в известняках нижней части разреза и варьируется в интервале 0,7073–0,7076. Выше по разрезу известняки сменяются доломитами, в которых отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находится в пределах 0,7081–0,7085. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах из района слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон варьируется в пределах 0,7082–0,7087, что соответствует верхней (доломитовой) части разреза по р. Уха-Гол.

Эти данные совпадают с обобщенной кривой вариации изотопного состава Sr в воде палеоокеана для ранневендского времени – 600–580 млн лет и поздневендского – 580–540 млн лет.

Таким образом, полученные изотопные данные для отложений нижней части боксонской серии хорошо согласуются с данными биостратиграфических исследований [2] и могут быть использованы как эталонные при корреляциях «немых» карбонатных толщ в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект 6.6) и РФФИ

(проекты № 07-05-01107 и 09-05-01003).

- [1] Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд–кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 3. – С. 23–41.
- [2] Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 3. – С. 295–309.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАННИХ КАЛЕДОНИД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

*А.Г. Владимиров**, *Н.И. Волкова**, *А.В. Травин**, *А.С. Мехоношин***,
*В.Г. Владимиров**, *Д.С. Юдин**, *С.В. Хромых**, *Т.Б. Колотилина***

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

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

В данном докладе обсуждаются основные подходы и подтверждающие их фактические данные, положенные в основу реконструкции геодинамической модели ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье). Анализ современного среза ранних каледонид Ольхонского региона как единого геологического объекта в координатах «структура – состав – время» является главной задачей доклада.

Все фактические данные и их геодинамическая интерпретация представлены в виде корреляционной таблицы метаморфических и магматических событий. Необходимо сразу подчеркнуть, что методики, применявшиеся для метаморфических и магматических комплексов, зачастую были противоположны. Если для метаморфических комплексов основное внимание уделялось оценке Р-Т-Х-параметров и кинематике структурных деформаций на уровне амфиболитовой фации (в условиях гранулитовой фации это не имеет смысла), то для магматических комплексов основное внимание уделялось вариациям минеральных парагенезисов и петрогеохимического состава. В условиях «shear-zones», т.е. проникающих сдвигов с вязко- и хрупкопластичным течением вещества, корреляция метаморфических и магматических событий оказалась возможной лишь на основе сопоставления термохронологических трендов отдельных литонов и литопластин. Этот подход был реализован в работах [1–5], в которых было показано, что U-Pb и Ar-Ar изотопные методы взаимодополняют друг друга и являются достаточными для корреляционных построений. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные методы в условиях «shear-zones» имеют ограниченное применение, а именно, позволяют оценить возраст протолитов и лишь в редких случаях – возраст синметаморфических и магматических объектов [6].

В основу проведенного исследования положены результаты U-Pb изотопного датирования цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II, заверенные «классическим» методом изучения микронавесок цирконов из тех же самых образцов на масс-спектрометре «Triton» [5]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование K-содержащих минералов (амфибол, биотит, мусковит, полевые шпаты) являлось главным инструментом при реконструкции термохронологических трендов [3].

Фактический материал изложен в виде таблицы. Объем тезисов не позволяет раскрыть содержание каждого «кубика» в этой таблице, но все же требует ряд комментариев.

Во-первых, геодинамическая модель Ольхонского региона до сих пор не создана, идет накопление фактического материала. Однако следует особо подчеркнуть, что создание геоинформационных баз данных Ольхонского региона было бы невозможным без предшествующих работ В.В. Эза, Ф.А. Летникова, М.И. Грудинина, А.А. Конева, В.А. Макрыгиной, Э.Ф. Павленко, Е.В. Складорова, Д.П. Гладкочуба и А.М. Мазукабзова. Особое внимание следует обратить на результаты многолетних исследований В.С. Федоровского (1984–2009 гг.), которые изложены в цикле статей, монографии и путеводителя [7, 8].

Во-вторых, расшифровка изотопно-геохронологических данных по Ольхонскому региону подтверждает периодичность геологических событий (~30–35 млн лет), намеченную Н.Л. Добрецовым в целом для Центрально-Азиатского складчатого пояса [9].

В-третьих, следует отметить, что за последние годы была получена новая информация, позволяющая судить о возрасте протолитов Ольхонского региона. Прежде всего, это данные Д.П. Гладкочуба с соавторами [10], которые обнаружили древние цирконы с возрастом 844 и 792 млн лет в комплексе Орсо, а также наши данные о возрасте базальтового протолита основных гранулитов Чернорудской зоны (624±11 млн лет). Особое внимание следует уделить дате 530±5 млн лет, полученной нами по цирконам из лейкомы мигматизированного гранат-биотитового

Корреляция U-Pb, Ar-Ar изотопных данных, P-T параметров метаморфизма и магматизма Ольхонского региона

Возраст, млн лет	Методы датирования	«Коллизионный» шов	Литопластина Черноруд	Литопластина Анга-Сахюрты	Литопластина Анга	Этапы тектогенеза
400±10	Ar/Ar Bt, Mu	Синметаморфические граниты шарнурского комплекса.	Магматизм отсутствует.	Магматизм отсутствует.	Магматизм отсутствует.	Внутриплитная активность
437±8	U/Pb, Zr Ar/Ar, Mu, Amf		Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	Посторогенный этап
465±8	U/Pb, Zr Ar/Ar, Amf	Гиперстеновые плагиограниты и сиенитовиды. Габбро-пироксениты чернорудского комплекса. Двупироксеновые гнейсы, метачерты, мраморы и метаселиты.	Синметаморфические граниты шарнурского комплекса.	Минглинг-дайки. Синметаморфические граниты шарнурского комплекса. Гнейсы, мигматиты, амфиболиты.	Редкометалльные граниты аинского комплекса. Щелочные габбро и сиениты тажеранского комплекса.	Развал горноскладчатого сооружения (коллапс)
495±10	U/Pb, Zr Ar/Ar, Amf		Гиперстеновые плагиограниты и сиенитовиды. Габбро-пироксениты чернорудского комплекса. Двупироксеновые гнейсы, метачерты, мраморы и метаселиты.	Синметаморфические граниты шарнурского комплекса.	Габброиды бирхинского (озерского) комплекса.	Позднеорогенный этап
530±5	U/Pb, Zr	↑	*			Раннеорогенный этап
624±11	U/Pb (ядра Zr)	Задуговый бассейн			Островная дуга	
		Вулканогенно-осадочные толщи задугового бассейна (толеитовая серия).	Гипербазиты габбро, вулканиты и перекрывающие их конусы выноса метатерригенного материала с Сибирского кратона.	Вулканогенно-осадочные толщи островодужного генезиса (шононитовая серия)		

792±6 млн лет (ядра Zr) 844±10 млн лет (ядра Zr)

Гранулитовая фация (P=7,1–8,6 кбар, T=740–850 °C) Амфиболитовая фация (P=4,5–6,5 кбар, T=650–740 °C) Эпидот-амфиболитовая фация (P=2,5–4,5 кбар, T=490–650 °C)

* Мигматиты амфиболитовой фаши

гнейса, которая позволяет предполагать, что на этом возрастном рубеже имело место еще одно метаморфическое событие, предшествующее гранулитовому метаморфизму.

Циркон из лейкосомы мигматита, обр. Н-44 (комплекс Шида), встречается в виде прозрачных или слабоокрашенных идиоморфных кристаллов гиацинтового или призматического габитуса. Большинство зерен демонстрируют секториальную, реже планарную зональность, свидетельствующую о росте кристаллов циркона в анатектических условиях. Выполнено 11 анализов по 10 зернам циркона (7 – центральные части, 4 – оболочки). И ядерные участки, и оболочки цирконов характеризуются весьма низкими $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношениями – 0,12–0,17. Возрасты, полученные как по зональным ядрам, так и по «темным» оболочкам, образуют единую конкордантную группу. Эта группа, включающая 10 конкордантных анализов, показывает значение $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраста, равное $530,5 \pm 5$ млн лет (СКВО=0,84).

Возраст формирования мигматитов (обр. Н-44) – 530 ± 5 млн лет – позволяет предполагать, что возраст высокоградного метаморфизма был несколько древнее полученных ранее дат по гранулитам: 485 ± 5 млн лет [1], 507 ± 8 млн лет, 498 ± 7 млн лет [4, 5]. В пользу этого предположения свидетельствует и возраст перекристаллизации детритовых ядер из кислого гранулита (обр. Т-52-06). Следует отметить, что для цирконов из гранулита с п-ова Хадарта были получены два более древних значения U/Pb возраста – 525 и 530 млн лет, которые не учитывались при определении конкордантного возраста [5]. Весьма близкие значения возраста (535 и 537 млн лет), также не вошедшие в конкордантную группу, фиксировались и в метаморфических каймах цирконов из образца с мыса Хобой.

В отношении Ольхонского региона на основании полученных U-Pb изотопных дат можно утверждать, что мигматиты с возрастом 530 млн лет формировались при локальном растяжении на раннеорогенной стадии (бластомилониты комплекса Шида). Следует особо подчеркнуть, что время формирования этих мигматитов оказалось на 30–35 млн лет древнее собственно гранулитов [1–5]. Этот факт позволяет утверждать, что гранулиты были экспонированы намного позже в результате интенсивного коллизионного сжатия и «выброса» на верхний уровень земной коры.

Присутствие детритовых ядер в кислом гранулите (обр. Т-52-06) Чернорудской зоны, показывающих возраст 592, 570 и 531 млн лет, позволяет предположить, что возраст протолита этих пород был не моложе 530 млн лет. При этом их морфологические (конволютная зональность или отсутствие какой-либо зональности) и геохимические (пониженные по сравнению с основным гранулитом Th/U отношения) характеристики свидетельствуют о перекристаллизации детритовых ядер в U-Th-Pb радиогенной системе, не достигшей равновесия на время 530 млн лет. Следует отметить, что при анализе цирконов из гранулита с п-ова Хадарта были получены для двух экспериментальных точек более древние значения U/Pb возраста – 525 и 530 млн лет, которые не учитывались при определении конкордантного возраста. Весьма близкие значения возраста (535 и 537 млн лет), также не вошедшие в конкордантную группу, фиксировались и в метаморфических каймах детритовых цирконов из образца с мыса Хобой. Эти данные позволяют предполагать, что на возрастном рубеже ~535–530 млн лет имело место еще одно метаморфическое событие, предшествующее гранулитовому метаморфизму.

В-четвертых, так и остался нерешенным вопрос о вкладе собственно коллизионных и сдвиговых деформаций в формирование структуры ранних каледонид Ольхонского региона. По мнению авторов доклада, структурные деформации, особенности метаморфизма и магматизма ранних каледонид в этом регионе в наибольшей степени отвечают трансформному орогену, а последовательность возрастных взаимоотношений, которые удается наблюдать на современном эрозионном срезе, отвечает классическим моделям Гималаев [11] и Гренландии [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-980-а) и СО РАН (интеграционные проекты ОНЗ-10.2, ОНЗ-10.3).

[1] Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.

[2] Владимирова А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008. – Т. 423, № 5. – С. 651–655.

- [3] Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – Т. 47, № 11 (в печати).
- [4] Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2006. – 16 с.
- [5] Юдин Д.С. Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона, Западное Прибайкалье: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2008. – 16 с.
- [6] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Архейский возраст протолита палеозойских гранитогнейсов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований, Иркутск, 10–14 окт. 2005. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 56–59.
- [7] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН; вып. 545. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [8] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment: guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. – Irkutsk, 2005. – P. 5–76.
- [9] Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 5. – С. 5–19.
- [10] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. – 2008. – V. 165. – P. 235–246.
- [11] Şengör A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years; synopsis of a Tethyan perspective // Tectonophysics. – 1991. – V. 187. – P. 315–344.
- [12] McClelland W.C. Late-stage extensional exhumation of high-pressure granulites in the Greenland Caledonides // Geological Society of America. – 2003. – V. 31. – P. 259–262.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БИРХИНСКОГО МАССИВА КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.Г. Владимиров, И.Б. Корнева, И.В. Семенов, Д.С. Юдин

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

Ольхонский регион (остров Ольхон и западное побережье Байкала) представляет собой фрагмент коллизионной системы, сформированный в раннем палеозое в процессе аккрецирования ряда террейнов к краю Сибирского кратона [1]. Современный эрозионный срез Приольхонья обнажает образования Чернорудской, Анга-Сатюрты и Ангинской структурно-формационных зон, которые можно трактовать как пакет тектонических пластин, сложенных метаморфическими и магматическими породами. Уровень метаморфизма пород резко контрастный – от гранулитовой до зеленосланцевой фации [1–3]. Формально степень метаморфизма возрастает по направлению к краю Сибирской платформы. По литологическому составу преобладают кристаллические сланцы основного состава, амфиболиты, кварциты, мраморы и силикатно-карбонатные породы. Магматические породы представлены габброидами, ультрабазитами, гранито-гнейсами, мигматитами и гранитоидами [2].

К настоящему времени опубликован значительный объем петрологической, геохимической, изотопной и иной информации, касающейся геологии Ольхонского региона. В то же время детальные структурные исследования проводились лишь в начале 90-х годов [4]. В настоящее время появилась возможность уточнить или дополнить сведения о кинематике, характере и возрасте деформаций пород из различных тектонических зон и тем самым предоставить новую информацию для уточнения эволюции геологических событий в регионе.

С этой целью выполнена серия разрезов различной протяженности с юго-востока на северо-запад региона, в том числе с пересечением границы с Сибирской платформой и Чернорудской зоны (разрезы «Кучелга» и «Улан-Харгана»), Анга-Сатюрты (разрезы «Загалмой», «Озёрный» и полигон «Шида»), Ангинской зоны и обрамления Бирхинского массива (разрезы «Хурай-Нур», «Ялга-Узур», «Бегул» и «Южный») с отбором структурно-ориентированных образцов и детальным анализом характера деформирования пород. В настоящей работе особое внимание уделено пересечениям Бирхинского габброидного массива, занимающего реперное положение в структурах Приольхонья. От реконструкции истории его становления во многом зависит корректная интерпретация геологии всего региона.

Бирхинский габброидный массив совместно с Бугульдейским и Улан-Нурским массивами входят в состав одноименного комплекса субщелочных монцогабброидов и монцодиоритов [2, 1, 6, 5]. Пространственно все они расположены в пределах Ангинской зоны Ольхонского региона. Бирхинский массив сложен двумя интрузивными фазами. Первая фаза в центральной части массива представлена низкощелочными габброидами (дифференцированная пироксенит-габбронорит-анортозитовая серия). Составляющие этой фазы образуют либо ритмическую слоистость, либо шлировые незакономерно расположенные обособления пироксенитов в анортозите и/или габбронорите, свидетельствующие о кристаллизации расплава в условиях тектонического стресса [6]. Вторая фаза, слагающая более 70 % площади массива, представлена монцогабброидами и серией пород, дифференцированных от оливиновых габброноритов до монцодиоритов. Здесь не наблюдается отчетливой ритмичности, а переходы между породными разностями постепенные [5, 6].

Бирхинский габброидный массив конформно обрамляют мраморы, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы и другие метаморфические породы [1, 7, 8]. Массив имеет преимущественно тектонические контакты с вмещающей рамой, но в его бластомилонитовой оторочке на юге и юго-востоке можно наблюдать реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов. По данным С.П. Кориковского, на юго-восточном контакте массива породы метаморфизованы до уровня ставролит-хлорит-андалузитовой зоны ($T=480-500$ °С, $P=3,5$ кбар)

[7]. По данным Н.И. Волковой [8], уровень метаморфизма в контакте с габброидами достигает верхних ступеней амфиболитовой фации повышенных давлений. Для юго-западного контакта авторами наблюдались предельные ассоциации минералов ($Op_x + Cr_x + Hbl + Pl + Bt \pm Grt \pm Qtz$), отвечающие фации двупироксеновых роговиков.

С целью уточнения характера и кинематики деформаций в обрамлении Бирхинского габброидного массива изучены четыре разреза, пересекающие южное, юго-восточное, северо-восточное и северное обрамление массива. В связи с конформным облеганием метаморфических пород контакта габброидного массива ожидалось, что при анализе пересечений будет доминировать наиболее распространенный тип деформаций, связанный с субгоризонтальными левосдвиговыми тектоническими движениями (410–430 млн лет). Однако их следы были обнаружены лишь на севере массива в узких внешних зонах, мощностью чаще всего не превышающих первые десятки метров.

Основной же объем деформаций, фиксируемый по ориентировке минеральной и агрегатной линейности, отвечает субмеридиональным в современных координатах тектоническим движениям. При этом ориентировка линейности сохраняется вне зависимости от залегания пород, «игнорируя» даже то, что породы метаморфического обрамления буквально «обтекают» интрузив. Различия наблюдаются лишь в направлении погружения линейности – в южных и северо-восточных частях массива линейность преимущественно круто погружается в северном направлении, имея чаще всего левостороннюю взбросо-сбросовую компоненту, а в пределах северо-западного разреза («Хурай-Нур») она погружается на юг. Субвертикальные тектонические движения на северном контакте подчеркиваются синкинематическим внедрением гранитоидов жильного типа, относящихся к аинскому комплексу.

На основе полученных структурных данных по обрамлению массива и уже известных геологических данных [5, 6], предложена модель становления Бирхинского массива, краткое описание которой приведено ниже.

На ранней стадии (~500 млн лет) происходило активное внедрение габброидов бирхинского комплекса во вмещающую метаморфическую раму (реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов в бластомилонитовой оторочке). В период 480–465 млн лет (пик коллизионных событий), возможно, единое тело габброидов было эксгумировано в верхние эрозионные уровни земной коры. В процессе эксгумации оно претерпело фрагментацию с разделением на серию массивов с обособлением Бирхинского, Бугульдейского, Улан-Нурского и других более мелких тел. Непосредственно Бирхинский массив, по-видимому, выводился на верхние эрозионные уровни со слабым вращением тела, что привело к практически полному «затиранию» высокотемпературных роговиков. При этом юго-восточный в современных координатах край воздымался, а северо-западный – опускался с формированием узкой зоны растяжения, которая синхронно «запечатывалась» жильными гранитоидами аинского комплекса.

На завершающей стадии (440–410 млн лет, постколлизионные события) Бирхинский массив представлял собой консолидированное тело, вокруг которого на его северном и северо-западном экзоконтакте происходила милонитизация пород Ангинской зоны в процессе хрупко- и вязкопластичных деформаций при левосторонних тектонических движениях вдоль Сибирской платформы.

Полученные данные не противоречат структурным наблюдениям по другим пересечениям структурно-формационных зон – по мере удаления от края платформы, через интенсивно милонитизированные породы Приморской зоны, к Чернорудской зоне и далее, к породам зоны Анга-Сатюрты, наблюдается снижение интенсивности милонитизации, менее четко прослеживаются наложенные деформации, происходит смена характера деформаций от ультрамилонитов к милонитам и складчатым формам.

Таким образом, для всего Ольхонского региона можно говорить о существовании двух крупных тектонических этапов. На стадии коллизии (480–465 млн лет) имели место тектонические движения в условиях транспрессии, обеспечившие развитие складчато-надвиговых структур, проявление магматизма основного и кислого состава. Постколлизионные события (440–410 млн лет) характеризовались кардинальной сменой структурного плана и кинематики тектонических движений. На данном этапе стали преобладать хрупко-пластичные деформации с существенной милонитизацией пород и левосторонней кинематикой движений. Основной макси-

мум деформаций и интенсивность тектонических движений были связаны и пространственно приурочены к краевой части Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), РФФИ (гранты № 07-05-00980-а, 08-05-00733-а).

- [1] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). Тр. ГИН РАН; Вып. 545. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [2] Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1979. – 117 с.
- [3] Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума. – Иркутск, 1981. – С. 70–80.
- [4] Добержинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сонюшкин В.Е. и др. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. – 1992. – № 2. – С. 58–71.
- [5] Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН. – 2004. – Т. 405, № 2. – С. 251–255.
- [6] Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С. и др. Базит-ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 40–43.
- [7] Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума. – Иркутск, 1981. – С. 70–80.
- [8] Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008 (в печати).

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (по результатам U-Pb цирконометрии гранулитов, SHRIMP-II)

Н.И. Волкова*, А.В. Травин*, А.Г. Владимиров*, А.С. Мехоношин**, С.В. Хромых*,
Д.С. Юдин*, Д.И. Матуков***, Е.Н. Лепехина***

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

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

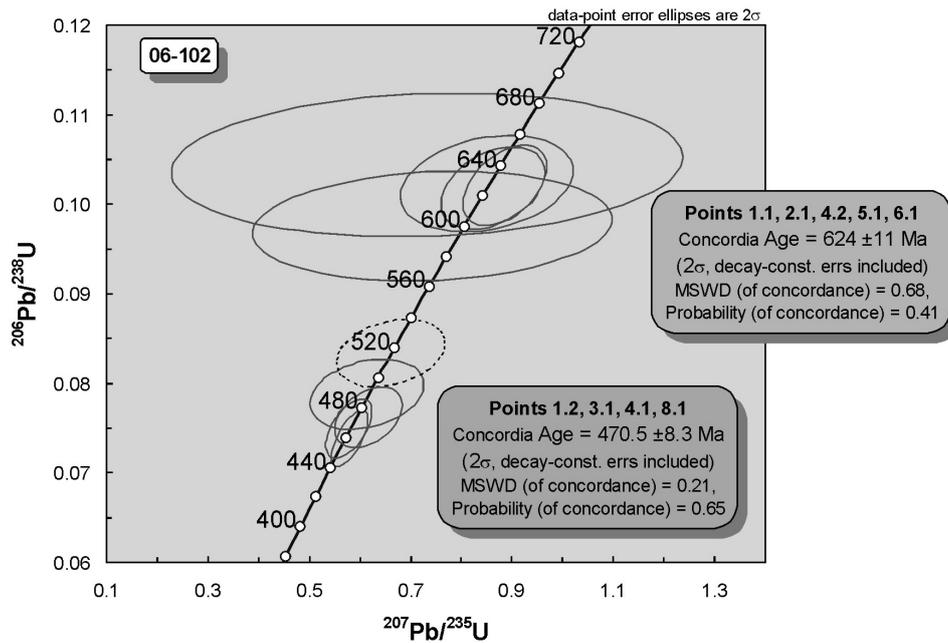
***Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Центр изотопных исследований, cirvsg@vsegei.ru

На основании изотопно-геохронологических данных, полученных классическим U-Pb методом по цирконам [1–3], было установлено, что магматические и метаморфические породы Ольхонского региона имеют раннепалеозойский возраст. При этом оценки возраста гранулитового метаморфизма пород в центральной части Чернорудской зоны составили 485 ± 5 млн лет. В то же время в цирконах из гранат-биотитовых гнейсов, облекающих гранито-гнейсовые купола в зоне Анга-Сахюрты, обнаружены древние ядра, имеющие дискордантный возраст 1890 ± 25 млн лет [1]. Реликтовые цирконы рассматривались как следы переработанного раннепротерозойского субстрата, в то время как сами гранито-гнейсовые купола (мигматиты и гранито-гнейсы) имеют ордовикский возраст ~ 465 млн лет.

Исследования, проведенные в последующие годы с применением ионного микрозонда SHRIMP-II для U-Pb датирования гранулитов, а также синметаморфических плагиогранитов и кварцсодержащих сиенитов Ольхонского региона, не только подтвердили полученные ранее результаты, но и позволили их детализировать на новом качественном уровне. Основные результаты этих исследований можно свести к следующему [4, 5]. Оценки возраста гранулитового метаморфизма в северо-восточной части Чернорудской зоны (полуостров Хадарта) составляют 507 ± 8 млн лет, а на мысе Хобой, о. Ольхон, – 498 ± 7 млн лет [4]. Близкие значения U-Pb возраста получены для гиперстеновых плагиогранитов Сапшиланского массива в центральной части Чернорудской зоны – 496 ± 3 млн лет [5] и кварцевых сиенитов линейной интрузии в юго-западной части о. Ольхон – 495 ± 6 млн лет [4]. Следует отметить, что цирконы с мыса Хобой также содержат древние ядра с возрастом $\sim 2,7$ – $2,5$ и $1,7$ млрд лет [4], что подтверждает снос материала с Сибирского кратона в окраинноморско-островодужный бассейн [6].

Нами для датирования была отобрана проба цирконов из двупироксенового гнейса Чернорудской зоны (обр. 06-102: $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Grt} + \text{Bt} \pm \text{Qtz}$, N 53.01471°, E 106.69973°). U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Цирконы из этого образца – прозрачные округлые, чаще вытянутые, с включениями в центральных частях кристаллов. В катодных лучах в изученных цирконах наблюдаются ядра, демонстрирующие типичную магматическую ростовую зональность и окруженные темными бесструктурными оболочками. Реже встречаются округлые многоплоскостные цирконы с секториальной зональностью. Всего выполнено 10 анализов (5 ядер и 5 оболочек) по 8 цирконам. Содержание U в ядрах варьируется от 35 до 506 ppm, тогда как в оболочках оно составляет 517–828 ppm. В пользу метаморфогенной природы оболочек свидетельствуют отсутствие зональности и пониженное по сравнению с ядрами $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношение (0,32–0,44) против (0,95–1,45).

Ядра цирконов из двупироксенового гнейса Чернорудской зоны дают значение возраста 624 ± 11 млн лет, СКВО=0,41 (рисунок). Геохимические исследования основных гранулитов Ольхонского региона показали, что по составу они близки к толеитовым базальтам островных дуг или окраинных морей [4, 7, 8]. Однако состав породных ассоциаций с преобладающей ролью метаосадков, геохимические особенности метавулканитов и метаосадков [9], а также Sm-Nd изотопные данные [6] свидетельствуют о формировании этих пород в обстановке задугового бассейна. Согласно с морфологическими (наличие магматической ростовой зональности) и геохимическими (повышенные Th/U отношения) особенностями цирконов, возраст 624 ± 11 млн



U-Pb изотопная конкордия для цирконов, отобранных из двупироксенового гнейса Чернорудской зоны Ольхонского региона (Западное Прибайкалье). Экспериментальные результаты получены на ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Пунктиром показана точка 7-1, исключенная при расчете среднего конкордантного возраста.

лет может рассматриваться как время формирования магматического протолита двупироксеновых гнейсов, т.е. излияния базальтовых лав в условиях окраинноморско-островодужного бассейна.

Характерной особенностью U-Pb изотопных анализов метаморфогенных оболочек цирконов из двупироксенового гнейса (обр. 06-120) является так называемое «сползание» их фигуративных точек по конкордии, что фиксирует достаточно широкий временной интервал, по-видимому, отражающий несколько этапов метаморфических событий, имевших место в данном регионе. Этот интервал составляет 516–459 млн лет, а средневзвешенный возраст, полученный по группе из четырех конкордантных анализов, составляет $470,5 \pm 8,3$ млн лет (СКВО=0.65). Эта дата моложе времени проявления гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне и совпадает с возрастом амфиболитового метаморфизма в зоне Анга-Сахюрты – 475–465 млн лет [6, 10–11]. По-видимому, как отмечалось ранее [1–3], палеозойский метаморфизм с возрастом ~470–465 млн лет наложился на все породы Приольхонья, включая и Чернорудскую зону.

Таким образом, установлено следующее:

1. Возраст формирования океанических базальтов, слагающих раннекаледонское основание Ольхонской окраинноморско-островодужной системы составляет 624 ± 11 млн лет (ядра цирконов).

2. U-Pb изотопные возрасты, полученные по оболочкам цирконов, отражают метаморфические события, связанные не только с гранулитовым метаморфизмом, но и с регрессивным метаморфизмом амфиболитовой стадии, наложенным на двупироксеновые кристаллические сланцы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00204, № 08-05-00733, № 07-05-00601) и СО РАН (интеграционный проект ОНЗ-10.3).

[1] Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.

[2] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // ДАН СССР. – 1990. – Т. 313, № 1. – С. 171–174.

- [3] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // ДАН. – 1995. – Т. 344, № 1. – С. 96–100.
- [4] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. – 2008. – V. 165. – P. 235–246.
- [5] Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Руднев С.Н., Хлестов В.В., Юдин Д.С. U-Pb возраст (SHRIMP-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. – С. 141–145.
- [6] Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008. – Т. 423, № 5. – С. 651–655.
- [7] Makrygina V.A., Petrova Z.I. The importance of geochemical data for geodynamic reconstruction: formation of the Olkhon metamorphic complex, Lake Baikal, Russia // Lithos. – 1998. – V. 43, № 3. – P. 135–150.
- [8] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment. – Irkutsk: Print IEC SB RAS, 2005. – P. 5–76.
- [9] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – С. 141–145.
- [10] Юдин Д.С. Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона, Западное Прибайкалье: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2008. – 16 с.
- [11] Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – Т. 47, № 11 (в печати).

ИСТОЧНИКИ РАННЕДЕВОНСКОГО И ЮРСКО-МЕЛОВОГО ВНУТРИПЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ КРОПОТКИНСКОГО И ХАМБИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ)

А.А. Воронцов, С.В. Андрющенко

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

На протяжении всего фанерозоя территория юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной активизации, что привело к формированию систем грабенов, горстов, а также вулканических пород повышенной щелочности, которые характеризуются повышенными содержаниями некогерентных редких элементов. В раннем–среднем палеозое возникла Алтае-Саянская область, включившая территории Минусинской котловины, Тувинского прогиба, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии, Монгольского и Горного Алтая общей площадью 500×700 км. В позднем мезозое была образована Западно-Забайкальская область, объединяющая цепочки вулканических полей, протянувшихся от верховьев р. Селенги до Витимского плоскогорья на расстояние свыше 1000 км при ширине до 200 км. В каждой вулканической области распространены базальты, обладающие как геохимическими признаками базальтов внутриплитовых обстановок, связанных с формированием горячих точек мантии, так и признаками базальтов субдукционных обстановок. В связи с этим обстоятельством, возникает вопрос о механизме их формирования и составе источников. Эту задачу мы попытались решить, сравнивая геодинамическое положение и состав базальтов раннедевонских и юрско-меловых вулканических ассоциаций.

Раннедевонский Кропоткинский вулканический ареал является крайним восточным фрагментом магматической области Тувинского прогиба. В его пределах магматические ассоциации сложены пикритоподобными базальтами, субщелочными базальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, трахитами, трахириолитами-комендитами, а также субщелочными долеритами. По результатам Rb-Sr изохронных построений вулканы имеют возраст $402,1 \pm 11,1$ млн лет [1]. Среди субщелочных базитов выделяются две дискретные группы по содержанию TiO_2 : первая группа – умереннотитанистая ($TiO_2 \sim 1,3-2,0$ мас. %), вторая – высокотитанистая ($TiO_2 \sim 2,2-4,2$ мас. %). Высокотитанистые базальты являются менее кремнекислыми по сравнению с умереннотитанистыми, и на диаграмме «кремнезем – суммарная щелочность» точки их составов образуют тренд, который смещен в щелочную область. Высокотитанистые базальты по своим геохимическим характеристикам близки к составу ОИВ. Умереннотитанистые базальты по сравнению с ними обеднены K, Rb, REE, Th, U, Nb, Ta, в меньшей степени – Zr и Hf, обогащены Ba и обладают признаками островодужных базальтов. Допуская, что эти две группы базитов обязаны своим происхождением разным по содержаниям некогерентных элементов источникам расплавов, следует ожидать, что они будут отличаться также и по своим изотопным характеристикам. Однако такие различия не выявлены, поэтому вероятно, что обе группы базитов были образованы из общего изотопного источника, обогащенного редкими литофильными элементами и обладающего изотопными характеристиками «мантийного ряда». В этом случае возникает вопрос о том, почему из одного изотопного источника образуются разные геохимические типы пород. Попытка объяснить различия в составе базитов импульсами магм разного состава, образованными при разной степени частичного плавления или при кристаллизационной дифференциации, приводит нас к неразрешимым противоречиям. Как известно, низкокремнистые оливиновые базальты являются индикаторами высоких степеней (25–30 % по [2]) частичного плавления мантии, но высокие содержания несовместимых элементов достигаются, наоборот, при низких степенях (менее 15 %) ее частичного плавления. При кристаллизационной дифференциации низкокремнистых базитовых магм остаточные расплавы, к которым можно было бы отнести высококремнистые умереннотитанистые породы трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации, должны обогащаться некогерентными элементами

одновременно с увеличением их кремнекислотности и (или) щелочности. Эта тенденция также не реализуется. Поэтому вероятно, что различия в составе базитов и природа фиксируемых минимумов высокозарядных элементов в умереннотитанистых породах определяются геодинамическими факторами. По сравнению с другими проявлениями девонского магматизма Алтае-Саянской складчатой области рассматриваемые вулканиты хребта Кропоткина приближены к границе Сибирской платформы и формировались в рифтовых зонах тыловой части активной континентальной окраины. Это подразумевает существование водонасыщенной надсубдукционной мантии и вовлечение ее в зону плавления наряду с астеносферной мантией, объясняя пространственное совмещение серий высокотитанистых и умереннотитанистых базальтоидов в пределах единого вулканического ареала.

Юрско-меловой Хамбинский вулканический ареал расположен между Джидинским и Тугнуйско-Хилокским секторами Западно-Забайкальской области и связан с формированием одноименной вулканотектонической структуры по северо-западному обрамлению позднемеловой Гусинозерской впадины. В пределах этой структуры образование магматических ассоциаций происходило в течение трех этапов, в ходе которых были образованы: дифференцированная трахибазальт-базальт-трахиандезит-трахит-трахириолит-пантеллеритовая ассоциация лавового поля (159–156 млн лет), трахибазальт-фонотефрит-щелочнотрахитовая ассоциация пород палеовулканов (127–124 млн лет) и эссекиты Муртойской дайки (122–117 млн лет) [3]. От ранних этапов к поздним сокращаются объемы магматизма и разнообразие пород за счет уменьшения доли вулканитов кислого состава. Породы основного состава всех этапов обогащены редкими литофильными элементами и по содержанию большинства из них сопоставимы или даже превосходят содержания этих элементов в высокощелочных базальтах океанических островов. В частности, они богаче REE, Ba, K, Pb, Sr и P. В то же время отмечаются неоспоримые отличия, связанные с обедненностью пород Ti, Nb и Ta. В этом отношении вулканиты Хамбинского ареала сопоставимы с базальтами островных дуг. Однако по распределению REE они резко отличаются от последних, сопоставляются с OIB и даже выделяются на фоне последних более фракционированным распределением PЗЭ, что сближает их с породными ассоциациями внутриплитовых обстановок. В последовательном возрастном ряду основные породы ассоциаций обогащаются Th, U, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, суммой редкоземельных элементов при опережающем нарастании LREE по отношению к HREE, в них сглаживается Nb-Ta минимум. В соответствии с результатами изотопной (Sr, Nd) классификации составы базальтоидов Хамбинской ВТС сосредоточены в «мантийном ряду» между полями составов обогащенных неодимом и радиогенным стронцием мантийных источников типа EM-II и умеренно-деплементированных типа PREMA. Наблюдаемые закономерности, по-видимому, можно связать с уменьшением степени частичного плавления в источнике расплавов вследствие ослабления тепловой активности мантийного плюма, контролировавшего магматизм Западно-Забайкальской рифтовой области и смещения центров магматизма на юг в ее пределах. Длительный интервал формирования вулканического ареала (около 40 млн лет) вполне удовлетворяет требованиям этой модели.

Магматические источники. Совмещение в базальтах геохимических признаков внутриплитовых и окраинно-континентальных вулканических серий объясняется существованием особого типа мантийного источника, который возник при формировании континентальной коры в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Процессы корообразования были связаны с эволюцией многочисленных и разновозрастных зон субдукции [4, 5], вследствие чего подлитосферная мантия региона оказалась метасоматизированной надсубдукционными богатыми водой флюидами. Эта мантия взаимодействовала с мантией глубинных плюмов, провоцировавших процессы среднепалеозойского и позднемезозойского рифтогенеза, и определяла субдукционные геохимические характеристики базальтовых расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00365) и СО РАН (проект № 16.11 «Вулканизм и горообразование Центральной Азии в фанерозое, модели и корреляция эндогенных, климатических и катастрофических событий в кайнозое»).

[1] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН. – 2008. – Т. 423, № 2. – С. 222–227.

- [2] Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas // Contr. Mineral. Petrol. 1967. – № 16. – P. 103–190.
- [3] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андриющенко С.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Магматизм Хамбинского грабена и ранняя история формирования позднемезозойской рифтовой системы Западного Забайкалья // ДАН. – 2006. – Т. 411, № 3. – С. 100–106.
- [4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2006. – Т. 410, № 5. – С. 657–662.

К МЕТАЛЛОГЕНИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Н.К. Гелетий, В.Г. Беличенко

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

Южное обрамление Сибирской платформы представляет собой складчатое сооружение, формирование которого связано с процессами тектонического скучивания в геодинамических условиях субдукции, аккреции и коллизии. В его состав входят террейны и субтеррейны разного геодинамического статуса. Одной из таких палеоструктур является Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ), фундамент которого представляет собой довендское покровно-складчатое сооружение (Тувино-Монгольский массив), аккретированное из террейнов разного возраста и состава – раннекембрийского континентального Гарганского, Оспинского, Сархойского и Дунжугурского островодужных, каждый из которых был изначально разобщен и развивался обособленно [1]. Со стратиграфическим несогласием фундамент перекрывает венд-кембрийский осадочный чехол, представленный существенно карбонатными отложениями, маркирующими границы микроконтинента, повторяя в плане его конфигурацию. Основной объем отложений чехла представлен формационными рядами пород шельфа. К ним относятся венд-кембрийские существенно карбонатные отложения боксонской серии и ее аналогов (горлыкской и араошейской свит) в северной части микроконтинента, хубсугульской серии – в восточной и айлыгской серии – в западной. Отложения склона и подножия микроконтинента сохранились лишь на юго-востоке (бассейн р. Эгийн-Гол). Формационные ряды континентального шельфа начинаются с кварцево-аркозовой или олигомиктовой кварцевой формации, выше залегает фосфатоносная и бокситоносная существенно доломитовая мелководно-морская формация. Этим формациям свойствен трансгрессивно-регрессивный характер накопления отложений. По мере нарастания трансгрессии разрез надстраивается более глубоководными известняковыми формациями открытого шельфа с нормальной морской фауной. Формационный ряд континентального склона и подножия Тувино-Монгольского микроконтинента представлен формацией карбонатных турбидитов, содержащей в качестве второстепенных членов горизонты кремнистых пород.

В осадочном чехле ТММ располагается один из крупнейших в Азии – Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, подразделяющийся по типам разрезов структурно-фациальных зон на три суббассейна: Окинский, Хубсугульский и Дзабханский [2–6]. Во всех, кроме Дзабханского бассейна, выявлены промышленные месторождения фосфоритов: Боксонское, Харанурское, Ухагольское, Хубсугульское и множественные фосфатопроявления. Продуктивными являются отложения кремнисто-карбонатной формации хубсугульской и боксонской серий. С ними коррелируются фосфатсодержащие породы аналогов боксонской серии – горлыкской в северо-восточной и айлыгской в западной части микроконтинента. Фосфатонакопление промышленного масштаба приурочено к нижней части венд-кембрийского осадочного чехла – забитской, хэсэнской свит, соответственно, боксонской и хубсугульской серий. Вышележащие отложения осадочного чехла являются потенциально фосфоритоносными (табинзуртинская, хужиртайская, хютенская и нюргатинская свиты боксонской серии; эрхелнурская свита хубсугульской серии). Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация, подразделяющаяся в пределах бассейна на кремнисто-терригенно-карбонатную и карбонатную, имеет циклическое строение. Каждый цикл содержит повторяемый трансгрессивно-регрессивный ряд осадков, отражающий динамику начальной фазы субплатформенного режима. Промышленные скопления фосфоритов связаны с регрессивными этапами развития трансгрессий. Для месторождений типична фациальная изменчивость и колебания мощности фосфоритовой пачки, занимающей одинаковую геологическую позицию в разрезе осадочного чехла. Фосфориты близки по возрасту и типам руд. Вопрос о генезисе фосфоритов дискусионен: одни полагают [5], что в конце венда – начале кембрия карбонатная платформа (Тувино-Монгольский массив) была ареной разгрузки ап-

велинга, обусловившего высокую биопродуктивность поверхностных вод, основным источником фосфора был Мировой океан, а второстепенную роль играл размыв местных кор выветривания; другие [4, 10], отрицая влияние апвеллингов на фосфатогенез, обоснованно считают фосфориты Хубсугульского бассейна биоморфными, а фосфатонакопление незавершенным в связи с внутренними особенностями палеотектонического и палеогеографического развития. Следует заметить, что в последнее десятилетие хемогенная и вулканогенно-гидротермальная гипотезы недостаточно подтверждаются новыми исследованиями и все более возрастает интерес исследователей к биогенно-диагенетической гипотезе генезиса фосфоритов, фрагменты которой рассмотрены в работах многих авторов [6]. Наши геодинамические представления о Тувино-Монгольском микроконтиненте и его обрамлении в венд-кембрии не противоречат концепции апвеллинга, но в то же время мы вслед за В.Н. Холодовым считаем, что процесс фосфатогенеза был многостадийным и осуществлялся при влиянии биоса.

Бокситы [2, 4, 7, 8, 10] встречаются в разрезах хубсугульской серии, боксонской серии и ее аналогов (горлыкская свита). Они располагаются в нижней части осадочного чехла ТММ повсеместно стратиграфически выше нижней доломитовой фосфоритоносной части разреза перед верхними доломитами. В Прихубсугулье (хубсугульская серия) они располагаются в базальной пачке эрхелнурской свиты, с размывом перекрывающей фосфоритосодержащую хээнскую свиту. Пачка сложена фосфатными обломками и продуктами кор выветривания алюминий-железо-марганцевого состава, изредка достигающих рудных концентраций. Бокситы Боксонского месторождения соответствуют тому же стратиграфическому уровню, располагаясь над верхними доломитами (табинзуртинская свита). Бокситы представляют собой в основном высококремнистые железистые образования. Высококачественные бокситы (кремниевый модуль 4-13) слагают небольшие участки или зоны, прослеживающиеся по простиранию. Качество рудного пласта возрастает с глубиной, что подтверждено результатами колонкового бурения. В северо-восточной части осадочного чехла ТММ с вышеописанными бокситами коррелируют высокоглиноземистые породы аналога боксонской серии – горлыкской свиты, находящиеся на аналогичном стратиграфическом уровне. Формирование бокситов связано с перерывами в осадконакоплении, фиксируемыми корами выветривания алюминиево-железисто-марганцевого состава.

В венд-кембрийском чехле микроконтинента выявлены марганцевые оруденения: Боксон-Сархойское и Ухагольское в его северной части, Хубсугульское – в южной (южная оконечность оз. Хубсугул и оз. Эрхил-Нур), а также Арасанское марганцевое месторождение, соседствующее с Хубсугульским фосфоритовым [9, 10]. На Ухагольском фосфоритовом месторождении линзовидные скопления марганцевых руд приурочены к нижней трансгрессивной части продуктивной серии, а верхняя регрессивная часть содержит пласты фосфатных песчаников. В Боксон-Сархойской части значительные залежи марганцевых руд приурочены к верхней регрессивной части разреза. В хубсугульской серии горизонты марганцевых руд залегают в верхней части фосфоритоносной толщи выше главной пачки пеллетовых фосфоритов, но на одном стратиграфическом уровне с обломочными фосфоритами и представлены карбонатными разностями в пониженных частях структур и гидроксидными вблизи от поднятий [10]. Содержание марганца в рудах достигает 50–60 %, железа – 10–17 %. Мощность рудных залежей достигает 10–15 м. Генезис марганцевого оруденения, как и фосфора, неоднозначен. Существует мнение [2, 5], что образование марганцевых руд связано разрушением и переотложением нижних горизонтов продуктивной серии, а источником марганца являлись обогащенные марганцем глубинные воды океана, которые, вероятно, вместе с фосфором транспортировались в шельфовую зону и осаждались на начальном этапе трансгрессии. Другие исследователи [10] соотносят фосфоритовых и марганцевых осадочных месторождений с широким распространением в венде-кембрии углеродсодержащих пород, возникших при массовом захоронении планктонных организмов. При последующих преобразованиях этих седиментационных органических осадков на стадии диагенеза происходила концентрация марганца и формирование диагенетических скоплений марганцевых руд и фосфора.

Таким образом, металлогения осадочного чехла ТММ соответствует рудоносности бассейнов, развивавшихся в режиме пассивной окраины, для которых характерно площадное развитие фосфатоносных, бокситоносных, марганцевоносных отложений, ассоциирующих в разрезе с углеродистыми сланцами, геохимически обогащенными ванадием, ураном, молибденом, ко-

бальтом, никелем, серебром и другими элементами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00537), Интеграционного проекта ИП СО РАН № 9.

- [1] *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 554–565.
- [2] *Фосфориты и апатиты Сибири.* – Новосибирск: Наука, 1980. – 225 с.
- [3] *Георгиевский А.Ф.* Харанурское фосфоритовое месторождение // Литология и полезные ископаемые. – 1986. – № 4. – С. 71–85.
- [4] *Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира.* – Владивосток: Дальнаука, 1999. – 342 с.
- [5] *Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритовый бассейн (новые данные и представления) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 5. – С. 523–538.
- [6] *Холодов В.Н.* Фазовые превращения фосфатов в осадочном процессе и генезис фосфоритов // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 3 – С. 253–270.
- [7] *Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока.* – Новосибирск: Труды СНИИГТиМС, 1980. Вып. 148. – 109 с.
- [8] *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 143 с.
- [9] *Ильин А.В.* Арасанское марганцевое месторождение в МНР // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 2. – С. 88–96.
- [10] *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Об ассоциации марганцеворудных и фосфоритоносных фаций в осадочных толщах. Сообщение 2. Сонахождения и парагенезы фосфора и марганца в нижнепалеозойских и докембрийских отложениях // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 2 – С. 169–192.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОМПЛЕКС ОРСО) В СТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

*Д.П. Гладкочуб**, *Т.В. Донская**, *В.С. Федоровский***,
*А.М. Мазукабзов**, *А.Н. Ларионов****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

**Москва, Геологический институт РАН

***Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Метаморфический комплекс Орсо является составной частью раннепалеозойского Ольхонского метаморфического террейна. Данный комплекс представлен в пределах сдвиговой пластины протяженностью около 25 км при максимальной ширине в плане 2 км. Комплекс представляет собой тонкое переслаивание метаморфитов по породам основного и кислого составов, которые, в свою очередь, представлены тонкозернистыми двуслюдяными (иногда с гранатом) гнейсами и амфиболитами. Комплекс Орсо имеет тектонические контакты с соседствующими аллохтонами, выраженные системой бластомилонитовых швов. Степень метаморфизма комплекса Орсо и соседствующих с ним аллохтонов не превышает условий амфиболитовой фации. Примечательно, что ассоциация пород, слагающих комплекс Орсо, не встречена в иных участках Ольхонского террейна. Подобная черта комплекса в сочетании с тектоническими контактами, отделяющими его от соседствующих аллохтонов, позволяет выделить его в качестве автономной сдвиговой пластины, участвующей в строении коллизионного коллажа Ольхонского метаморфического террейна [1].

Геохимические характеристики и дискриминационные критерии [2, 3] позволяют рассматривать изученные двуслюдяные гнейсы как продукт метаморфической переработки туффоидов преимущественно кислого состава. Варьирующиеся значения отношений La/Th (1,3–8,7) и Th/Sc (0,16–1,65) и низкие значения отношения Th/Cr (0,08–0,23) указывают на определенный вклад в состав субстрата гнейсов материала основного состава [4–6]. Согласно ряду критериев [7], субстрат гнейсов может быть отнесен к осадкам задуговых бассейнов.

Изотопные характеристики гнейсов комплекса Орсо ($\epsilon Nd_{(500 \text{ млн лет})} = -5,6 \dots -10,8$; $T_{DM} = 1703$, 1900 млн лет) свидетельствуют в пользу первично-осадочной природы протолита этих пород, а также указывают на существенную роль протерозойского корового компонента в их составе.

Амфиболиты комплекса Орсо по своему составу соответствуют субщелочным базальтам и характеризуются нефракционированным распределением редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 0,5-1,0$), близким к базальтам типа N-MORB [8]. Однако по сравнению с классическими базальтами типа N-MORB амфиболиты существенно обогащены легкими литофильными элементами: Sr (149–211 г/т против 90 г/т в N-MORB), Ba (41–173 г/т против 6,3 г/т), а также Th (0,11–0,60 г/т против 0,12 г/т). Подобное обогащение могло быть обусловлено вкладом надсубдукционного флюидного компонента в источники типа N-MORB, что характерно для задуговых бассейнов [9]. Амфиболиты характеризуются варьирующимися значениями отношений Ce/Nb (3,9–7,8) и Th/Nb (0,06–0,67), характерными для базальтов задуговых бассейнов [10].

Для определения возраста вулканических событий, ответственных за образование туфовой составляющей в рассматриваемых породах, из двуслюдяного гнейса была выделена монофракция цирконов (более 120 зерен). Катодоллюминесцентные имиджи свидетельствуют о том, что зерна не имеют явно выраженных темных (древних) ядер и ярких кайм, характерных для цирконов, испытавших частичную перекристаллизацию в условиях высоких фаций метаморфизма. Облик кристаллов субидиоморфный, коэффициент удлинения до 2,4. Большинство цирконов имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность. Th/U отношения в проанализированных зернах достаточно высоки (1,28–0,30), что, наряду с их морфологическими характеристиками, указывает на магматическую природу цирконов [11].

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микронзонде SHRIMP-II в Центре

изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [12]. Всего изотопный состав U-Th-Pb был изучен в 15 цирконах. U-Pb значения, нанесенные на диаграмму $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, локализируются вблизи конкордии в интервале $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от 785 ± 8 до 860 ± 11 млн лет, группируясь в два возрастных кластера, отвечающих конкордантным группам с возрастными 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет. Полученные датировки позволяют предположить, что в исследованном образце присутствуют цирконы, образовавшиеся в результате двух вулканических событий, имевших место в пределах активной окраины в неопротерозое. Возможно, бассейн седиментации располагался между двух вулканических построек, послуживших источниками туфогенного вещества для изученных гнейсов комплекса Орсо. Судя по тому, что в породе не обнаружено свидетельств присутствия вещества как более древних, так и более молодых источников, можно сделать вывод о быстром характере седиментации в рассматриваемом бассейне, предотвратившем попадание в осадочно-вулканогенную толщу вулканогенного материала более широкого возрастного спектра. Примечательно, что ядро циркона с возрастом около 840 млн лет обнаружено в гранулите комплекса Хобой [13]. Подобная находка свидетельствует о широкой площадной распространенности вулканической активности данного возрастного интервала в пределах неопротерозойской активной окраины.

Синтез результатов, полученных при изучении метаморфических пород комплексов Хадарта, Хобой [13] и Орсо, позволяет сделать предположение об их формировании в пределах единой активной континентальной окраины, развивавшейся в неопротерозое на фланге древнего сиалического блока, а именно Баргузинского микроконтинента [1, 14]. При этом комплекс Хадарта представляет собой фрагмент островодужной системы, в то время как фрагменты задугового бассейна фиксируются в разрезах комплексов Хобой и Орсо. Развитие надсубдукционных процессов в активной окраине микроконтинента продолжалось вплоть до начала раннего палеозоя, о чем свидетельствует возраст детритового циркона (535 млн лет), обнаруженного в гранулитах комплекса Хобой [15]. В последующем, около 500 млн лет назад (возраст гранулитового метаморфизма), Баргузинский микроконтинент коллидировал к южному флангу Сибири, а комплексы его активной окраины (в том числе Орсо) были обдуцированы на край Сибирского кратона, образовав своей совокупностью Ольхонский метаморфический террейн.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00245, 08-05-00177), гранта Президента РФ НШ 3082.2008.5, Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (Проект 10.3), Интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13, НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.
- [2] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.
- [3] Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кемпис М.П. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // ДАН. – 1996. – Т. 351, № 3. – С. 383–386.
- [4] Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, South Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society, London. – 1987. – V. 144. – P. 531–542.
- [5] McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. M.J. Johnson, A. Basu. Geological Society of America, Special Paper. – 1993. – V. 284. – P. 21–40.
- [6] Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. – 2000. – V. 51. – P. 181–203.
- [7] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.
- [8] Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society of London, Special Publication. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
- [9] Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И. и др. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН. – 1995. – Т. 341, № 4. – С. 532–535.
- [10] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace

- element constraints // *Journal of Petrology* (Special Lithosphere Issue). – 1988. – P. 415–445.
- [11] *Zircon* / Eds. J.H. Hanchar, P.W. Hoskin // *Rev. Miner. and Geochem.* – 2003. – V. 53. – 502 p.
- [12] Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing process* / Eds. M. McKibben, W. Shanks, W. Ridley. *Rev. Econ. Geol.* – 1998. – V. 7. – P. 1–35.
- [13] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *Journal of the Geological Society, London.* – 2008. – V. 165. – P. 235–246.
- [14] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и геофизика* – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 93–108.
- [15] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Федоровский В.С. и др. Новые данные о возрасте и субстрате гранулитов Ольхонской коллизийной системы (Западное Прибайкалье) // *ДАН.* – 2008. – Т. 419, № 6. – С. 788–793.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ МЕТАМОРФИЗМА АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО АРЕАЛА

В.А. Глебовицкий, И.С. Седова, Л.М. Саморукова

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vg@vg1404.spb.edu

В западной части Алданского гранулито-гнейсового ареала распространены породы как высокотемпературной амфиболитовой, так и гранулитовой фации. В зоне перехода наблюдаются проградные преобразования гнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидов, в результате чего в относительно низкотемпературных породах и появляются критические минеральные парагенезисы гранулитовой фации. Эти преобразования происходят на фоне повышающейся активности кремния и щелочей, а особенно калия.

На основании изучения геологических соотношений гранитоидных тел и лейкосом мигматитов в той и другой зоне устанавливается закономерная, повторяющаяся в разных районах последовательность гранитообразования, выразившаяся в формировании трондьемитогнейсов и эндрбитогнейсов, гранитогнейсов и чарнокитогнейсов, часто суперкалиевых, формально соответствующих шошонитам, в прогрессивно развивающемся процессе парциального плавления (мигматизации) и в возникновении значительных масс диатектитов. Сегрегация расплавов приводит к формированию коровых магматических очагов, к реоморфизму и внедрению структурно обособленных тел гранитов и чарнокитов. Присутствие тел базитов, которые интродуцируют автохтонные и параавтохтонные гранитоиды и сами подвергаются гранитизации, приводит к заключению, что процессы парциального плавления в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации проявлялись неоднократно.

Наблюдения над гранито- и чарнокитогнейсами (небулитами) и их соотношениями с кристаллическими сланцами и гнейсами, выступающими в качестве протолита гранитоидов, показывают, что процесс их образования является инфильтрационной гранитизацией в разных РТ-условиях, проявляющейся под воздействием флюидного потока при высоких значениях активности кремния и калия. Геохимические тенденции, сопровождающие этот процесс, весьма характерны. Происходит накопление литофильных элементов, таких несовместимых высокозарядных элементов, как Nb и Ta, легких REE. Th в отличие от U заметно обогащает гранитизированные породы, происходит обеднение пород когерентными элементами. Тяжелые REE и Y находятся в строгой зависимости от минерального состава гранитов. В присутствии, например, граната они относительно обогащаются этими элементами. Диатектиты по геохимическим характеристикам занимают промежуточное положение, что связано с вовлечением в процессы парциального плавления не только предварительно гранитизированных пород, но и пород протолита.

Характерной особенностью процессов метаморфизма и гранитизации пород западной части Алданского гранулитового ареала является их малая глубинность. При температурах 700–800 °С давление составляло 4–5 кб, тогда как в восточной и центральной его части при 800° оно достигало 7–8 кбар, а в Сутамском блоке – 9–10 кбар.

Исследованиями А.Б. Котова, Е.Б. Сальниковой и их коллег Sm-Nd изотопных систем показано, что модельный возраст изученных гранитоидов – 3,3–3,4 млрд лет, что свидетельствует о древнем возрасте континентальной коры в западной части Алданского щита. В этой связи интересны новые данные датирования цирконов из серий гранитоидов локальным U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ). Гранитогнейсы и диатектические граниты комплекса амфиболитовой фации имеют конкордантный возраст 3226±8, 3225±19 млн лет, и только для гранитов, завершающих этот цикл, получено значение 2456±9 млн лет. В то же время чарнокитогнейсы и диатектические чарнокиты дают конкордантный возраст циркона 1960±8 млн лет. Эти даты хорошо согласуются с ранее проводившимися изотопно-геохронологическими исследованиями на Алданском щите. Рассмотренные определения, наряду с упомянутой выше спецификой мета-

морфизма, крайне высокоградиентного, позволяют предположить проявление всех этих процессов в связи с активизацией древнейшей континентальной коры под влиянием поднимающегося мантийного плюма.

Исследования проводились при поддержке РФФИ (проекты 09-05-00485 и 07-05-00584), а также гранта Президента РФ НШ-3533.2008.5.

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ШАМАНСКОЙ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ (БАГДАРИНСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, В.С. Климук, В.С. Ситникова

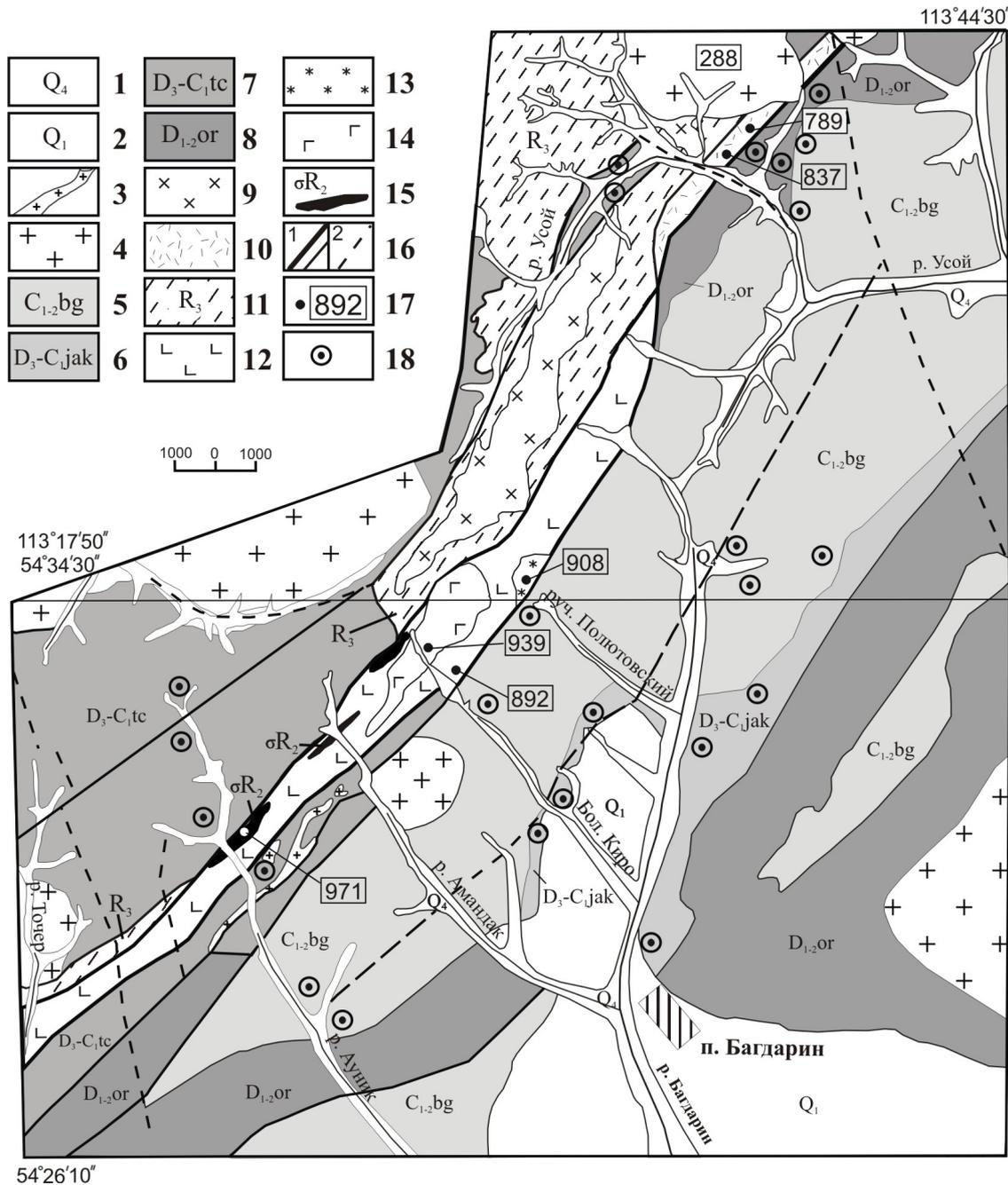
Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru

На территории Северного Забайкалья широко распространены средне- и позднерифейские сложнодислоцированные осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [1]. Метаморфизм этих толщ зональный – от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Среди осадочно-вулканогенных толщ этих террейнов повсеместно встречаются глубокоководные кремнистые отложения и офиолитовые комплексы, сложенные серпентинизированными гипербазитами, габброидами и metabазальтами типа N и E-MORB, указывающие на спрединговую природу содержащих их бассейнов. Кроме того, в докембрийских метаморфических толщах обнаружены многочисленные sillы metabазальтов и метадолеритов океанической природы, а также фрагменты позднерифейских островодужных комплексов. Возраст этих толщ в большинстве случаев условный и определяется в основном по редким находкам позднерифейских водорослей и данным абсолютного возраста прорывающих их разновозрастных гранитоидов. Из всех пород, слагающих вышеназванные террейны, наибольший интерес представляют офиолитовые ассоциации пород, фиксирующие остатки древней океанической коры, которые сохранились в узких шовных зонах. Одна из таких ассоциаций была изучена нами в пределах Шаманского хребта Багдаринского района Северного Забайкалья и названа Шаманской (Усой-Точерской) палеоспрединговой зоной (рисунок). Фрагменты офиолитовой ассоциации в этом районе впервые были описаны [2] в верховьях р. Амандак (левый приток р. Багдарин) в виде узкой шовной зоны (трога) северо-восточного простирания, мощностью от 1,0 до 2,5 км. Они моноклинально, под углами 50–60°, падают к северо-западу и надвинуты на породы верхнедевонско-нижнекаменноугольной точерской свиты Багдаринского прогиба.

Позднерифейский возраст ($971,9 \pm 14,0$ млн лет, СКВО=2,1) нижних членов офиолитовой ассоциации юго-западной части Шаманской зоны впервые определен U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам в прожилках плагиогранитов среди мигматизированных ортоамфиболитов меланократового фундамента [3]. Последующими работами нами были изучены все члены Шаманской офиолитовой ассоциации. Изотопному датированию на ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик И.П. Падерин) подвергнуты цирконы, извлеченные нами из габбро и базальтов бассейна р. Большое Киро (рисунок).

Первичный минеральный состав изученных габброидов сохраняется редко. Обычно они метаморфизованы и сложены уралитовым амфиболом и сосюритизированным основным плагиоклазом. В слабоизмененных разностях габбро представляет собой среднезернистую породу темно-зеленого цвета с характерной габбровой структурой и массивной текстурой. Она сложена плагиоклазом (60–50 %), амфиболом (30–20 %), клинопироксеном (10 %), кварцем (0–3 %). Акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон. Базальты в основном представлены сланцами, среди которых в зависимости от количественного соотношения породообразующих минералов выделяются: плагиоклаз-хлорит-актинолитовые и плагиоклаз-клиноцоизит-хлоритовые разности. Для них характерна нематофибробластовая, гранонематобластовая и порфиробластовая структура. Порфиробласты в основном представлены плагиоклазом, реже актинолитом. Основная масса состоит из альбита, хлорита, эпидота и актинолита. Также в породе присутствуют рудные минералы – магнетит и лейкоксен.

По содержанию РЗЭ габбро и базальты характеризуются широкими вариациями уровня содержания РЗЭ. Спектр их распределения в основном наклонный с пониженными значениями $(La/Yb)_N$ – от 1,07 до 4,77, $Eu/Eu^* = 0,68–1,21$. При геохимической их типизации в качестве эта-



Схематическая геологическая карта верхнерифейской Шаманской (Усой-Точерской) палеосрединговой зоны и средне- и верхнепалеозойского Багдаринского наложенного прогиба (Северное Забайкалье). Четвертичные отложения: 1 – современные, 2 – раннечетвертичные. Багдаринский наложенный прогиб: 3 – мезозойские субвулканические гранит-порфиры, 4 – верхнепалеозойские гранитоиды, 5 – багдаринская свита (C₁₋₂bg): пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, с прослоями гравелитов, конгломератов и известняков, 6 – якинская свита (D₃ – C₁jak): переслаивание песчаников, алевролитов, черных сланцев с горизонтами известняков, 7 – точерская свита (D₃–C₁), нерасчлененная, 8 – ороченская свита (D₁₋₂or): известняки, углистые сланцы и доломиты, алевролиты, мергели. Келянская островодужная ассоциация позднего рифея: 9 – габбро-диориты, диориты, тоналиты, 10 – базальты, андезитбазальты, дациты, риолиты и их туфы (усойская свита – R₃us). Шаманская офиолитовая ассоциация позднего рифея: 11 – гемипелагические отложения нерасчлененные (сивоконская, суванихинская, ципиканская и другие свиты), 12 – базальты N-MORB и E-MORB, 13 – плагиограниты, 14 – габбро, габбро-пироксениты с дайками габбро-долеритов, 15 – серпентинизированные гипербазиты, листвениты, талькиты. Разрывные нарушения: 16 – установленные (1) и предполагаемые (2), 17 – место отбора проб магматических пород с указанием их U-Pb изотопного возраста, 18 – места находок средне- и верхнепалеозойской фауны и флоры.

лонов использовались типы базальтов Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта [4]. Сравнительный анализ показал, что базальты и габбро Шаманской палеосрединговой зоны относятся к обогащенному E-MORB типу с отклонением к N-MORB. Изотопный Nd и Sr состав базальтов, выполненный в Институте геохимии СО РАН, показал, что $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ колеблется в пределах 0,5128–0,5129 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0,7039–0,7059. Это свидетельствует о том, что источником магмы являлась обогащенная мантия, в первом приближении мантийные резервуары HIMU и EM1. Большинство величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +5,2 до +7,5 в метабазальтах указывает на то, что они образовались из ювенильного источника, при этом их модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ равен 1024–1217 млн лет.

Исследованные цирконы из кумулятивных габбро представлены идиоморфными кристаллами различного габитуса и размерности. Средневзвешенный U-Pb изотопный возраст 10 кристаллов циркона составил 939 ± 11 млн лет (СКВО=0,056). Измеренные изотопные отношения показывают конкордантность всех точек на диаграмме Тера-Вассербурга. Цирконы из базальтов офиолитовой ассоциации представлены идиоморфными кристаллами, размерностью 100–200 мкм, с четкой осциляционной зональностью. Средневзвешенный U-Pb возраст по 6 точкам из 11 составил 892 ± 16 млн лет (СКВО=0,058). Данные изотопных определений показывают конкордантность всех точек на диаграмме. Обнаруженные ксеногенные домены с возрастом $288,8 \pm 8,5$ и $253,2 \pm 7,1$ млн лет, судя по низким Th-U отношениям, связаны с наложенными метаморфическими процессами, которые интенсивно проявились в среднем и верхнем палеозое в связи с формированием Багдаринского прогиба [5]. Несмотря на то, что $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения в базальтах колеблются от 934 до 842 млн лет, все они являются более поздними или близкими по возрасту образованиями по сравнению с ассоциирующими с ними габбро и плагиогранитами. В обнажениях габбро наблюдаются дайки метадиабазов (габбро-долеритов), которые, кроме габбро, в отдельных случаях прорывают также базальтовую тощу. Следует отметить, что изотопный возраст гранитов Полнотовского массива из этой же зоны составляет $908,0 \pm 7,6$ млн лет (СКВО=0,083) [5], указывающий на близкоодновременное их формирование с базальтами офиолитовой ассоциации.

Таким образом, приведенные петрогеохимические и геохронологические данные впервые подробно характеризуют новую офиолитовую ассоциацию пород верхнерифейского возраста, которая сформировалась в период распада Родинии в зоне взаимодействия Сибирского континента и Лаврентии [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 08-05-00290).

- [1] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 4, № 3. – С. 230–240.
- [2] Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 60–63.
- [3] Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.
- [4] Суцневская Н.М., Бонати Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15°с.ш. – 3°ю.ш.) // Геохимия. – 2002. – № 1. – С. 30–55.
- [5] Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р. и др. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 225–228.
- [6] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.

РЕФЕРТИЛИЗАЦИЯ РЕСТИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ И АДАЦАГА (ЦАСП)

М.А. Горнова, А.Я. Медведев, В.А. Беляев

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

Формирование литосферной океанической мантии происходит в результате полибарического близкого к фракционному плавления в зонах спрединга срединно-океанических хребтов и островодужных систем. Модель критического плавления, когда часть расплава остается в межзерновом пространстве и реагирует с реститовым перидотитом, не всегда объясняет наблюдаемые повышенные концентрации сильно несовместимых элементов в породах и клинопироксенах реститовых перидотитов. Обогащение сильно несовместимыми элементами в клинопироксенах свидетельствует о рефертилизации, то есть взаимодействии реститовых перидотитов с неравновесными с ними просачивающимися расплавами [1]. В последнее время появилось много данных, свидетельствующих о широком развитии этого процесса [1, 2].

Изученные реститовые перидотиты Джидинской зоны и Монголо-Охотского пояса в системе Центрально-Азиатского складчатого пояса также демонстрируют взаимодействие перидотит-расплав.

Шпинелиды серпентинитов *Хасуртинского массива* по соотношению хромистости ($Cr\# \sim 0,42-0,50$) и магнезиальности ($0,65-0,70$), низкой степени окисления железа ($Fe\# \sim 0,02-0,05$) соответствуют реститовым шпинелидам из абиссальных гарцбургитов. Они характеризуются повышенными концентрациями титана, точки их составов на диаграмме $Cr/(Cr+Al) - TiO_2$ отклоняются от реститового тренда в сторону составов шпинелей из N-MORB. В серпентинитах присутствуют дайкообразные тела амфиболовых клинопироксенитов, по-видимому, являющихся транспортными каналами этих расплавов в условиях литосферной мантии. В них находятся широкообразные тела верлитов и оливиновых вебстеритов, шпинели которых по составу подобны шпинелям N-MORB. Редкоэлементные составы клинопироксенов равновесны с N-MORB.

По составу шпинелей серпентиниты *Адацагского офиолитового комплекса* разных меланжевых зон разделяются на две группы. В серпентинитах первой группы шпинели характеризуются повышенным содержанием трехвалентного железа и по соотношению хромистости ($0,55-0,59$) и магнезиальности ($0,53-0,55$) подобны шпинелям гарцбургитов надсубдукционных зон. Повышенные концентрации титана говорят о возможном преобразовании пород IAT, которые присутствуют в разрезе. Серпентиниты второй группы более интенсивно преобразованы расплавом: в них присутствуют новообразованные зерна клинопироксена, шпинели, ортопироксена и плагиоклаза. Шпинели имеют низкую хромистость ($0,2-0,4$) и повышенное содержание TiO_2 , что свидетельствует об интенсивном преобразовании пород IAT или N-MORB. Редкоэлементные составы клинопироксенов равновесны с N-MORB. Серпентиниты двух групп отличаются также по содержанию петрогенных и редких элементов.

Перидотиты *Эгийгольского массива* в меньшей степени серпентинизированы. Микроструктура гарцбургитов протогранулярная с элементами порфирокластической. В породах наблюдаются петрографические признаки взаимодействия с расплавом. В шпинелях присутствуют включения зерен оливина, ортопироксена, клинопироксена и паргасита. Крупные зерна ортопироксена имеют резорбированные границы, в изгибах которых располагаются мелкие новообразованные зерна оливина ± шпинели ± клинопироксена. Клинопироксен образует небольшие (до 400 мкм по длине) неправильной формы зерна без структур распада в интерстициях оливинового матрикса, на границах зерен оливина-ортопироксена, глубоко проникая в ортопироксен, между зерен ортопироксена. Часто он ассоциирует с паргаситовой роговой обманкой – паргаситом, с которой имеет равновесные взаимоотношения. Только в нескольких образцах найдены редкие – до 2 мм – зерна клинопироксена со структурами распада, которые, вероятно, реститовые. Дуниты интенсивнее серпентинизированы, в них присутствуют зерна ортопирок-

сена размерами до 1 мм, замещенные агрегатом амфиболов варьирующего состава – от паргасита до тремолита.

Хромистость шпинелей варьирует от 0,35 до 0,70. Шпинели с $Cr\# > 0,55$ характеризуются повышенными концентрациями титана и низкими значениями магнезиальности, что характерно для надсубдукционных перидотитов. На диаграмме $TiO_2-Cr\#Sp$ точки их составов отклоняются от реститового тренда к составам шпинелей, равновесных с бонинитами. Геологическим подтверждением такой возможности являются найденные в массиве дайки амфибол-пироксен-оливинового состава с высокими концентрациями SiO_2 , MgO , Cr и низкими содержаниями редких земель ($La_{Ch} \sim 0,3$, $Yb_{Ch} \sim 1,25$). Магнезиальность реликтов оливина и ортопироксена составляет 0,901–0,870 и 0,886 соответственно. Присутствует высокохромистая шпинель ($Cr\# = 0,88$) с содержанием $TiO_2 = 0,32$ вес. %. Амфибол представлен серией минералов от эденита до тремолита с меняющимися концентрациями Al_2O_3 (0,20–8,66 вес. %) и Cr_2O_3 (0,05–1,80 вес. %). Аналогичная серия амфиболов развивается и по пироксенам перидотитов, причем их количество увеличивается в перидотитах, располагающихся вблизи контактов с дайками. Дайки, по-видимому, являются транспортными каналами бонинитовых расплавов, насыщенных водой. Шпинели с повышенной хромистостью и высокими содержаниями TiO_2 находятся в дунитах, расположенных вокруг даек. Таким образом, шпинели с хромистостью $> 0,55$ отражают более поздний этап преобразования пород при взаимодействии с расплавом, а шпинели из гарцбургитов с хромистостью 0,35–0,55 – более ранний этап частичного плавления, не связанного с зоной субдукции.

Клинопироксены характеризуются концентрациями REE, Ti, более низкими, чем в клинопироксенах абиссальных перидотитов, плавление которых начинается в шпинелевой фации. По редкоземельному составу Sr_x подобны новообразованным Sr_x надсубдукционных перидотитов *Conical* [3] и наиболее деплетированных абиссальных гарцбургитов Центрального Индийского [4] и Срединно-Атлантического хребтов [2]. Для воспроизведения наблюдаемых концентрации и формы нормированной кривой для Gd-Yb требуется 9–10%-ное плавление в гранатовой фации, за которым следует 13–14%-ное плавление в шпинелевой фации.

В перидотитах Эгйингольского массива, части серпентинитов Адацага, нормированные к примитивной мантии содержания редких элементов, расположенные на спайдердиаграммах в соответствии со степенью несовместимости, образуют U-образные кривые с максимумами по Sr и Zr, подобные по форме и уровню концентраций кривым распределения в надсубдукционных перидотитах. Закономерное уменьшение нормированных содержаний элементов HREE до MREE отражает магматический этап образования пород в результате частичного плавления. Это подтверждается и наличием положительных корреляций HREE, Y с петрогенными оксидами (MgO , Al_2O_3), концентрация которых зависит от степени плавления. Корреляции между сильно несовместимыми элементами и петрогенными оксидами отсутствуют. Повышение нормированных содержаний редких элементов от MREE до сильно несовместимых (Ba, Rb) обусловлено преобразованием пород в результате взаимодействия с надсубдукционными (бонинитовым и IAT, соответственно) расплавами. Для части серпентинитов Адацага, интенсивно преобразованных N-MORB, характерны более высокие концентрации редких элементов. По сравнению с надсубдукционными, перидотиты Хасуртинского массива характеризуются более высокими концентрациями HREE, что отражает меньшие степени плавления. На спайдердиаграмме отсутствуют максимумы по Sr, Zr, наблюдается закономерное понижение нормированных концентраций редких элементов от HREE до LREE и обогащение сильно несовместимыми элементами, обусловленное рефertilизацией пород.

Таким образом, проведенные геохимические исследования реститовых перидотитов показывают, что процесс взаимодействия океанической литосферной мантии с просачивающимися расплавами играет важную роль в ее формировании.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-01079).

- [1] Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic ridge) // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47, № 4. – P. 745–771.
- [2] Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N: ODP Hole 1274A // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2007. – V. 153. – P. 303–319.

- [3] *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology.* – 1998. – V. 39, № 9. – P. 1577–1618.
- [4] *Hellebrand E., Snow J.E., Hoppe P., Hofmann A.W.* Garnet – field melting and late-stage refertilization in residual abyssal peridotites from the Central Indian ridge // *Journal of Petrology.* – 2002. – V. 43, № 12. – P. 2305–2338.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

*А.В. Дворова**, *И.К. Козаков***, *А.Н. Диденко**** *

*Москва, Геологический институт, a_dvorova@mail.ru

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

***Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием двух типов структур: мозаичного и линейного строения. В аккреционной области мозаичного строения – раннекаледонском супертеррейне – представлены фрагменты массивов с кристаллическим основанием, венд-раннепалеозойские отложения океанических бассейнов и островных дуг. Структуры с кристаллическим основанием рассматриваются в последнее время как фрагменты континентальных массивов, входивших в суперконтинент Родиния и причлененных к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана [2, 3]. Согласно [5], Дзабханский микроконтинент в раннем рифее существовал как фрагмент краевого участка суперконтинента Родиния, затем в процессе рифтогенеза на рубеже примерно 755 млн лет он вышел из состава Родинии. Это не единственная точка зрения; происхождение, положение и кинематика рассматриваемого террейна на данном этапе являются предметом дискуссии.

Нами была предпринята попытка определить возможное положение Дзабханского микроконтинента в позднем рифее. На западе Дзабханского террейна были отобраны, а затем изучены трахириолиты, принадлежащие рифейскому вулканическому комплексу дзабханской серии [4]. Изотопный возраст вулканитов определен U-Pb-методом по цирконам как 777 ± 6 Ма [6]. Мощность дзабханской серии достигает 2000 м, она перекрыта венд-нижнекембрийскими породами цаганоломской серии [1].

В районе горы Яман-ула в поле выходов трахириолитов имеется крупный (7,5×4,5 км) массив щелочных гранитов, возраст которых составляет 752 ± 3 Ма [5]. Граниты Яманульского массива участвуют в строении бимодальной магматической ассоциации. Их формирование связано с образованием вулканического поднятия и ограничивающей его рифтовой зоной. Щелочные граниты массива представляют собой типичные посткинematические образования, которые после внедрения, как и вмещающие их пологолежащие трахириолиты, не вовлекались в складкообразующие деформации.

Во вмещающих массив трахириолитах в зоне экзоконтакта, в которой была взята первая серия ориентированных образцов (10–20 м от выходов гранитов), фиксируются процессы ороговикования. На удалении (в 100 и 500 м от контакта), где взяты вторая и третья серии образцов, эти процессы не проявлены. Всего было отобрано 52 образца из трахириолитов и 56 – из гранитов.

Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных образцов варьируется от 2 мА/м до 15400 мА/м. В лавах она существенно возрастает по мере удаления их от контакта с гранитами Яманульского массива. Наиболее информативными в лавах дзабханской серии являются образцы с относительно слабой NRM – от 4 до 48 мА/м. В гранитах наиболее информативными являются образцы из эндоконтакта с лавами и NRM – от 3 до 16 мА/м.

Все образцы прошли ступенчатую термомагнитную чистку до 560–630 °С; основным носителем магнетизма, судя по величинам деблокирующих температур NRM и точек Кюри (570–620 °С) на зависимостях $J_s(T)$, является магнетит и катион-дефицитный магнетит. После термо-чистки выяснилось, что в изученных трахириолитах (кроме современной компоненты намагниченности, которая выделяется в 40 % образцов в низкотемпературном диапазоне до 350 °С) только в половине коллекции выделяются две интерпретируемые компоненты намагниченности (таблица). Вторая половина образцов отличается хаотичным распределением направлений NRM. Первая компонента намагниченности в лавах выделяется в интервале от 530 до 600 °С в девяти из десяти образцов, отобранных из зоны экзоконтакта. Вторая – выделяется в

Палеомагнитные направления трахириолитов и щелочных гранитов Дзабханского микроконтинента (46,9°N, 96,5°E).

n	Dec, °	Inc, °	K	α_{95} , °	коорд.	Plat, °	Plong, °	d_p/d_m , °	φ , °
трахириолиты (экзоконтакт) + щелочные граниты (752±3 млн лет)									
23	68,6	-56,0	23,4	6,4	геогр.	-13,5	226,2	6,6/9,2	36,5 N
трахириолиты (777±6 млн лет)									
19	73,7	-5,1	14,9	9,0	геогр.	-	-	-	-
19	72,9	12,7	16,3	8,0	75 %	16,3	194,7	4,2/8,1	6,4 S
19	70,0	20,1	16,0	8,7	страт.	21,2	194,1	4,4/8,5	10,4 S

П р и м е ч а н и е. n – вошедшее в статистику число образцов; Dec, Inc – палеомагнитное склонение и наклонение; K, α_{95} – статистические параметры распределений: кучность и радиус овала доверия; Plat, Plong – широта и долгота виртуального палеомагнитного полюса; φ – палеоширота.

интервале от 200 до 600 °C в 19 образцах из 42, отобранных в 100 и 500 м от контакта.

В гранитах из эндоконтактной зоны (14 образцов) в температурном диапазоне 200–610 °C выделяется высокотемпературная компонента, по направлению совпадающая с направлением компоненты, полученной в лавах из экзоконтакта (среднее направление по лавам и гранитам смотри в таблице). В гранитах (30 образцов) выделяется также компонента с очень высокими наклонениями: Dec=210°, Inc=-85°, K=26,5, α_{95} =5,2°. В основном эта компонента выделяется в среднетемпературном интервале от 350 до 500 °C, ее природа, вероятно, вторична.

Таким образом, в гранитах и лавах экзоконтактной зоны выделяется высокотемпературная компонента NRM, возраст которой можно связать по времени с внедрением гранитов Яманульского массива в лавы дзабханской серии. Дзабханский микроконтинент ~750 Ma назад мог располагаться в интервале 30–44°N, если принять полярность этой компоненты как обратную (таблица). Время образования высокотемпературной компоненты NRM в лавах на удалении от интрузии можно заключить в интервал от 777±6 Ma [6] до времени внедрения гранитов – 752±3 Ma [5]. Осложняет интерпретацию этого направления отсутствие четких элементов залегания в лавах; по нашим данным угол наклона лав составляет от 5 до 50° на запад-северо-запад. Если мы не ошиблись с оценкой залегания лав, то Дзабханский микроконтинент в это время мог располагаться в приэкваториальных широтах южного полушария (таблица).

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

- [1] *Геология МНР* / Под ред. Н.А. Маринова. – М.: Недра, 1973. Т. 2. – 750 с.
- [2] *Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 2005. – Т. 13, № 1. – С. 1–20.
- [3] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ванг Т. и др.* Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 2007. – Т. 15, № 2. – С. 3–24.
- [4] *Тектоника МНР*. – М.: Наука, 1974. – 283 с.
- [5] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. – 2008. – Т. 420, № 3. – С. 375–381.
- [6] *Zhao Y., Song B., Zhang S.H.* The Central Mongolian microcontinent: Its Yangtze affinity and tectonic implications // *Abstract volume, Symposium on continental growth and orogeny in Asia, Taipei, Taiwan, 2006, March 19–26*. – P. 135–136.

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СТЕПНЯКСКОГО СЕГМЕНТА КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

*К.Е. Дегтярев**, *А.А. Третьяков**, *А.Б. Котов***, *К.Н. Шатагин****

*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru

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

***Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Степнякский сегмент представляет собой достаточно крупную (300×120 км) структуру, расположенную в северной части каледонид Казахстана. Основную роль в его строении играют средне- и верхнеордовикские вулканогенно-осадочные и плутонические образования Степняк-Северо-Тяньшаньского вулканического пояса, которые залегают на различных, в том числе докембрийских сиалических, комплексах.

Формирование палеозойской континентальной коры Степнякского сегмента происходило с начала ордовика до середины девона (около 100 млн лет). При этом развитие палеоструктур, существовавших в пределах Степнякского сегмента, происходило в основном на докембрийской континентальной коре, которая имела сложное строение и длительную историю формирования. Фрагменты этой коры сохранились в антиклинальных зонах Степнякского сегмента, а также в обрамляющих его Кокчетавском, Шатском и Ишкеольмесском сиалических массивах. В строении верхней части докембрийской коры участвуют кварцито-сланцевые толщи среднего–верхнего рифея (мощность до 1000–1500 м) и подстилающие их гнейсовые комплексы верхов раннего протерозоя – низов рифея (зерендинская серия и ее аналоги). Последние были сформированы в результате метаморфизма песчано-глинистых и карбонатных пород, образование которых связано с размывом пород, имевших возраст 2100–2500 млн лет [2]. Вероятно, в строении докембрийской коры могли участвовать и более древние комплексы, отсутствующие на современном эрозионном срезе. На наличие таких комплексов указывают находки обломочных (в кварцитах верхнего рифея) и ксеногенных (в гранитоидах позднего ордовика) цирконов архейского, в том числе раннеархейского, возраста [2, 9].

Большое значение в формировании докембрийской коры имели позднедокембрийские эндогенные процессы. На современном эрозионном срезе магматические породы этого возраста развиты ограниченно и представлены небольшими телами гранитоидов, которые прорывают гнейсовые толщи [7, 3]. В то же время средние и значительная часть нижних горизонтов коры образованы в основном позднедокембрийскими магматическими образованиями, которые в дальнейшем послужили источниками палеозойских гранитоидов Кокчетавского массива [8] и Степнякского сегмента. Нарастание коры на гренвильском этапе (1100–1200 млн лет), вероятно, могло происходить в ходе магматического андерплэйтинга. Модель магматического андерплэйтинга позволяет дать объяснение более низкому положению в разрезе коры верхнедокембрийских комплексов, подстилающих нижнепротерозойские, а возможно, и архейские гнейсовые толщи.

В кембрии – начале ордовика докембрийская континентальная кора подверглась рифтогенезу. Признаками этого процесса явилось формирование расслоенных ультрамафит-габбровых массивов златогорского и куянбайского комплексов, а также щелочно-ультраосновных пород красномайского комплекса [4, 6]. Рифтогенез был связан с подъемом мантийного диапира, который в начале ордовика привел к плавлению пород континентальной коры и формированию толщ кислых вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород (свита тассу) [1]. Их источником, судя по Nd изотопным данным, были преимущественно магматические породы позднедокембрийского (гренвильского) возраста. Мантийное вещество также могло участвовать в формировании вулканитов свиты тассу, но его роль в основном свелась к прогреву коры при незначительном корово-мантийном взаимодействии. Дальнейшее развитие процессов рифтогенеза привело к расширению и углублению прогиба, накоплению кремнисто-терригенных толщ, а в начале лланвирна – к излияниям базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками.

В середине лланвирна произошла коллизия кембрийско-раннеордовикских островных дуг с докембрийскими массивами и сформировалась сложно построенная континентальная окраина. В ее состав входил и Степнякский сегмент, большая часть которого имела докембрийскую континентальную кору, а небольшой блок на востоке был сложен кембрийско-нижеордовикскими островодужными и терригенно-кремнистыми комплексами. На этой окраине во второй половине лланвирна начала свое развитие крупная Степняк-Северо-Тяньшаньская островодужная система, фронтально обращенная на восток (современные координаты). В течение среднего–позднего ордовика в пределах Степнякского сегмента сформировались мощные (до 5000 м) вулканогенно-осадочные толщи основного и средне-основного состава. Источником вещества для вулканитов послужили породы мантийного клина, метасоматизированные флюидами, выделившимися из субдущированной океанической коры. Первичные магмы, вероятно, претерпели дифференциацию в промежуточных очагах, которые, по-видимому, располагались на границе коры и мантии и в низах коры. Внедрение базитовых расплавов не сопровождалось существенной контаминацией коровым материалом, о чем свидетельствуют малые объемы средне-позднеордовикских кислых вулканитов, являвшихся в основном дифференциатами основных расплавов. После завершения вулканизма и накопления в позднем карадоке – раннем ашгилле терригенно-карбонатных толщ произошло внедрение значительных объемов кислых расплавов, сформировавших субвулканические тела, источником вещества для которых могла являться докембрийская сиалическая кора.

Значительным событием в истории формирования палеозойской континентальной коры явилось становление гигантских массивов гранодиоритов позднеордовикского крыккудукского комплекса, прорывающих все более древние образования. Несмотря на разрыв во времени между островодужными вулканитами и гранитоидами, последние имеют все признаки надсубдукционных комплексов, формирование которых может быть связано с частичным плавлением как нижних горизонтов коры (массивы крыккудукского типа), так и слэба (массивы степнякского типа). При этом базитовые породы, послужившие источником для гранитоидов массивов крыккудукского типа, имели позднедокембрийский (грэнвильский) возраст. Формирование больших объемов таких гранитоидов свидетельствует о масштабном плавлении верхнедокембрийских комплексов в нижних горизонтах коры, связанном, вероятно, с магматическим андерплэйтингом.

Силурийско-раннедевонский гранитный магматизм в Северном Казахстане стал последним значительным событием в формировании палеозойской континентальной коры. В Степнякском сегменте к этому этапу относится внедрение раннесилурийских лейкогранитов карабулакского комплекса, а в восточной части Кокчетавского массива – раннесилурийских гранитов борковского комплекса и раннедевонских лейкогранитов балкашинского комплекса. Эти граниты имеют близкие геохимические и изотопные характеристики.

Родоначальные для них расплавы возникли в результате плавления пород, которые имели позднедокембрийский (грэнвильский) Nd модельный возраст [8]. Учитывая, что выплавление больших объемов лейкогранитного расплава из пород основного состава маловероятно, можно предполагать, что их источниками послужили кислые породы, которыми могли являться позднеордовикские гранитоиды крыккудукского и зерендинского комплексов, слагающие мощные (до 10–15 км) горизонты в верхних частях коры Кокчетавского массива и Степнякского сегмента. Возможность возникновения гранитных расплавов в верхней коре на глубинах 15–20 км подтверждается геофизическими данными в современных горных сооружениях [5].

Таким образом, континентальная кора Степнякского сегмента каледонид Казахстана имеет сложное строение и длительную историю формирования. Ее самые верхние части сложены островодужными комплексами среднего–верхнего ордовика и рифтогенными кислыми вулканитами нижнего ордовика. Значительную роль в строении верхних горизонтов коры играют гранитоиды крыккудукского комплекса, слагающие субгоризонтально залегающий уровень мощностью 8–12 км. Отдельные участки в верхах коры образованы гранитами силурийского возраста, которые образуют плоскоцилиндрические массивы мощностью 5–7 км. Более низкое положение в разрезе верхних горизонтов коры занимают сиалические комплексы рифея, нижнего протерозоя и, вероятно, архея, которые также участвуют и в строении средних горизонтов коры. Большая часть нижних горизонтов коры сложена позднедокембрийскими базитовыми комплексами, являвшимися источниками всех палеозойских пород средне-кислого состава. К

этой части коры приурочены основные кристаллические породы, сформировавшиеся после удаления расплавов более кислого состава. Нижние горизонты коры Степнякского сегмента в течение раннего палеозоя наращивались за счет андерплэйтинга базитового материала. Однако этот материал не участвовал в формировании каких-либо более молодых магматических комплексов, и его присутствие в низах коры во многом гипотетично. С большей степенью вероятности можно говорить только о позднеордовикских базитовых расплавах, незначительная часть которых проникла в верхние горизонты коры и сформировала габбро-диоритовые массивы Степнякского типа.

В заключение еще раз следует подчеркнуть важную особенность формирования палеозойской континентальной коры Степнякского сегмента каледонид Казахстана: источниками ордовикско-силурийских магматических пород среднего и кислого состава, которые играли ведущую роль в формировании палеозойской континентальной Степнякского сегмента, являлись только верхнедокембрийские (гренильские) магматические комплексы. Роль более древних и более молодых образований в этих процессах была крайне незначительной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00933) и Программы ОНЗ РАН № 10.

- [1] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Третьяков А.А. Раннеордовикский вулканогенный комплекс Степнякской зоны (Северный Казахстан): обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. – 2008. – Т. 419, № 2. – С. 224–228.
- [2] Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., Йокаяма К., Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладкочуб Д.П. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // ДАН. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 518–521.
- [3] Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодориты гренильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 4. – С. 221–224.
- [4] Петрография Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1971. – 360 с.
- [5] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [6] Спидононов Э.М. Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1980. – С. 102–122.
- [7] Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренильской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия. – 1970. – № 1. – С. 112–116.
- [8] Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. – 2001. – № 5. – С. 26–44.
- [9] Kroner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Lie D.Y., Ermolov P. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian orogenic belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // Journal of Asian Earth Sciences. – 2008. – V. 32. – P. 118–130.

ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)

А.Н. Диденко **, В.А. Гурьянов*, А.Ю. Песков*, А.Н. Пересторонин*, Д.В. Авдеев*,
Е.В. Бибикова***, Т.И. Курнозова***, М.М. Фугзан****

*Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

**Москва, Геологический институт РАН

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

Восстановление эволюции любой крупной геологической структуры, какой является Сибирский кратон, задача не всегда однозначно решаемая, так как за период своего существования крупные фрагменты земной коры обычно претерпевают неоднократную переработку, что создает трудности при реконструкции последовательности геологических процессов. Особое значение приобретают комплексы-индикаторы, изучение которых позволяет на основании особенностей состава восстановить геодинамическую обстановку их формирования, а возраст – дать оценку времени. Для юго-восточной части кратона одной из таких структур является Улканский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенными образованиями, являющимися стратотипом для верхнего карелия (улканий в региональной шкале) Алдано-Становой провинции.

В пределах массива выделяются три вулканоплутонических комплекса [1]: 1) улкачанский – преимущественно габбровый, трахиобазальтовый, гранитоиды в незначительном количестве представлены субщелочными лейкогранитами и сиенитами; 2) элгэтэйский – преимущественно базальт-трахиориолитовый, гранитоиды и родственные им породы представлены субщелочными гранит-порфирами и сиенитами; 3) улканский, с наиболее широким представительством гранитоидов, последние подразделяются на три фазы. Несмотря на более чем полувековую историю их изучения, нет единого мнения по многим вопросам геологии этих структур.

Для вулканитов элгэтэйской свиты имеются следующие изотопные датировки [1]: 1721 и 1840 Ма (U-Pb по циркону); 1620 и 1740 Ма (K-Ar по глаукониту); 1687 и 1721 Ма (Sm-Nd по циркону). Для гранитоидов улканского комплекса получены следующие изотопные датировки [3]: 1-я фаза – 1721 Ма (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 2-я фаза – 1715 Ма (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 3-я фаза – 1676–1690 Ма (U-Pb) и 1703 Ма (Sm-Nd).

Наши данные, полученные U-Pb-методом изотопного разбавления по цирконам, почти не отличаются от полученных ранее, изотопный возраст цирконов составляет: 1) из гранитоидов 3-й фазы улканского комплекса 1725 ± 4 Ма (СКВО=1,9); 2) из трахириодацитов элгэтэйской свиты 1726 ± 18 Ма (СКВО=7,2). Следует отметить, что выделить однородные «чистые» зерна цирконов в последней пробе не удалось, практически все проанализированные зерна были с включениями.

Проанализированные образцы гранитоидов улканского комплекса характеризуются существенным содержанием Rb, Nb, Y; на диагностических диаграммах Дж. Пирса [7] фигуративные точки их состава попадают в поле внутриплитных гранитов, ранее об этом писал А.М. Ларин [3]. Более сложное распределение отмечается на дискриминантной диаграмме R1-R2 [5]; фигуративные точки состава образцов гранитоидов занимают широкую область – от анорогенных и позднеорогенных гранитоидов до посторогенных и синколлизонных гранитоидов. В поле гранитов с мантийным источником не попал ни один образец, что, вероятно, говорит о крайне низкой мантийной составляющей в первичных расплавах, генерировавших улканские гранитоиды. Можно заключить, что формирование родоначальных расплавов для гранитоидов происходило при частичном плавлении коровых источников.

Анализ вариационных диаграмм петрогенных элементов для базальтов, андезитов улкачанской свиты и трахидацитов, трахириолитов элгэтэйской свиты позволяет высказать предположение о комагматичности этих образований. Судя по отрицательным величинам D_{Nb} в базальтах, андезитах улкачанской (ср. = -0,46 для 41 образца) и трахидацитах, трахириолитах элгэтэй-

ской (ср. = -0,34 для 40 образцов) свиты, плюмовая составляющая не проявлена [4]. На дискриминантных диаграммах, построенных с использованием Ta, Yb, Th и Hf [8], фигуративные точки состава образцов трахиодацитов занимают поле образований активных континентальных окраин.

Получены первые палеомагнитные данные по пилотным коллекциям гранитов улканского комплекса и трахиодацитов элгэтэйской свиты. Направление высокотемпературной компоненты намагниченности гранитов в современной системе координат (полагаем, что вращений вокруг горизонтальной оси после внедрения гранитоидов Улканский массив вместе с Сибирским кратоном не испытывал) составляет Dec=60,8°, Inc=48,4° (K=5,6, a₉₅=10,3), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами Plat=-47,4°, Plong=64,4° (d_p=8,8°, d_m=13,5°), который близок (при учете поправки за разворот Алдано-Становой провинции Сибирского кратона относительно Ангаро-Анабарской в среднем палеозое [6]) палеомагнитному полюсу на ~1730 Ма, полученному по кузеевитам Ангаро-Канского выступа [2].

Более надежный в методическом отношении палеомагнитный полюс получен для высокотемпературной компоненты намагниченности трахиодацитов элгэтэйской свиты: положительный тест обращения и большая сходимость единичных векторов в древней системе координат. Палеомагнитное направление этой компоненты составляет Dec=293,6°, Inc=-42,9° (K=48,1, a₉₅=4,4), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами Plat=-8,6°, Plong=11,9° (d_p=3,4° и d_m=5,4°). Положение этого полюса, даже с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции Сибирского кратона относительно Ангаро-Анабарской в среднем палеозое, существенно отличается от координат палеомагнитных полюсов Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона в интервале 1675–1860 Ма [2].

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проекта № 09-05-00223а).

- [1] Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 227 с.
- [2] Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 1. – С. 72–78.
- [3] Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. – 47 с.
- [4] Baksi A.K. Search for a deep-mantle component in mafic lavas using a Nb–Y–Zr plot // Can. J. Earth Sci. – 2001. – V. 38. – P. 813–824.
- [5] Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. – 1985. – V. 48. – P. 43–55.
- [6] Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett. – 2008. – V. 276. – P. 229–242.
- [7] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
- [8] Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. – 2002. – V. 97. – P. 629–642.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО АКИТКАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (СИБИРСКИЙ КРАТОН) И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, М.Н. Шохорова, Е.Н. Федерягина

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

Палеопротерозойский Аkitканский складчатый пояс входит в структуру Сибирского кратона и разделяет архейские Ангаро-Анабарский и Алданский супертеррейны [1, 2]. Аkitканский пояс был образован в результате коллизии Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов на стадии формирования единой структуры кратона. В соответствии с традиционной точкой зрения [1, 3, 4], Аkitканский складчатый пояс является единственной крупной структурой Сибирского кратона, в пределах которой представлена исключительно палеопротерозойская ювенильная кора. Однако, как было показано в работах последних лет [5, 6], в структуре пояса присутствуют и более древние мезоархейские породы, что указывает на более сложную историю его формирования.

Породы Аkitканского пояса выходят на поверхность в пределах нескольких выступов фундамента кратона – Байкальского, Тонодского, Голоустенского – и не обнаруживают прямых контактов с породными комплексами Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов. Границы между этими крупными структурами фундамента кратона перекрыты мезопротерозойскими и фанерозойскими осадками.

Комплексы пород Аkitканского складчатого пояса можно подразделить на три основные группы. В первую группу, доколлизийную, объединяются мезоархейские гранитоиды, палеопротерозойские метаморфические образования чуйской, сарминской серий и островодужные гранитоиды чуйского и кутицкого комплексов. Вторая группа представлена породами собственно коллизийной стадии – гранитами кочериковского комплекса с возрастом 1,91 млрд лет [7] и гранулитами мыса Калтыгей, имеющими возраст 1,88 млрд лет [8]. Третью группу составляют постколлизийные образования с возрастом 1,85–1,88 млрд лет – гранитоиды приморского, ирельского, абчадского, чуйско-кодарского комплексов и вулканогенно-осадочные образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [9–14].

Мезоархейские гранитоиды являются самыми древними надежно датированными образованиями пояса. U-Pb возраст по циркону этих гранитоидов оценивается как 2884 ± 12 млн лет [6]. По химическому составу они близки архейским тоналит-трондьемит-гранодиоритовым комплексам. В структуре Аkitканского пояса мезоархейские гранитоиды отмечаются как обособленные выходы. Они обнаруживают тектонические контакты с метаморфическими породами сарминской серии и перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Палеопротерозойские метаморфические породы чуйской и сарминской серий отмечаются соответственно в центральной и северной частях Аkitканского складчатого пояса. Чуйская серия представлена главным образом амфиболитовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, при подчиненном количестве метапелитов [14]. Большая часть пород этой серии реконструируются как первично-вулканогенные [15]. Чуйская серия прорывается гранитоидами чуйского комплекса с возрастом 2,02 млрд лет, которые имеют геохимические характеристики гранитоидов островных дуг [9, 11]. Nd модельный возраст этих гранитоидов составляет 2,3 млрд лет [9]. Проведенные нами исследования показали, что геохимические характеристики островодужных гранитоидов имеют и граниты кутицкого комплекса, также прорывающие образования чуйской серии. U-Pb датирование цирконов из гранитов кутицкого комплекса показало, что они имеют возраст 2019 ± 16 млн лет (SHRIMP II, неопубликованные авторские данные), т.е. близкий к возрасту гранитов чуйского комплекса. Nd модельный возраст этих гранитов варьируется от 2,1 до 2,2 млрд лет. Вполне вероятно, что образования чуйской серии, чуйского и кутицкого комплексов являются составными частями единой палеопротерозойской

островной дуги, сформированной на раннепротерозойской ювенильной коре.

В отличие от чуйской серии, сарминская серия представлена главным образом метаосадочными породами – метапесчаниками, метаалевролитами, метаконгломератами, кварцитами, кварцево-сланцевыми сланцами. Nd модельный возраст метаосадков сарминской серии изменяется от 2,3 до 2,9 млрд лет [16, 17]. Геохимические особенности метаосадочных пород сарминской серии свидетельствуют о том, что они могли формироваться в обстановке задугового бассейна [18].

На основании рассмотренных выше данных по доколлизийным образованиям в структуре Аkitканского складчатого пояса можно предложить два возможных варианта его эволюции до коллизии Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов. Согласно первому варианту, Ангаро-Анабарский супертеррейн на временном рубеже ~2,0–2,1 млрд лет мог развиваться в режиме активной континентальной окраины тихоокеанского типа. Палеопротерозойские островные дуги (чуйская серия, чуйский и кодарский комплексы как представители одной из таких дуг) и задуговые бассейны (сарминская серия как один из таких бассейнов) являлись частью этой окраины. Мезоархейские гранитоиды в этом случае могли являться частью Ангаро-Анабарского супертеррейна. Согласно второму варианту, палеопротерозойские и архейские комплексы пород, выделяющиеся в Аkitканском складчатом поясе, до момента объединения Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов имели полностью автономное развитие и были вовлечены в единую структуру только в результате коллизии. Коллизия Ангаро-Анабарского и Алданского супертеррейнов произошла на временном рубеже ~1,9 млрд лет. Завершающей стадией этой коллизии явилось формирование постколлизийных образований, широко представленных в структуре Аkitканского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты № 08-05-00245, 08-05-98070, 09-05-01005), ведущих научных школ (НШ-3082.2008.5), а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archaean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. – Amsterdam: Elsevier, 1994. – P. 411–459.
- [2] Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.
- [3] Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. – 1994. – V. 22. – P. 168–170.
- [4] Kovach V.P., Smelov A.P., Kotov A.B., Larin A.M., Salnikova E.B., Kozakov I.K. Laurentia-Siberia connection revisited again: an overview of U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes for the Siberian craton // Gondwana Res. – 2001. – V. 4. – P. 667–668.
- [5] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Поллер У., Тодт В. Архей Западного Прибайкалья: новые геохронологические, геохимические и изотопные данные // I Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Геология и геодинамика архея». – СПб.: Центр инновационной культуры, 2005. – С. 108–113.
- [6] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Res. – 2009. – V. 170. – P. 61–72.
- [7] Бибикина Е.В., Кориковский С.П., Курнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. – М.: Наука, 1987. – С. 154–164.
- [8] Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Res. – 2005. – V. 136. – P. 353–368.
- [9] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. – 1998. – Т 6, № 4. – С. 139–164.
- [10] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. – 2003. – Т. 392, № 4. – С. 506–511.
- [11] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойский вулканоплутонический пояс Северо-Байкальского региона: геохронологические, геохимические и изотопные данные // ДАН. – 2004. – Т. 401, № 1. – С. 10–14.

- зойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, № 5. – С. 3–15.
- [12] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 1006–1016.
- [13] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 452–479.
- [14] Петрова З.И., Макрыгина В.А., Антипин В.С. Петролого-геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов в южном обрамлении Сибирской платформы // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 3. – С. 291–311.
- [15] Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука, 1981. – 200 с.
- [16] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M. Palaeoproterozoic to Eoarchaeon crustal growth in Southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society of London, Special Volume, 2009 (in press).
- [17] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 714–722.
- [18] Габрикова Е.Н. Петрографическая и геохимическая характеристика метаморфических пород Прибайкалья // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. – С. 114–115.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ДАЙКИ БАГДАРИНСКОГО ПРОГИБА И ВОЗРАСТ ТОЧЕРСКОЙ СВИТЫ (ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ SHRIMP II)

*Н.А. Доронина**, *О.Р. Минина**, *А.В. Патрахина ***, *И.П. Падерин****,
*Н.В. Родионов****, *О.В. Вакуленко****

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru

**Улан-Удэ, ГФУП «Бурятгеоцентр»

***Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, sergey_sergeev@vsegei.ru

Стратифицированные комплексы, составляющие юго-восточное обрамление Сибирской платформы, имеют разную геологическую историю; зачастую соседствуют блоки пород с различной степенью преобразований. В последнее десятилетие здесь установлена палеозойская микро- и макроорганика, позволившая выделить герцинский этап в тектоническом развитии региона [1]. При попытках же изотопных исследований постоянно повторяется парадокс: фаунистически охарактеризованные толщи содержат вулканиты рифейского возраста. Мы полагаем, это объясняется сложным тектоническим строением и недостаточной детальностью при изучении преобразований пород. По-видимому, датирование следует предварять оценкой уровня метаморфизма.

В рамках ГДП-200 возникла необходимость определить объем и возрастную принадлежность точерской свиты, выделенной в Багдаринской синформе Икат-Багдаринской СФЗ. Представления о ее возрасте у разных авторов варьируются от палеозоя до рифея и объясняются, на наш взгляд, различной деформированностью пород по простиранию и наличием в ее ареале метаморфических блоков. В настоящее время точерская свита считается неметаморфизованным аналогом ципиканской толщи, для которой установлен рифейский возраст пород (Доронина и др., настоящий сборник).

Точерская свита слагает северо-западный край Багдаринской синформы северо-восточного простирания в виде полосы длиной 58, шириной до 28 км, с соседними подразделениями граничит по разломам. Ее внутреннее строение осложнено многочисленными продольными (СВ) разрывами, а на северо-восточном фланге Багдаринской синформы и более поздними субширотными. Свита прорвана гранитными интрузиями господствующего в районе витимканского комплекса и субвулканитами кислого состава. Для ее изучения были выполнены два пересечения на юго-западном и северо-восточном флангах, где она представлена двумя типами разреза. На юго-западном фланге (р. Ауник) наблюдается чередование полимиктовых песчаников с линзами алевролитов и гравелитов, углеродистых аргиллитов и известняков, практически без пирокластики (кислые туфы присутствуют только вдоль юго-восточного края полосы, южнее клина метаморфических пород); на северо-восточном (правый борт р. Усой и водораздел ручьев Уоакит – Глубокий, левых притоков Усоя) – преобладают углеродистые аргиллиты и известняки, содержащие пирокластическую примесь, в переслаивании с пепловыми туфами, туффитами, силицитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками; последние содержат линзы полимиктовых конгломератов и гравийных песчаников. Все породы в различной степени рассланцованы, но минеральная сланцеватость в них отсутствует. Уровень преобразований на р. Ауник и Усой (степень раскристаллизации первичного материала аргиллитов, вулканитов, пеплов, цемента песчаников, степень перекристаллизации карбонатов, наличие обломочных слюд) не превышал начальной стадии катагенеза [2]. Водораздел ручьев Глубокий – Уоакит принадлежит зоне субширотных разломов, совпадающих с водоразделом Усой-Талой. Породы здесь сильнее катаклазированы и даже рассланцованы (поэтому их и относят к метаморфитам суванхинской свиты), но минеральной сланцеватости в них также нет. Преобразования отвечают стадии анхиметаморфизма. Возраст свиты по комплексу конодонтов определяется в интервале от франского яруса верхнего девона до турнейского яруса нижнего карбона [3].

Внутри точерской свиты, ближе к ее юго-восточному краю, в виде субогласной полосы

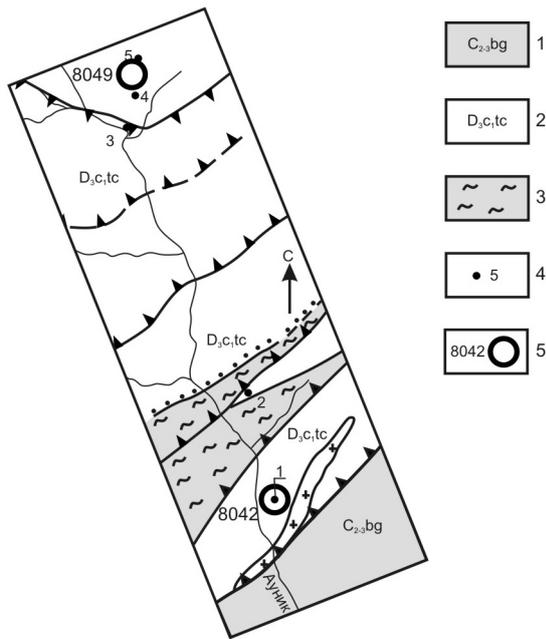


Схема опробования точерской свиты в долине р. Ауник по [1]. 1 – багдаринская свита; 2 – точерская свита; 3 – метаморфические породы рифея; 4 – точки сбора конодонтов; 5 – места отбора проб гранитоидов для U-Pb исследования.

обобщенный тренд на петрогенетической решетке В.А. Глебовицкого [5] соответствует градиенту 14 °/км. Преобладают рифейские оценки возраста пород свиты и Шаманского массива.

В центре изотопных исследований ВСЕГЕИ предпринято определение возраста цирконов методом SHRIMP II из даек кислого состава, секущих палеонтологически охарактеризованные породы точерской свиты. Датированию подверглись расположенные вдоль юго-восточного края свиты согласные с простираем: дайка биотитовых диоритов порфировых с правобережья Усоя (проба 8031e); дайка порфирового трахириолита (или лавобрекчи) с левобережья р. Ауник (проба 8042), прорывающая породы фаменского возраста (точка 1 на рисунке). Ортогонально ориентированная к простираению дайка роговообманкового порфирового диорита опробована на водоразделе Аунак – Кара, в 50 м от обнажения обнаружены конодонты раннего карбона (точка 5).

Цирконы согласных даек практически одновозрастны: $296,6 \pm 3,9$ млн лет в пробе 8031e и $296 \pm 3,1$ в пробе 8042 (коэффициент вероятности 0,68 и 0,88), более древние зерна отсутствуют. Данные пробы 8049 противоречивы: все значения конкордантны, но разделились на две возрастные группы: $302,3 \pm 3,9$ млн лет (5 точек), 800 ± 12 млн лет (3 точки), кроме того присутствуют древние зерна, возможно захваченные магмой – 2781 ± 14 млн лет (1 зерно). Можно предположить метасоматическое преобразование цирконов, но четкой разбраковки по отношению $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (у нас варьируется в пределах 0,32–0,82) сделать невозможно. Во всяком случае, породы требуют дополнительного исследования. Результаты датирования даек северо-восточного простираения не противоречат палеонтологическим определениям: возраст цирконов в двух дайках (поздний карбон) чуть моложе возраста самих пород (интервал фамен – турне соответствует интервалу 374–352 млн лет).

Результаты исследования позволяют утверждать, что в поле точерской свиты присутствуют породы с разной геологической историей: рифейские метаморфические сиваконской (суванихинской) свиты и неметаморфизованные точерской свиты среднего палеозоя.

[1] Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 225–228.

шириной 800–3000 м обнажен блок метаморфических пород сиваконской (суванихинской) свиты, также на всем простираении ограниченный разломами. Разделение свит обосновывается различиями возраста, состава и противоположной направленностью преобразований пород. Сиваконская свита характеризуется темной окраской; сложена осадочными и осадочно-пирокластическими породами (туфы, алевролиты, туфопесчаники), ортосланцами основного и среднего состава, включает мелкие тела риолитов, габбро, на ее простираении находится крупный Шаманский массив основных пород (диоритов, габбро-диоритов, амфиболитов), ранее относившийся к атарханскому комплексу [4]. Почти все породы имеют нормальную щелочность. Все породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы, претерпели зеленосланцевый метаморфизм с формированием минеральной сланцеватости и интенсивным привнесом кремнезема. Для интрузивных пород эти преобразования носили ретроградный характер – в габбро сохранились реликты магматических пироксенов. Метаморфизм сиваконской свиты и ципиканской толщи качественно сопоставим,

- [2] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.
- [3] Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П. Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 38–40.
- [4] Осокин П.В., Воюш Н.З. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49 XVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. – 94 с.
- [5] Глебовицкий В.А. Термо- и барометрия метаморфических пород. – Л.: Наука, 1977. – 207 с.

РИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ)

*Н.А. Доронина**, *Е.Ю. Рыцк***, *И.П. Падерин****, *Е.С. Богомолов****,
*П.Б. Лебедев****, *О.А. Петрова****, *Е.С. Катаева****,
*О.В. Вакуленко****, *В.Ф. Посохов**, *А.В. Патрахина*****

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ERYTSK@geogem.spb.ru

***Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

им. А.П. Карпинского, sergey_sergeev@vsegei.ru

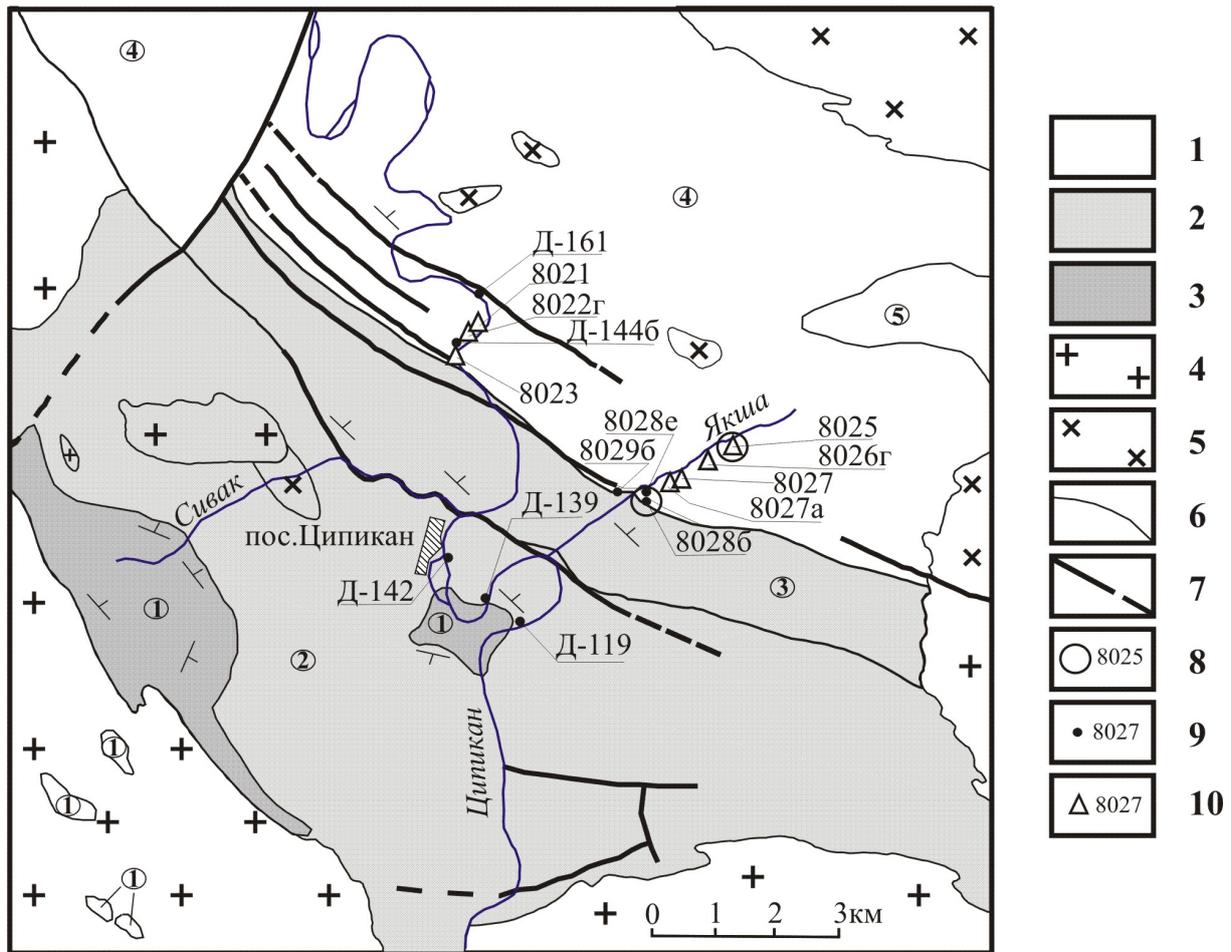
****Улан-Удэ, ГФУП «Бурятгеоцентр»

Коллизионную структуру Западного Забайкалья составляют пронизанные интрузиями стратифицированные комплексы с различной степенью преобразований: блоки метаморфических пород соседствуют с неметаморфизованными, ограничения между ними всегда разломные. Остро стоит проблема возраста участвующих в коллизии толщ. Метаморфические породы, выделенные на разных участках в качестве талалинской, хойготской, суванихинской, ципиканской свит, считаются вещественными аналогами и отнесены к гаргинской серии условно рифейского возраста. Характерный набор пород этих свит: слюдистые сланцы, гнейсы, прослойки известняков, доломитов. Всегда присутствуют пластовые тела плагиоклаз-амфиболовых сланцев (амфиболитов) близкого минерального и химического состава, метаморфизованные вместе с вмещающими. При изучении метаморфизма разрозненных участков эти амфиболиты могут быть использованы в качестве индикаторных пород. Свиты относятся к полиметаморфическим, метаморфизм соответствует единому тренду от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Основу структуры Ципиканского участка составляют два пологих купола, образовавшиеся, по-видимому, над нескрытыми интрузиями, и наклоненные к северо-востоку куэсты, сложенные ципиканской свитой (толщей). В составе толщи выделены пять горизонтов, объединенных в две подсвиты (рисунок), преобладают сланцы и бластомилониты биотит-кварц-плагиоклазовые с гранатом, андалузитом, ставролитом (по-видимому, метапесчаники), присутствуют пачки известковых мраморов, маломощные силлы амфиболитов (амфиболизированные габбро и мета-базальты). Толща метаморфизована в условиях андалузит-ставролит-гранат-биотит-плагиоклазовой субфации эпидот-амфиболитовой фации [1]. Наличие латеральной метаморфической зональности и особенности минералогии позволяют предполагать полиметаморфический характер преобразований: последовательное наложение парагенезисов регионального, контактового и динамометаморфизма. В настоящее время ципиканская толща считается метаморфизованным аналогом точерской свиты Багдаринского прогиба, от которой отделена разломами и полем гранитов шириной 5 км. Возраст ее традиционно представляется рифейским, специальных определений не проводилось.

Предпринято изотопное исследование амфиболитов и вмещающих биотитовых сланцев для определения возраста пород, природы их протолита и времени метаморфизма методами SHRIMP II по цирконам, Sm-Nd по валу пород (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и Rb-Sr по валу и метаморфическим биотитам (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Для извлечения циркона отобраны биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы (проба 8025) из 4-го горизонта ципиканской толщи и плагиоклаз-амфиболовые сланцы (амфиболиты), залегающие в подошве этого же горизонта (проба 8028б).

Для Sm-Nd исследования модельного возраста протолита опробованы два силла амфиболитов. Наиболее мощный (около 100 м) обнажен по ручью Якша в 1,5 км выше его устья. Верхний контакт с вмещающими породами холодный, совпадает с согласной зоной катаклаза (сдвига?); подошвой служит зона течения во вмещающих сланцах. Из массивных прослоев амфиболитов взята серия проб: в 0,5 и 2,0 м ниже кровли (пробы 8028е и 8028б) и в 3 м выше подошвы (проба 8029б). Второе тело мощностью 4 м вскрыто в правом борту р. Ципикан, в 1,5 км ниже



Геологическая карта района среднего течения р. Ципикан. Составили Сафронов В.П., Козлов А.С., Бабкин А.Ф. (1959) с дополнениями.

1–3 – ципиканская свита, в кружках номера горизонтов. 1 – сланцевая подсвита: верхний горизонт (5) – мраморы; нижний горизонт (4) – сланцы биотит-плаггиоклаз-кварцевые с гранатом, ставролитом, дистеном; прослои метапесчаников, метаалевролитов; 2–3 – известково-сланцевая подсвита: 2 – верхний и средний горизонты: верхний горизонт (3) – чередование мраморов и сланцев биотитовых и биотит-амфиболовых, подчиненно биотит-кварцевые сланцы; средний горизонт (2) – сланцы биотит-плаггиоклаз-кварцевые с линзами и прослоями мраморов и сланцев биотит-амфиболовых; 3 – нижний горизонт (1) – мраморы массивные скаполит-диопсидовые. 4–5 – интрузивные комплексы: 4 – граниты и гранодиориты нижнего палеозоя; 5 – диориты и гранодиориты верхнего протерозоя. 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения достоверные и предполагаемые; 8–10 – места отбора и номера проб для изотопных исследований: 8 – U-Pb, 9 – Sm-Nd, 10 – Rb-Sr.

устья р. Якша в горизонте 2, взята проба Д-139. Для исследования протолита слюдистых сланцев в бортах р. Ципикан опробованы горизонты 4 (пробы Д-144б, Д-161) и 2 (пробы Д-119, Д-142).

Возраст метаморфизма ципиканской толщи предполагалось установить Rb-Sr исследованием четырех монофракций биотитов и вала семи образцов слюдистых сланцев из горизонта 4 (пробы 8021, 8022г, 8023, 8025, 8026г, 8027, 8027г).

1. В амфиболитах установлены цирконы трех возрастных групп: верхнего рифея ($767 \pm 1,1$), границы раннего – позднего карбона ($324,1 \pm 5,0$) и ранней перми ($278,4 \pm 3,3$), и единичные зерна раннепротерозойского возраста (2291 и 2337 млн лет), сопоставимого с модельным возрастом протолита. Возраст цирконов из слюдистых сланцев также верхнерифейский ($810,1 \pm 8,4$ млн лет), но на 43 млн древнее амфиболитов.

2. Достаточно надежно определить модельный возраст протолита можно при отношении

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0,16$. К таким относится амфиболит пробы 8028e (единственной из четырех проб) и три пробы слюдяных сланцев (Д-119, Д-142, Д-144б), во всех установлен раннепротерозойский модельный возраст соответственно 2107, 2331, 1806, 2033 млн лет.

3. Природа протолитов: протолит амфиболитов (пробы Д-139, 8028б и 8029б) имеет мантийное происхождение, поскольку параметр $\epsilon_{\text{Nd}}(770) > 0$. Слюдяные сланцы ципиканской толщи характеризуются среднекоровыми Sm/Nd отношениями 0,1057–0,1353. Большая часть из них имеет раннепротерозойский протолит и отрицательные значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(810 \text{ Ma})$ – от –5,8 до –10,1, указывающие на формирование за счет размыва и поступления обломочного материала из древнекорового континентального источника.

4. Предварительные результаты Rb-Sr исследования сланцев по валу свидетельствуют о термальных событиях в среднем ордовике (475 ± 30 – 456 ± 32 млн лет). Образование биотита происходило в позднем триасе – начале юры (в основном, в норийском веке), в интервале 207–224 млн лет.

Таким образом, изотопный возраст ципиканской толщи и залегающих в ней амфиболитов рифейский; амфиболиты моложе на 43 млн лет. Разница в возрасте и наличие в подошве амфиболитового тела зоны плавления свидетельствуют в пользу силловой природы амфиболитов. Амфиболиты – породы мантийного происхождения, ципиканскую толщу слагают среднекоровые породы. Ципиканская толща испытала термальное воздействие в ордовике и триасе и, по-видимому, еще позднее (так как в зонах милонитизации метаморфический биотит замещается мусковитом, хлоритом). Микронзондовое исследование породообразующих минералов свидетельствует о полиметаморфической природе ципиканской толщи.

Источником тепла для контактовых преобразований в Ципиканском районе могли бы служить многочисленные тела гранитоидов, но возраст их не изучен. Возможное решение: изучение природы (состава, формационной принадлежности, возраста) гранитоидов на правом берегу р. Талой, в верховьях ручья Байчекан, в штоках по правым притокам р. Ципикан.

[1] Глебовицкий В.А. Термо- и барометрия метаморфических пород. – Л.: Наука, 1977. – 207 с.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

С.В. Ефремов

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

Данная работа посвящена проблеме генезиса редкометалльных гранитоидов. Существующие ныне представления об их происхождении крайне противоречивы. Однако вне зависимости от конкретного наполнения различных моделей, все исследователи связывают их образование с эволюцией вещества континентальной коры либо одного из геохимических резервуаров, расположенных в мантии Земли.

Эта статья не является дискуссионной – в поддержку той или иной генетической модели. Она полностью посвящена прямому решению проблемы идентификации источников металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов.

В основу металлогенического подхода положен принцип, учитывающий магматический контроль редкометалльной минерализации. Это позволяет предполагать, что источником редких элементов является источник магматических пород, и использовать для его идентификации методы магматической петрологии.

В качестве объектов исследования были выбраны раннемеловые оловоносные гранитоиды Центральной Чукотки. Они входят в состав вулканоплутонической ассоциации, сформировавшейся на этапе постколлизийного воздымания, после закрытия Южно-Анжуйского океанического бассейна [1]. Их уникальной особенностью является сочетание в едином эволюционном ряду пород ультракалиевого ряда и редкометалльных гранитов [2], исключающее необходимость доказательства связи последних с производными мантийных магм [3, 4].

Выполненные ранее исследования показали, что эти гранитоиды образовались за счет смешения магм ультракалиевых базитов с веществом континентальной коры [3]. В результате расчета балансов вещества было установлено, что основной вклад в редкометалльную специализацию гранитоидов внесли магмы ультракалиевых базитов, чья доля в отношении большинства редких элементов превысила 70 %. Это свидетельствует о том, что главным источником металлогенической специализации изученных редкометалльных гранитоидов является источник ультракалиевых магм (мантия Земли), а сами магмы – ее проводниками.

В целом, задача идентификации источника металлогенической специализации раннемеловых гранитоидов Чукотки сводится к идентификации источника ультракалиевых магм, определению его генетических особенностей и состава. Эта задача может быть решена на основе прецизионных геохимических и изотопных данных, с использованием современных генетических моделей.

Все существующие модели образования ультракалиевых магм являются двухстадийными и включают в себя подготовку протолита в результате метасоматических преобразований либо контаминации одного из первичных геохимических резервуаров веществом другого и последующее плавление с образованием ультракалиевых магм [5 и др.].

Реконструкции, выполненные с использованием геологических, геофизических, геохимических и изотопных данных, показали, что источник ультракалиевых магм Чукотки расположен в субконтинентальной литосферной мантии и образовался в результате метасоматических преобразований агентом, выделившимся в зоне субдукции, при рециклинге океанической литосферы, важную роль в которой играли пелагические осадки [3, 4].

Это позволяет выделить три потенциальных источника вещества: литосферную мантию, базальтовую океаническую кору и перекрывающий ее осадочный слой. Однако остается недостаточно ясной природа метасоматического агента, преобразовавшего литосферную мантию (флюид, расплав, надкритическая жидкость). Изучение геохимических особенностей ультракалиевых магматических пород с использованием экспериментальных данных по составам флюида, расплава, надкритической жидкости при разных T (700–1200 °C) и P (4–6 GPa) [6] позво-

лило предположить, что метасоматизирующим агентом была надкритическая жидкость.

Чтобы оценить состав источника ультракалиевых магм, необходимо знать составы субконтинентальной литосферы до метасоматических преобразований и взаимодействовавшей с ней надкритической жидкости. Оценка состава литосферной мантии была рассчитана на основании геохимических характеристик толеитовых и примитивных известково-щелочных базальтов раннемелового возраста (таблица).

С надкритической жидкостью дело обстоит несколько сложнее. Она образуется за счет плавления (растворения) двух геохимических резервуаров: гидротермально измененных океанических базальтов (АОС) и осадочных пород (SED), входящих в океаническую литосферу. Состав каждой надкритической жидкости может быть рассчитан с использованием оценок составов этих геохимических резервуаров и коэффициентов распределения, приведенных в работе [6]. Однако реальный состав метасоматизирующего агента может быть определен только методом последовательного приближения, с использованием оцененных составов смешивающихся компонентов и реальных составов ультракалиевых базитов.

Некоторую трудность в оценке АОС и SED резервуаров представляет то, что они претерпели дегидратацию ($P > 5,5$ GPa) и потеряли часть редких элементов. Согласно данным [7], эти потери незначительны и ими можно пренебречь. В качестве оценки АОС был взят состав гидротермально измененного толеитового базальта [8], а в качестве оценки SED – глинистого сланца [9]. Составы всех использованных геохимических резервуаров, метасоматизирующего агента и коэффициенты распределения приведены в таблице. Для оценки пропорций смешения использовалась диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Выполненное моделирование показало, что в составе ультракалиевых базальтов содержится около 2 % редких элементов, позаимствованных из субконтинентальной литосферной мантии. Доля вещества слэба составляет 98 %, а основной вклад в балансе редких элементов (78,4 %) принадлежит рециклированному осадочному веществу. Оценка доли этих геохимических резервуаров в редкоэлементной характеристике оловоносных гранитоидов Чукотки также дана в таблице. Доля рециклированного осадочного вещества в составе этих гранитов достигает 55 %.

Это показывает, что основной вклад в металлогеническую специализацию раннемеловых гранитоидов Чукотки и ассоциирующих с ними ультракалиевых базальтов вносит рециклированное вещество континентальной коры. Этот вывод имеет важное значение, так как указывает на реальный источник редких элементов. Он позволяет более критично выбирать генетические

	Li	Be	B	Rb	Cs	Nb	Zr	La	Pb	Th	U
Литосферная мантия*	15	0,7	5,6	2,48	0,95	7,19	96,96	6,34	1,01	0,67	0,41
Слэб:											
АОС	10	0,2	6	4,05	0,27	0,73	51,7	1,9	1,57	0,052	0,046
SED	66	3	100	140	5	11	160	32	20	12	3,70
Коэфф. Распределения:											
АОС	0,140	0,046	0,143	0,01	0,005	0,099	0,13	0,005	0,009	0,004	0,006
SED	0,071	0,023	0,072	0,0051	0,002	0,05	0,065	0,002	0,005	0,002	0,003
Надкритическая жидкость**	1147	159	2683	10299	403	723	5608	2587	1563	921	281

Доля разных геохимических резервуаров в составах пород:

ультракалиевые породы		редкометалльные граниты	
Субконтинентальная литосферная мантия	2 %	Мантия (слэб+субконт. литосфера)	15 %
Океаническая литосферная мантия: (слэб):		Рециклированный осадок	55 %
Базальтовый слой	19,6 %	Континентальная кора	30 %
Осадочный слой	78,4 %		

Примечание. * – с учетом особенностей модели плавления [10] использован состав толеитового базальта Телекайского района Чукотки. ** – получена при 5%-ном плавлении слэба и смешении жидкостей в пропорции 0,8 SED+0,2 АОС.

модели и решать проблемы металлогенического районирования.

Использование рециклированного осадочного вещества в качестве главного источника редких элементов позволяет по-новому взглянуть на временной рубеж появления первых редкометалльных гранитоидов (2,5 млрд лет), сопоставив их образование с появлением атмосферы, гидросферы и последовавшей за этим эрозией континентов, а также с образованием существующей ныне двухуровневой конвекции в мантии Земли и началом активной субдукции.

- [1] Nokleberg W.J., Parfenov M.L., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // USGS Open Report, Professional Paper. – <http://geopubs.wr.usgs.gov/prof-paper/pp1626>.
- [2] Ефремов С.В., Дудкинский Д.В., Козлов В.Д. Новые данные о происхождении редкометалльных плюмазитовых гранитов Западной Чукотки // ДАН. – 1996. – Т. 349, № 5. – С. 664–665.
- [3] Ефремов С.В., Козлов В.Д. Ультракалиевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и геофизика – 2007. – Т. 48, № 2. – С. 283–286.
- [4] Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология. – 2009. – № 1. – С. 25–36.
- [5] Foley S., Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin // Lithos. – 1992. – 228. – P. 181–185.
- [6] Kessel R., Schmidt M.V., Ulmer P., Pettke T. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth // Nature – 2005. – V. 437. – P. 724–727.
- [7] Hermann J. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // Chem. Geol. – 2002. – V. 190. – P. 289–306.
- [8] Jochum K.P., Verma S.P. Extreme enrichment of Sb, Ti and other trace elements in altered MORB // Chem. Geol. – 1996. – V. 130. – P. 289–299.
- [9] Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geological Society of America Bulletin. – 1961. – V. 72. – P. 175–192.
- [10] Foley S.F. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos. – 1992. – V. 28. – P. 435–453.

ТРЕЩИННО-ФЛЮИДНЫЙ МЕХАНИЗМ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Н.С. Жатнуев, Е.В. Васильева

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, zhat@gin.bsc.buryatia.ru

Происхождение мантийных плюмов (МП) активно обсуждается, и этой проблеме посвящено много работ. Всестороннее рассмотрение проблемы проводится в работах [1, 7], где приводятся предполагаемая природа МП и механизмы их образования. Природа источника вещества и тепла МП до конца неясны. По Ф.А. Летникову [5], плюмы формируются за счет тепловых взрывов на границе ядро–мантия с выбросом газов, находящихся под $P > 1300$ кбар и $T > 4000$ °С, которые на пути к поверхности «прожигают» мантию. Взаимодействие водородного флюида с кислородсодержащей матрицей будет генерировать тепло и воду, что приведет к переводу изначально водородного плюма в водно-водородный с наличием летучих соединений металлов. Эта точка зрения вполне согласуется с моделью термохимического плюма, формирующегося на границе ядро–мантия при поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления у подошвы мантии [4]. Рассмотренные механизмы подразумевают *плавление* мантийного субстрата при поступлении тепла и флюидных добавок и подъем расплавленного вещества.

Трещинно-флюидная модель мантийных плюмов. Изложенные выше гипотезы формирования МП недостаточно удовлетворяют геологическим и геофизическим данным, что позволило авторам этого сообщения предложить еще один вариант развития МП.

Ранее была рассмотрена миграция флюидозаполненных трещин в условиях пластичности земной коры [2]. Движение трещины осуществляется за счет того, что ее основание сжимается литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает это давление в «голову» трещины, где возникает избыточное давление (ИД), пропорциональное вертикальному размеру полости и разности плотностей флюида и породы. Это способствует образованию гидроразрыва в «голове» и схлопыванию хвостовой части трещины, что обеспечивает ее движение вверх. Этот механизм использован нами для объяснения МП.

Принимая ядро как источник восстановленного флюида [5, 6], учитывая жидкое состояние ядра и твердое состояние граничащей с ним мантии, можно предположить, что эмиссия газа приведет к образованию на границе ядро–мантия линз (полостей), накапливающих флюид.

Рассчитаны ИД флюида в таких линзах при давлениях, соответствующих границе мантии и ядра. К сожалению, нет данных по свойствам флюида для сверхвысоких давлений мантии и слоя D, поэтому для расчета ИД был взят ряд возможных плотностей от 1 до 4 г/см³. На рис. 1 показаны результаты расчета при соответствующих плотностях и необходимый вертикальный размер линз $H_{кр.}$ (с учетом предполагаемой прочности мантии [3, 9]), при котором наступает гидроразрыв и трансформация полости в трещину, движущуюся вверх.

Если прочность мантии составляет 0,3 кбар (рис. 1, а), а плотность флюида 1,5–3,0 г/см³, $H_{кр.}$ будет равна 0,7–1,0 км; а при прочности 0,4 кбар и тех же плотностях, соответственно, 0,9–1,3 км (рис. 1, б).

На рис. 2 представлена ситуация, в которой рассредоточенные в некоей локальной области поверхности ядра источники газа формируют линзы, объединяющиеся по мере роста в более крупные. По достижении критического размера происходит прорыв и трансформация линзы в трещину, которая одноактно может «унести» весь накопившийся флюид. После ухода такой трещины формирование линз флюида может возобновиться.

Накопление газа в линзе происходит медленнее, чем «мгновенный» отрыв и уход трещины, поэтому процесс приобретает периодический характер, частота и динамика которого определяются лимитирующей стадией – дегазацией ядра. По мере подъема трещины состав флюида эволюционирует от восстановленного к окисленному.

Достаточно обширная область ядра при дегазации может инициировать флюидный мантийный плюм. В отличие от рассматриваемых в литературе моделей, [7], наша отличается

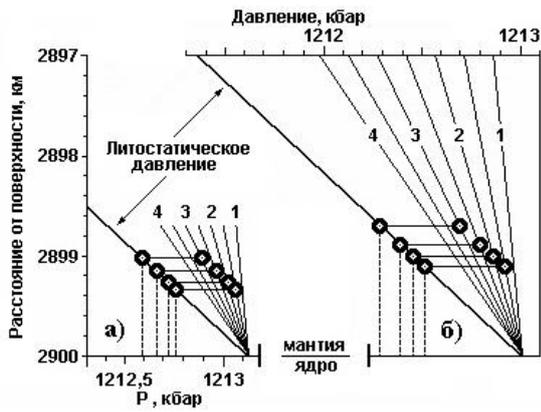


Рис. 1. Литостатическое давление в на границе ядро–мантия и зависимость ИД, создаваемых столбом флюида с соответствующей плотностью (плотность показана на графиках в г/см³) в полости с соответствующей высотой. Протяженность сплошных горизонтальных линий между кружочками соответствует избыточному давлению в кбар, необходимому для гидроразрыва среды, и составляет на фрагменте а) 0,3 кбар, на фрагменте б) 0,4 кбар. Вертикальные пунктирные линии – высота полости в километрах, необходимая для гидроразрыва.

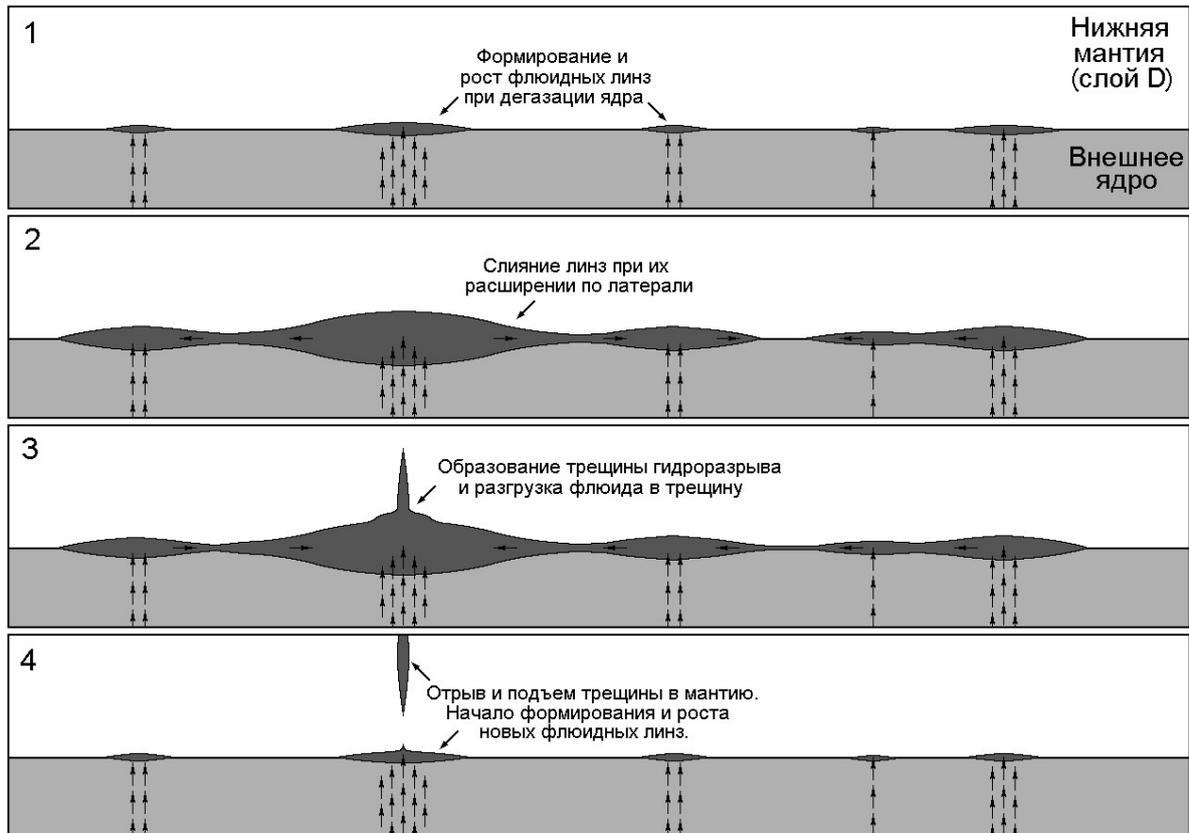


Рис. 2. Формирование флюидных линз при дегазации ядра и трансформация их в трещину с уходом последней вверх по разрезу мантии. 1–4 – временные стадии процесса.

механизмом транспорта плюмового вещества и агрегатным состоянием последнего.

Здесь мы не рассматриваем эволюцию вещества плюма, но по аналогии с работами [5, 6] изначально в нашей модели принимается восстановленный характер флюида, который по мере движения взаимодействует с железосодержащими фазами, восстанавливая Fe до металлического. Сам флюид окисляется до H₂O и CO₂. Таким образом, O₂ уходит из нижней мантии вверх, оставшееся металлическое железо может погружаться в ядро, а безжелезистый силикатный материал формирует слой D. Следующие порции водородно-углеводородного флюида реагируют со средой уже на более высоком уровне.

На некотором уровне в мантии, из-за присутствия воды во флюиде, во вмещающей среде может появиться расплав, который будет поглощать воду. Вероятнее всего, завершается движение флюидных трещин на прочностных барьерах в жесткой литосфере [3, 9], где и будет

формироваться грибообразная «голова» плюма, но не за счет конвективного подъема менее плотной жидкости в более плотной [8], а за счет растекания флюида под прочностным экраном и плавления пород мантии.

Исследование проведено при поддержке СО РАН и ДВО РАН (Интеграционный проект 117).

- [1] Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. – 2000. – № 4. – С. 3–37.
- [2] Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в области пластических деформаций // ДАН. – 2005. – Т. 404, № 3. – С. 380–384.
- [3] Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. – 1990. – № 2. – С. 3–13.
- [4] Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 891–907.
- [5] Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.
- [6] Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. – М., 1999. – 252 с.
- [7] Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: Сборник научных трудов. – Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 23–51.
- [8] Campbell I.H. Large Igneous Provinces and the mantle plume hypothesis // Elements. – 2005. – P. 265–269.
- [9] Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth-Science Reviews. – 2003. – V. 63. – P. 169–247.

ПЕРВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЖОМ-БОЛОКСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

А.В. Иванов*, С.Г. Аржанников*, Е.И. Демонтерова*,
А.В. Аржанникова*, Л.А. Орлова**

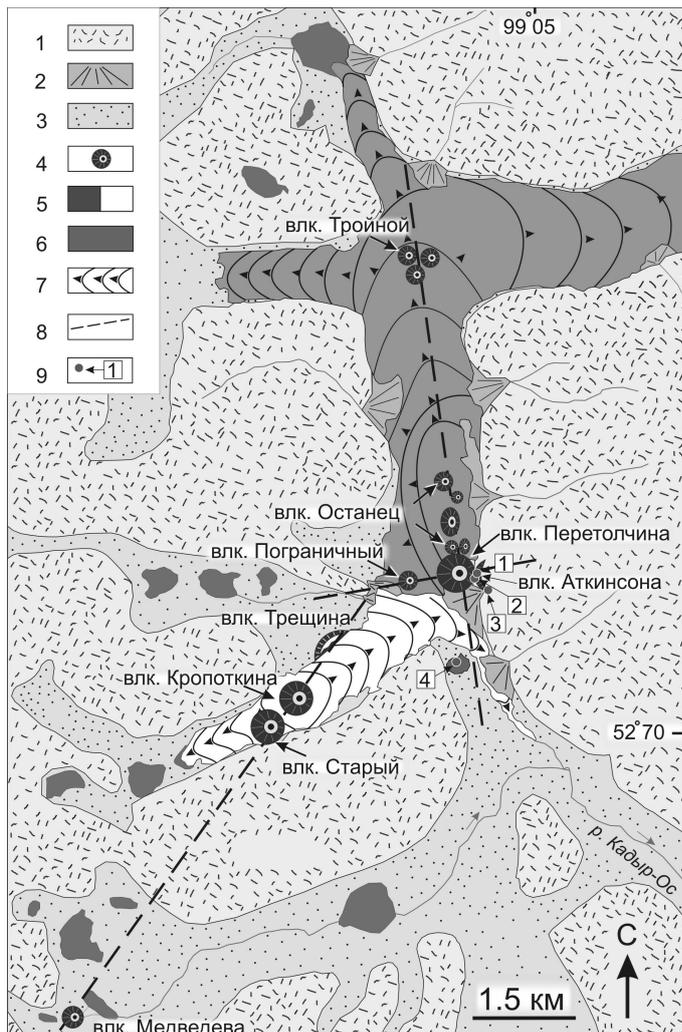
*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

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

Жом-Болокская группа вулканов и связанные с ними лавовые потоки в Восточном Саяне были обнаружены в 1858 г. английским архитектором Т.У. Аткинсоном [1]. П.А. Кропоткин, посетивший эти вулканы в 1865 г., оценил их возраст как послеледниковый [2], что подтвердилось и более поздними исследованиями [3–5]. Однако данные радиоизотопных определений возраста отсутствовали. В докладе приводятся результаты полевых работ 2004 и 2008 гг., в ходе которых горными выработками были вскрыты отложения вулкана Перетолчина и шлакового конуса, названного нами вулканом Аткинсона (рисунок). В горной выработке 2, пройденной между отложениями этих двух вулканов, зафиксированы перемежающиеся между собой мало-мощные шлаколавовые потоки, отождествляемые по углу залегания с тем или иным вулканом.

Перемежаемость этих потоков указывает на одновозрастность вулканов Перетолчина и Аткинсона.

В отложениях вулкана Аткинсона двумя горными выработками, пройденными во внутренней (1) и внешней частях конуса (2), нами обнаружены фрагменты горелых деревьев и кустарников, датированных радиоуглеродным методом как 875 ± 30 ^{14}C лет (средневзвешенное значение по трем образцам СОАН-6864, СОАН-6865 и СОАН-6866) и 6240 ± 120 ^{14}C лет (образец СОАН-7408), соответственно. Датирование выполнено в лаборатории геологии и палеоклиматологии Института геологии и минералогии СО РАН с использованием жидкого сцинтилляционного счетчика QUANTULUS-1220.



Район распространения послеледниковых вулканов Жом-Болокской группы.
1 – породы фундамента; 2 – послеледниковые конусы выноса рек; 3 – ледниковые отложения; 4 – вулканические конусы; 5 – лавовые потоки; 6 – дистальные пепловые отложения; 7 – направления движения лавы; 8 – предполагаемые магмоконтролирующие разломы; 9 – местоположение горных выработок.

Фрагменты кустарников залегают между пеплами начальной стадии извержений вулкана Аткинсона и более поздними шлаковыми отложениями. Таким образом, возраст 6240 ± 120 ^{14}C лет маркирует время извержения этого вулкана, а также одновозрастного с ним вулкана Перетолчина. Горелые фрагменты деревьев вмыты более поздними склоновыми (селевыми?) потоками в шлаковые отложения вулкана Аткинсона. Их радиоуглеродный возраст (875 ± 30 ^{14}C лет) указывает на время пожара в этом районе. Из-за отсутствия сплошного лесного покрова такой пожар мог быть связан либо с попаданием молнии в одиноко стоящее дерево, либо с фазой более поздних извержений, например ассоциирующих с вулканом Кропоткина или другими более молодыми вулканами. Помимо данных радиоуглеродного датирования в докладе рассмотрены морфология вулканических построек, их связь с зонами локальных разломов, характер и стадийность излияний, а также данные о составе лав и вероятной глубине зарождения магмы.

Работа выполнена при поддержке грантами РФФИ-08-05-98100_сибирь, РФФИ-09-05-91052-НЦНИ и МК-1228.2008.5.

- [1] *Atkinson T.W.* Oriental and Western Siberia: a narrative of seven years' explorations and adventures in Siberia, Mongolia, the Kirghis steppes, Chinese Tartary and part of Central Asia. – Philadelphia: J.W. Bradley, 1859. – 483 p.
- [2] *Кропоткин П.А.* Путешествие в Окинский караул // Записки Русского географического общества, Сибирское отделение, книга 9–10. 1867.
- [3] *Обручев С.В., Лурье М.Л.* Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне // Труды лаборатории вулканологии АН СССР. – 1954. – 8. – С. 210–225.
- [4] *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. – Новосибирск: Наука, 1979. – 200 с.
- [5] *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г.* Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 5. – С. 41–59.

К ПРОБЛЕМЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.А. Избродин, Г.С. Рунн

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gipp@gin.bscnet.ru

В пределах южного складчатого обрамления Сибирского кратона известно более 20 проявлений высокоглиноземистых пород. Это, как правило, мусковит-силлиманитовые, силлиманитовые, мусковит-кианитовые, кианитовые и андалузитсодержащие породы. Они как слагают разнообразные по форме и размерам тела среди магматических и осадочных пород, так и входят в состав полей метаморфических толщ. От среднего течения реки Джиды до правобережья реки Селенги в направлении с запада на восток наблюдается смена кианитовой ассоциации (Ичетуйская группа проявлений) через кианит-силлиманитовую (Харанхойское проявление) к силлиманитовой (кяхтинская группа месторождений). Особенность этих образований – проявление полихронного метаморфизма [1]. Проблеме происхождения и возраста данных пород специальных исследований не посвящено. На большей части южного обрамления Сибирского кратона верхняя граница проявления регионального метаморфизма традиционно оценивается в основном в период от палеопротерозоя до позднего рифея – раннего палеозоя [2]. Принято считать также, что палеозойские породы только в небольшой мере были подвергнуты метаморфическим процессам, а в мезозое они вообще не проявились [3].

Геохронологические данные последних лет (например, [4–7]) для некоторых участков метаморфических пород региона и сопредельных с ним площадей указывают на мезозойский возраст. Полученный Е.В. Скляровым с соавторами [4] молодой возраст метаморфизма был связан с формированием комплексов метаморфических ядер, при крупноамплитудном растяжении, последовавшем за коллизионно-субдукционными процессами при закрытии Монголо-Охотского океана. Следует отметить, что полученный возраст регионального метаморфизма амфиболитовой фации в пределах Джугджуро-Становой складчатой области, ранее считавшийся протерозойским, является раннемеловым [8]. Проявление этого метаморфизма авторы связывают с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Амурской микроплиты с южной частью Сибирского кратона, а также с Селенгино-Становым супертеррейном.

Одной из причин, обусловивших метаморфические процессы в Забайкалье, могла стать мезозойская тектоно-магматическая активность. Она сопровождалась интенсивным внутриплитным вулканизмом, образованием позднеюрских–раннемеловых рифтогенных впадин (например, [9]). Можно полагать, что на отдельных участках в зонах коллизии эти процессы могли сопровождаться динамотермальным метаморфизмом высоких ступеней. О масштабах термального воздействия в пределах полосы распространения внутриплитного кайнозойско-мезозойского базальтоидного вулканизма, протягивающегося от Алдана до центральных районов Монголии, свидетельствует потеря радиогенного аргона во всех породах независимо от их происхождения и возраста [10].

Возраст метаморфизма, определенный нами для силлиманитовых сланцев Малханского метаморфического комплекса, имеет следующие значения – 133 млн лет (Rb-Sr метод) и 138 млн лет (U-Pb метод). Подобные значения возраста получены (Rb-Sr методом) для Ичетуйского кианит-андалузитового проявления. Значения возраста прогрессивного этапа составили 144 млн лет, а регрессивного – 131 млн лет соответственно. Полученные данные подтвердили существование в мезозое условий для проявления метаморфизма.

Из сказанного выше видно, что геохронологических определений пород данного региона явно недостаточно, чтобы в полной мере охарактеризовать временной диапазон формирования метаморфизма. С появлением современных геохронологических и изотопно-геохимических данных вопрос о временных границах геологических процессов может быть пересмотрен.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-2153.2008.5, ОНЗ 10.3.

- [1] Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитсодержащих сланцев Кяхтинского месторождения (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика (в печати).
- [2] Сизых А.И., Юденко М.А. Петрография метаморфических пород: учеб. пособие. – Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2007. – 112 с.
- [3] Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия метаморфизма. – Новосибирск: Наука, 1975. – 342 с.
- [4] Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 182 с.
- [5] Маркина Н.А. К проблеме происхождения Ангаро-Витимского батолита (опыт сравнительного анализа Витимканского и Заганского комплексов) // Вестник ВГУ. – 2004. – С. 93–103.
- [6] Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области (Восточная Сибирь) // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 6. – С. 627–656.
- [7] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kroner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // J. Geol. Soc. London. – 2008. – V. 165. – P. 405–421.
- [8] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 2. – С. 222–226.
- [9] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 43–64.
- [10] Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, 1984. – 77 с.

СЕЙСМОГЕНЕЗ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ)

*В.С. Имаев**, *А.Л. Стром***, *В.М. Бесстраинов****, *А.В. Чипизубов**, *О.П. Смекалин**,
*А.И. Мельников**, *Н.Н. Гриб*****, *А.А. Сясько*****, *К. Маккей******

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

**Москва, Институт динамики геосфер РАН, strom@mail.ru,

***Москва, Центр геодинамических исследований, vbesstr@mail.ru;

****Нерюнгри, Технический институт (ф) ЯГУ, grib@mail.ru

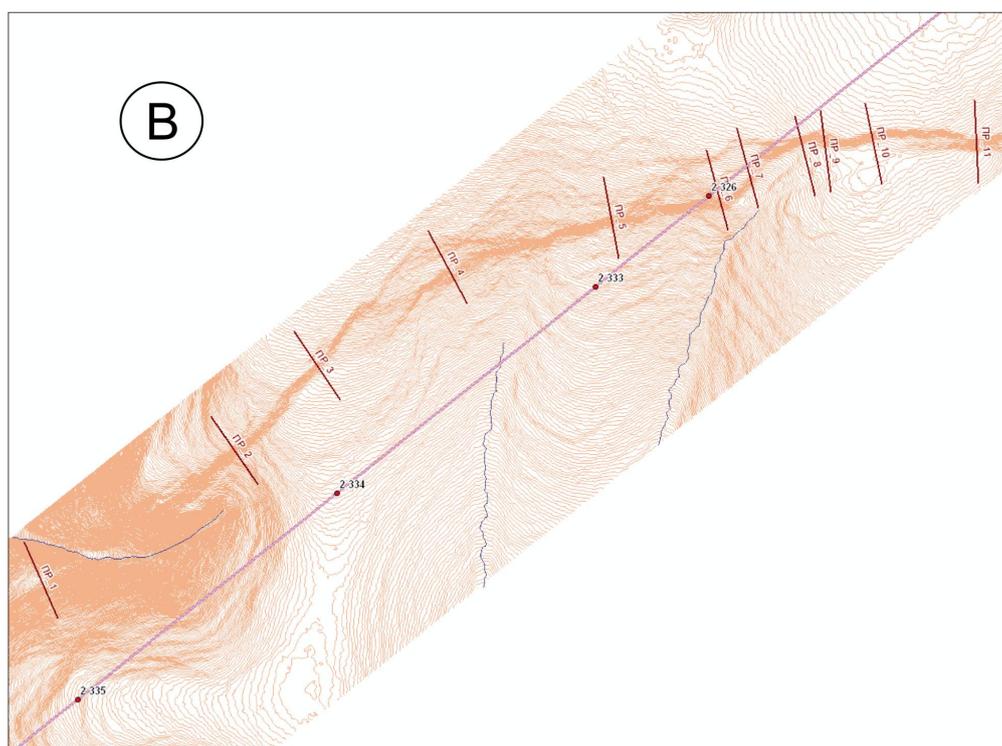
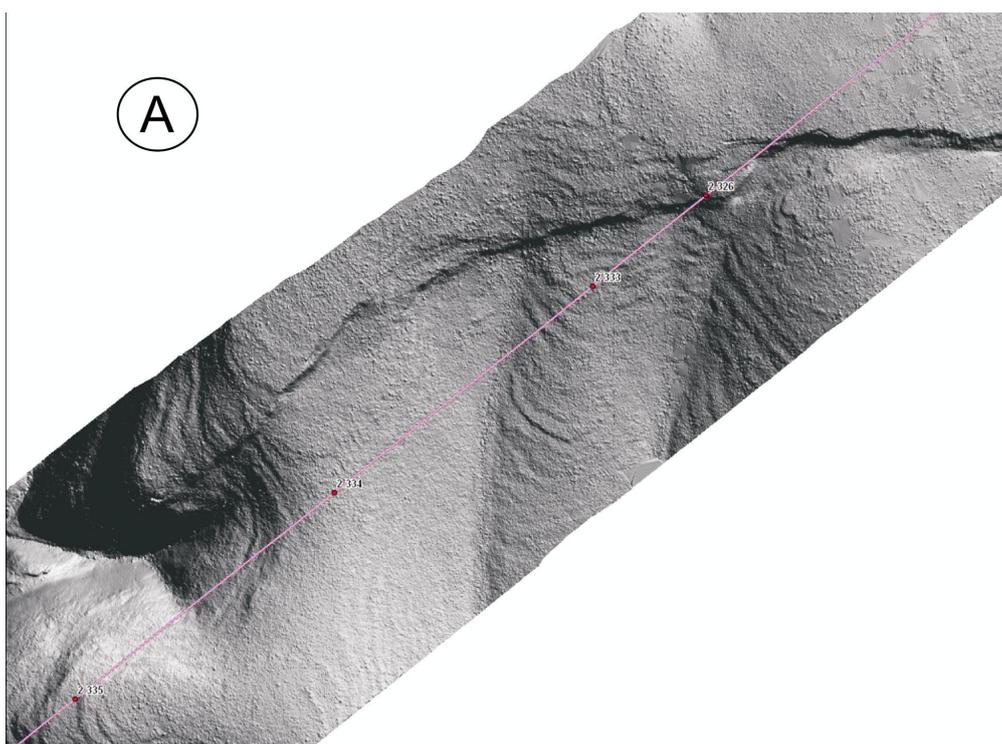
*****Лансинг, США, Университет штата Мичиган, mackeyke@msu.edu

Согласно общепринятым научным представлениям, процессы современной сейсмической активизации (деструкции) затронули зону Станового краевого шва, являющегося южной границей Сибирской платформы. Данное разрывное нарушение контролирует большинство сильных землетрясений вместе с оперяющими сопутствующими разломами Южной Якутии, которые формируют зону динамического влияния этого крупного дизъюнктива. По комплексу геолого-геофизических исследований было проведено общее сейсмическое районирование территории, которое оценивает потенциальную опасность Станового разлома в 9–10 баллов, а параллельные ему разломы, протягивающиеся на расстояние в 60–100 км к северу от него, могут спровоцировать землетрясения 7–9-балльной интенсивности [2]. К таким разломам относится система Южно-Якутских надвигов, по которым кристаллические породы юга Алданского щита, затронутые мощными горизонтальными движениями Становой сутуры, надвинуты на мезозойские отложения Чульманской предгорной впадины, сформированной в зоне влияния этого разлома. Специальные структурно-тектонические и тектонофизические исследования, проведенные на этой территории, указывают на резкое угасание процессов тектонической активизации вне пределов Южно-Якутских надвигов, что выражается практически в полном отсутствии признаков складчатых и разрывных деформаций угленосных толщ в северной части Чульманской впадины и отсутствии здесь активных разломов [1]. Однако детальные полевые сейсмо-тектонические исследования, проведенные нами в летний период 2009 г., позволили получить новый фактический материал по активным разломам, обнаруженным в северной и центральной части Чульманской впадины, где такие разломы никем до этого не выделялись, несмотря на высокую степень изученности территории в связи с предшествующими крупномасштабными геологосъемочными работами и проведением изысканий для прокладки нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан (ВСТО) [5].

Существующее определение «активный разлом» может быть сформулировано следующим образом: активным следует считать такой разлом, по которому в течение некоторого интервала времени (считая от современности) произошла хотя бы одна сейсмогенная подвижка. По мнению К. Алена [9], упомянутый интервал составляет последние ~10 тыс. лет (голоцен). Согласно исследованиям В.Г. Трифонова [8, 10, 12], этот интервал следует увеличить до 100–130 тыс. лет при изучении подвижных областей и до ~700 тыс. лет – при изучении стабильных платформенных областей. А.А. Никонов [4] определяет продолжительность искомого интервала примерно в 400 тыс. лет (поздний и средний неоплейстоцен).

Следует отметить, что период в первые десятки тысяч лет является временем, в течение которого сформировалось большинство наблюдаемых в настоящее время форм рельефа. Отсюда следует общее свойство активных разломов, практически значимое для их обнаружения и картирования – они деформируют элементы рельефа (и отложения) молодого (позднеплейстоцено-голоценового) возраста [3, 6, 7, 10].

В ходе проведения специальных сеймотектонических исследований по трассе нефтепровода ВСТО, на участке ее перехода через р. Чульмакан нами был обнаружен молодой разрыв, образовавшийся при сильных доисторических землетрясениях (по предварительным оценкам, произошедших от нескольких сотен до нескольких тысяч лет тому назад). Приразломный уступ



Сейсмогенный уступ, выделяемый по материалам лазерного сканирования (A) и по материалам крупномасштабной топографической съемки (B).

(скарп) прослежен на космических снимках более чем на 40 км, а детали его строения хорошо видны на материалах лазерного сканирования (рисунок). Разлом проявляется в рельефе как чрезвычайно ярко выраженный ступенеобразный уступ, нарушающий водораздельную поверх-

ность, выработанную на близгоризонтально залегающей слоистой толще юрских угленосных отложений. Сравнительный анализ материалов космической съемки и приуроченность к прослеженным на них линейным элементам эпицентров местных землетрясений показывают, что есть и другие активные разрывы, кулисообразно подставляющие Чульмаканский разлом в северо-восточном направлении.

Полевые наблюдения подтверждают сбросовый характер движения по этому разлому, причем опущенное юго-восточное крыло смещается вниз на юг с незначительной левосдвиговой компонентой, составляющей 1,5–2,5 метра. Вертикальное смещение дневной поверхности по сбросу в ряде случаев достигает 8,0–10,5 м. Судя по анализу профилей, построенных через уступ, при камеральной обработке можно предположительно выделить две подвижки, составляющие примерно 1/3 и 2/3 от общей высоты уступа.

Полевые работы, проведенные в месте пересечения этим разломом трассы нефтепровода при помощи тренчинга (заложение траншей вкрест простирания разлома), позволили проследить строение молодых пролювиальных и коллювиальных склоновых отложений и контролируемых их активных разломов (коллювиальные клинья), формирующих уступ и горизонтальную выровненную поверхность размером 250 м на южном склоне приводораздельной поверхности в виде формирующейся впадины типа «pull-apart», контролируемой разломами сбросо-сдвиговой кинематики встречной вергентности. Так, главная ветвь разлома, по которой происходит смещение приводораздельной поверхности вниз на юго-восток, имеет юго-восточные румбы падения, в то время как нижний сброс, ограничивающий эту ромбовидную присдвиговую впадину, имеет встречное северо-западное падение. Удачно выбранная канава вблизи нижней кромки этой приразломной впадины позволила однозначно определить величину и тип подвижки по активным разломам, вскрытым в траншее, а также проследить особенности строения молодых отложений и формирование обвальных захороненных склоновых отложений, подтверждающие импульсный (сейсмогенный) характер движения по прослеженным разломам (так называемые коллювиальные клинья). Особенностью строения осадочных пород, вскрытых в пределах данной канавы N 1 (всего было изучено три канавы со средней глубиной 3,5–5,0 м и длиной 15–25 м), оказалась высокая степень деформированности позднекайнозойских осадков (азимут падения 335°, при угле падения 30–35°). Кроме того, эти слоистые глинисто-песчаниковые толщи с углистыми, алевролитовыми прослоями в верхних частях изученного разреза испытали мощные импульсные усилия в условиях, когда вмещающие толщи были слабо литифицированы и перенасыщены водой, что привело к формированию многочисленных форм выдавливания, выплескивания и инъекций в виде нептунических даек и иных структур. При пересечении верхнего, главного, разлома траншеей N 2 устанавливается аналогичная картина складчатых деформаций позднекайнозойских толщ, имеющих падение в направлении на юго-восток, но под несколько меньшими углами падения (азимут падения 130°, угол падения 8–10°). В этой траншее также уверенно устанавливаются, по крайней мере, два крупных разрыва сбросовой кинематики с незначительной левосдвиговой компонентой, то есть диагностируются два, а возможно и три палеособытия, если принимать во внимание первоначальное горизонтальное отложение осадков, которые лишь в последующем были деформированы перекашиванием блоков в результате последующих землетрясений. Следует отметить, что по характеру взаимоотношения разломов и смещения разломами отдельных блоков, происходящего по типу листрических разломов, можно ориентировочно оценить возраст этих палеособытий.

При анализе Чульмаканского разлома следует обратить внимание на то обстоятельство, что разрыв нарушает толщу угленосных отложений юрского возраста, залегающую близгоризонтально и без каких-либо признаков движений по разрыву за период между накоплением этих отложений и формированием уступа на современной водораздельной поверхности. Нет и каких-либо морфоструктурных признаков, указывающих на сколько-нибудь длительную историю движений по этому нарушению. Это позволяет предполагать, что в данном случае мы имеем дело с чрезвычайно редким явлением – новообразованным разломом, выраженный в рельефе уступ которого образовался в результате 2–3 подвижек в позднечетвертичное время.

Необходимо отметить, что по соотношению максимальной подвижки (как одно-, так и двукратной) и прослеженной протяженности поверхностного разрыва рассматриваемая дислокация не выходит за пределы огибающих на графиках, построенных по данным о современных сейсмогенных разрывах [9, 11, 13]. По имеющимся данным, 7-метровые подвижки наблюда-

лись по разрывам с аналогичной сбросовой кинематикой протяженностью не менее 25 км, а 10-метровые – возможны по разрывам протяженностью не менее 40–50 км (строго говоря, описанные единовременные вертикальные смещения по разрывам исторических «сбросовых» землетрясений не превышали 8 м [6, 7]).

Судя по величине единовременной подвижки (до 7–8 м), магнитуда землетрясения, при котором произошло такое смещение, могла составлять примерно 7,0–7,5. При этом, если принять глубину гипоцентра (H) равной 20 км, то в полосе шириной ~40 км от разлома интенсивность сотрясений могла быть не менее 9 баллов, а в полосе шириной ~80 км – не менее 8 баллов по шкале MSK-64.

Поскольку разрыв протягивается в направлении планируемых мегапроектов Южной Якутии – створа Канкунской ГЭС и ГОКа Эль-Конка – истинный уровень сейсмической опасности этих ответственных объектов, определяемый редкими сильными землетрясениями, как нам представляется, может превысить нормативные 8 баллов по действующей карте ОСР-97-С, применяемой для особо ответственных сооружений. Учитывая, что проектирование этих объектов только начинается, необходимо объективно оценить уровень сейсмической опасности территории, с тем чтобы заблаговременно предусмотреть технические решения, обеспечивающие их сейсмостойкость.

Следует особо подчеркнуть, что в условиях, когда сведения о сейсмичности для территории Южной Якутии имеются за сравнительно короткий промежуток времени, намного меньший характерного периода повторяемости сильных землетрясений, такие исследования, проводимые в рамках палеосейсмологического анализа, – пока единственный метод, позволяющий объективно оценить истинный сейсмический потенциал территории.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-5-00727а) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 271 с.
- [2] Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. М-б 1:8000000. – М.: Министерство науки и технологии РФ, Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 1999. – 67 с.
- [3] Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. – М.: Наука, 2004. – 779 с.
- [4] Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геозкология. – 1995. – № 4. – С. 16–27.
- [5] Сейсмогенерирующие структуры Байкало-Патомского и Алдано-Станового блоков (анализ трассы нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан). – Нерюнгри, 2008. – 211 с.
- [6] Стром А.Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 1998. – 155 с.
- [7] Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 55–67.
- [8] Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. – 1985. – № 2. – С. 16–26.
- [9] Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1975. – V. 86. – P. 1041–1057.
- [10] Characteristics of active faults // Spec. Issue J. Struct. Geol. – 1991. – V. 13, № 2. – 240 p.
- [11] McCalpin J.P. Paleoseismology. – San Diego: Academic press, 1996. – 585 p.
- [12] Trifonov V.G. World map of active faults // Quarter. Internat. – 1995. – V. 25. – P. 3–16.
- [13] Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. – 1994. – V. 84. – P. 974–1002.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ СТРЕЛКОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

*А.Ю. Казанский**, *А.Е. Верниковская**, *И.В. Веялко***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
KazanskyAY@ipgg.nsc.ru

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Выбор гранитоидов в качестве объектов исследования не является случайным и связан с возможностью получения оценок возраста их формирования путем датирования U-Pb методом по цирконам. Лейкограниты Стрелковского массива были сформированы на заключительной стадии коллизионного события (коллизия Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон), согласно U-Pb данным по цирконам – 718 млн лет назад [1]. Структура пород массива порфириовидная, меняется от мелко- до крупнозернистой, вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом. Среди темноцветных минералов отмечен высокожелезистый биотит (2–3 %). Характерно наличие шлировых образований, широко распространенных в восточной контактовой зоне массива. Они представлены мелкозернистыми разностями лейкогранитов и образуют обособления овальной формы (от 5–10 см до 1 м в диаметре). В целом породы массива относятся к гранитам А-типа, в которых значения отношений $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ достигают 1 [2].

Отбор образцов для палеомагнитных исследований был выполнен по профилю, пересекающему выходы Стрелковского массива от восточного контакта до западного. Всего было отобрано 72 ориентированных керн, представляющих семь точек отбора (три точки – собственно лейкограниты, 1 – зона эндоконтакта, 2 – зоны отжига, 1 – вмещающие известняки). Лабораторные исследования выполнены с использованием аппаратной базы лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГиГ СО РАН (г. Новосибирск).

Были измерены величина магнитной восприимчивости с помощью Bartington MS2 и величина и направление вектора остаточной намагниченности на автоматизированном криогенном магнитометре 2G Enterprises со встроенной установкой для размагничивания образцов переменным магнитным полем. Для установления компонентного состава намагниченности все образцы прошли полное размагничивание переменным магнитным полем до 100 мТл. Обработка и интерпретация результатов лабораторных исследований выполнена по стандартным алгоритмам с использованием пакетов специализированных прикладных программ [3]. Для относительного датирования выделенных компонентов намагниченности применялся тест отжига.

Измерения скалярных магнитных параметров выявили резкую неоднородность изученных пород по магнитным свойствам, что связано с различным составом магнитных минералов, их концентрацией и вариациями в размерах их зерен. Основным носителем намагниченности в известняках (как в экзоконтактовых зонах, так и на удалении от них) является пирротин, уверенно диагностируемый под микроскопом и по кривым термомагнитного анализа. В лейкогранитах основным носителем намагниченности, по-видимому, является магнетит. Точно диагностировать этот ферримагнетик не удалось в силу его чрезвычайно малой концентрации.

Наименее магнитными являются лейкограниты центральной части массива. Самые высокие значения магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности установлены для лейкогранитов восточного эндоконтакта и известняков экзоконтактовых зон. Размагничивание переменным магнитным полем показало существенную дифференциацию образцов по величине медианного разрушающего поля (MDF), косвенно отражающего размер магнитных зерен. Для пирротина, по данным световой микроскопии, размеры зерен варьируются от нескольких десятков до долей микрона, при этом MDF меняется от 6 до 65 мТл. По-видимому, такие же различия в размере зерен ферромагнетика имеются и в лейкогранитах, где MDF изменяется от 8 до 45 мТл. Самые крупные магнитные зерна с MDF – менее 4 мТл – присутствуют в лейкогранитах эндоконтакта и представлены магнетитом, образовавшимся в результате скарнирования на магматической стадии.

Направление регулярного компонента намагниченности в породах Стрелковского массива

Объект	n/N	Dg(ε)	Ig(ε)	k	a95(ε)
Точка 13а (лейкограниты, эндо-контакт)	7/8	95.1	25.5	11.4	18.9
Точка 14 (лейкограниты)	10/10	99.1	17.1	8.5	17.7
Точка 15 (лейкограниты)	9/13	108.0	12.9	9.8	17.3
Среднее по лейкогранитам	3/3	100.9	18.6	81.8	13.7
Точки 12–13 (отжиг, восточный экзоконтакт)	7/15	109.8	30.5	16.7	15.7
Среднее по объектам	4/4	103.0	21.8	59.5	12.0
Точка 11 (вмещающие известняки)	8/10	268.2	35.7	15.0	14.8

Пр и м е ч а н и е. n/N – число образцов, использованных в статистике, к их общему числу; Dg – склонение; Ig – наклонение (географическая система координат); k – кучность; a95 – доверительный интервал.

Вариации в составе, концентрации и структуре ферримагнитных зерен, по всей вероятности, и обуславливают различное поведение образцов в процессе размагничивания переменным магнитным полем. На ортогональных диаграммах видно, что наиболее магнито жесткие (мелкозернистые) разности лейкогранитов имеют направление характеристической компоненты, близкое к направлению современного поля, тогда как направления более магнитомягких образцов лейкогранитов и низкокоэрцитивных образцов из гранитоидов экзоконтакта обнаруживают присутствие регулярного для всего массива направления ChRM. Такое же направление ChRM установлено и для известняков из восточного экзоконтакта массива (на западном контакте образцов недостаточно). ChRM в известняках на удалении от контакта имеет иное направление. Средние направления регулярного компонента даны в таблице.

Из таблицы видно, что направления регулярного компонента в лейкогранитах и зоне отжига статистически не различаются, но резко отличны от направлений намагниченности во вмещающей толще. Таким образом, тест отжига положительный и намагниченность лейкогранитов и контакта является первичной и возникла на стадии остывания массива. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по среднему направлению по объектам, согласуется с неопротерозойскими полюсами для 640–750 млн лет и 780–740 млн лет для Сибирского кратона [4].

Работа выполнена в рамках проекта ОНЗ 10.1.

- [1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн лет назад // ДАН. – 2002. – Т. 384, № 2. – С. 221–226.
- [2] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 5–21.
- [3] Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. – Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.
- [4] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.Э. Казимировский, С.И. Дриль

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

Авторами изучены базальтоиды более 15 впадин позднемезозойской (J_3 - K_1) Забайкальской рифтогенной системы (ЗБРС), которая, несомненно, является весьма крупной магматической провинцией. Преимущественно эти породы представлены глубокодифференцированными относительно первичных мантийных расплавов ($MgO < 4\%$ при $MgO/(FeO^*+MgO) < 0,35$) трахибазальтами и трахиандезибазальтами с высокими содержаниями TiO_2 ($> 2\%$), P_2O_5 ($> 1\%$), Ba (> 1500 г/т), Sr (> 1000 г/т), Zr (до 600 г/т), Y (20–50 г/т) и других LILE и HFSE, в том числе и редкоземельных. Иногда они входят в бимодальные ассоциации с трахириолитами, комендитами и щелочными гранитами (например, в Ингодинской и Усуглинской впадинах).

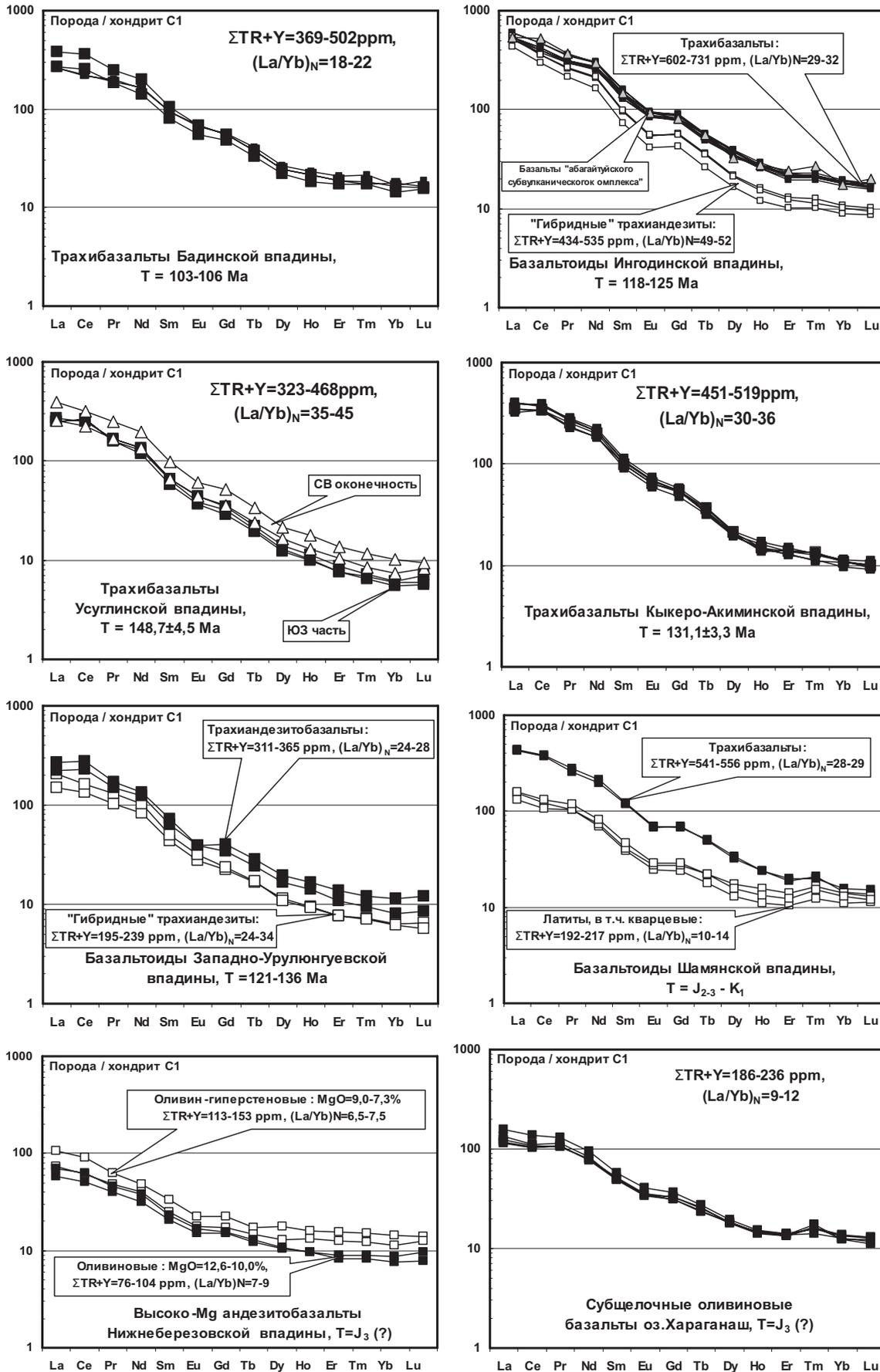
На рисунке представлена сводка наших последних данных по РЗЭ-спектрам этих и некоторых других позднемезозойских вулканитов Забайкалья (анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом ICP-MS на приборе «Element-2»; K-Ar возрастные определения – авторские и по литературным данным). Можно видеть, что, при некоторых различиях в уровнях концентраций (незначительных для HREE и более существенных для LREE), составы всех *рифтогенных трахибазальтов и трахиандезибазальтов* обладают весьма близкой и характерной именно для них формой графиков распределения РЗЭ. Эти графики весьма круто наклонены ($(La/Yb)_N$ в среднем около 30), Eu аномалия либо не выражена совсем, либо выражена горизонтальной ступенью на участке Eu-Gd.

В ЗБРС довольно широко распространено явление ассимиляции трахибазальтами гранитоидного вещества коры, приводящее к образованию так называемых «гибридных трахиандезитов», обогащенных калийными компонентами. Это явление петрографически выражено в присутствии ксеногенных оплавленных зерен кварца и щелочных полевых шпатов. В РЗЭ-спектрах это находит свое отражение в снижении общих концентраций элементов, особенно заметном для HREE (Ингодинская и Западно-Урулюнгуевская впадины).

Базальтоиды шошонит-латитовой серии, сформированные на более ранней (J_{2-3}) стадии вулканической активности в Забайкалье, характеризуются похожей формой РЗЭ-спектров. Но они, как правило, обеднены всеми элементами, особенно легкими (в три раза в случае латитов и кварцевых латитов Шамянской впадины, на которую наложен трахибазальтовый грабен). Кроме того, латиты по сравнению с трахиандезибазальтами одной и той же кремнекислотности существенно обогащены MgO (в два раза), Ni, Sr, Rb и обеднены – TiO_2 (в два раза), P_2O_5 (в пять раз!), а также – Ba, Sr, F, Y и HFSE.

Близкими к латитовым, но еще более бедными по концентрациям РЗЭ-спектрами обладают составы *высокомагнезиальных андезибазальтов* (базальный горизонт Новоберезовского грабена вблизи известной Оловской впадины, J_3 (?)). По сравнению с латитами (близкими по SiO_2) эти породы богаче MgO (до 12,5 % против 7 %) и элементами группы железа и беднее – щелочами, глиноземом, Rb, Ba, Sr, F, Y и HFSE.

Более близкими к латитовым РЗЭ-спектрами обладают *составы субщелочных оливиновых базальтов (СОБ)*, обнаруженных нами в окрестности оз. Хараганаш (Агинская структурно-фациальная зона или Ононский террейн). Однако от латитов эти породы резко отличаются весьма низкие содержания SiO_2 (47–48 %), повышенная магнезиальность ($MgO=11,5$) и титанистость ($TiO_2=1,4\%$). Характерна также обогащенность элементами группы железа и Nb (20 г/т). Учитывая, что при кристаллизационной дифференциации таких основных магм содержания LILE (в т.ч. LREE) в остаточных расплавах обычно сильно возрастают, эти СОБ вряд ли являются представителями родоначальных расплавов для пород шошонит-латитовой и Mg-андезитовой серий. Породы трахибазальтовой серии, выполняющие линейные грабены ЗБРС, вполне могут являться производными СОБ-магм, как это предполагалось еще В.А. Первовым (1987–1988) и



Данные по РЗЭ-спектрам позднемезозойских вулканитов Забайкалья.

другими авторами. Вопрос же о генетической связи шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий даже и не стоит – как в силу временной и пространственной разобщенности проявлений, так и в силу резких петрографических и геохимических различий между их породами.

Работа выполнена на средства РФФИ, гранты № 08-05-00403-а, 08-05-00660-а.

ОБЪЕМНОЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАСС В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович

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

В последние годы на основе большого фактического полевого материала было показано, что основной формой структурно-тектонической жизни литосферы является объемная (3-D) деформация тектонического течения [1–5]. На примере физических и математических моделей подтверждено, что объемное течение может захватывать различные горизонты литосферы и что вертикальные и горизонтальные потоки горных масс образуют единую геодинамическую систему. Изучение структуры и характера объемного деформирования литосферы крупных регионов представляет собой самостоятельную тектонофизическую задачу, имеющую как фундаментальную, так и прикладную ценность. Особую важность имеют обобщающие исследования, целью которых является установление фундаментальных закономерностей структурирования и эволюции деформации литосферы континентов и крупных регионов. Вместе с тем, в современной геотектонике и геодинамике прогрессируют тенденции углубленного специфицированного изучения особенностей структуры и динамики деформирования литосферы отдельных регионов, в частности рифтовых зон Земли, что, несомненно, актуально для понимания природы формирования литосферы и сейсмичности Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), расположенной в центре Азиатского континента, вдали от мировой рифтовой системы. В настоящее время при анализе реальных механизмов пространственных деформаций литосферы БРЗ, проявляющихся в виде системы структурных форм и их сочетаний, представляется естественной замена идеализированной модели «сплошной среды» на модель, в которой геологическая среда образована совокупностью структурных элементов, объединенных в единую систему [6]. Структурное состояние реальной геологической среды определяется совокупностью разномасштабных элементов, являющихся структурными уровнями ее фрактальной организации [7]. Помимо исследования деформаций и перемещений, происходящих на каждом из масштабных уровней среды, в рамках данной модели появляется возможность анализировать процессы взаимодействия и соотношение деформаций, а также изучать механизмы формирования парагенезисов структурных форм. Разнообразие структурных уровней среды создает набор переходных релаксационных механизмов, взаимодействием которых определяется характер объемной деформации системы. В частности, релаксация напряжений может осуществляться на последнем уровне хрупким разрушением материала с образованием трещин, разрывов и разрывных зон и перемещениями блоков литосферы по этим нарушениям, т.е. землетрясениями. Трещины, разрывы и разломные зоны являются одной из важнейших характеристик деструкции верхних слоев литосферы: они определяют и создают многие морфологические особенности рельефа поверхности, контролируют движение флюидов и оказывают влияние на сейсмостектонические, рудообразующие процессы, на механические свойства горных пород, формируя деформационную и прочностную анизотропию среды.

Проблема изучения объемного сейсмостектонического течения геологических масс в литосфере БРЗ по данным очаговой сейсмологии упирается в задачу идентификации сейсмостектонических перемещений горных пород через динамические параметры очагов землетрясений. При решении этой проблемы возникают сложности, обусловленные тем, что классические законы деформирования упругой сплошной среды отличаются от законов сейсмостектонического течения неоднородной дискретной блоковой массы, в которой остаточные деформации и основные перемещения горных пород происходят локально на границах блоков, формируя поток блоков литосферы различных размеров. Обширный список работ по лабораторным наблюдениям за разрушениями образцов горных пород как основа теоретических построений сейсмологических методов реконструкции напряжений и деформаций, а также методам реконструкции

главных осей тензоров тектонических напряжений и деформаций по совокупностям сколовых трещин приведен в монографиях [8–10]. В регионах, где землетрясения имеют различные фокальные механизмы в одном объеме среды, суммарное сейсмотектоническое смещение рассматривается как суперпозиция соответствующих компонент, а деформации литосферы представляются в виде среднего тензора сейсмотектонических деформаций [11–13]. Методы реконструкции параметров тензора сейсмотектонических деформаций опираются на представления теории квазипластических деформаций горных пород, осуществляемых при смещении по множеству поверхностей пониженной прочности, и в них явно не постулируется линейная связь ориентации плоскости разрыва с параметрами тензора напряжений. Однако, как отмечено в работе [14, с. 31], «...если закон связи напряжений и деформаций не является линейным, то вопрос об их соосности теряет смысл: “нарисованные” по тензорным правилам напряжения по-прежнему имеют смысл, а деформации распределяются отнюдь не по тензорным правилам – происходит локализация. Это сейчас наблюдается многими, но мало кто признает, что это одновременно означает отказ от тензорного описания деформаций и даже скоростей деформаций».

Остаточные деформации, возникающие в результате сейсмических событий различных масштабов, являясь атрибутом и свойством дискретной нарушенной среды, отличаются от упругопластических деформаций континуума и требуют своих способов определения, описания и идентификации. Подвижки при землетрясениях часто рассматриваются как приращения разломов, так как изменения в сдвиговых деформациях ассоциируются с отдельными разрывами длиной L_i и средними смещениями d_i в виде $10^{-4} > d_i / L_i > 10^{-5}$ [15]. Размеры и форма очагов землетрясений используются для исследования деформационно-прочностной анизотропии очаговой среды и литосферы БРЗ [6]. Применение методов очаговой сейсмологии для идентификации напряженно-деформированного состояния горных пород в зоне Белино-Бусийнгольского разлома показало [16], что разломные зоны представляют собой сложные геодинамические объекты, требующие проведения детальных исследований, в практическом плане ориентированных на понимание пространственно-временной структуры объемных сейсмотектонических течений и деформаций горных пород. В рамках решения фундаментальных проблем объемного сейсмотектонического течения и деформаций геологической среды в настоящей работе осуществлено развитие этих исследований на обширную территорию БРЗ.

Исследование смещений горных пород в литосфере БРЗ, выполненное по данным о динамических параметрах очагов землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 7$ за 1968–1994 годы, позволило установить основные свойства и особенности объемного сейсмотектонического течения геологических масс в регионе. Фундаментальным свойством является то, что основной вклад в суммарные смещения горных пород вносят многочисленные слабые землетрясения, а максимальные перемещения геологического материала происходят в зонах продолжительных афтершоковых и роевых серий толчков. На северо-восточном фланге БРЗ в пространстве литосферы реализовано около половины сейсмотектонических смещений среды, а суммарные перемещения геологического материала, формируемые землетрясениями на юго-западе и в центральной части региона, примерно одинаковы. Фундаментальной особенностью объемного сейсмотектонического течения горных пород в литосфере БРЗ является то, что при слабых толчках с $K_p=7$ суммарные смещения среды формируются преимущественно сбросами, а при $K_p=10$ суммарные смещения от толчков-сбросов значительно меньше, чем от толчков-взбросов и сдвигов. Полученные образы объемного сейсмотектонического течения геологических масс в литосфере БРЗ указывают на соответствие отрицательных вертикальных перемещений горных пород рифтовым впадинам, а положительные движения геологического материала совпадают с межвпадинными горными перемычками. Такие локальные особенности турбулентного сейсмотектонического течения геологического материала отражают фундаментальные закономерности неоднородного объемного деформирования литосферы БРЗ и обусловлены перераспределением напряжений внутри литосферы региона, когда области сжатия чередуются с областями растяжения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 09–05–00014_а, 08–05–00201_Монг).

- [1] *Леонов М.Г.* Поступная реидная тектоника континентального фундамента // *Геотектоника*. – 1997. – № 3. – С. 3–20.
- [2] *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. – М.: Научный мир, 2001. – С. 91–154.
- [3] *Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // *Геотектоника*. – 2008. – № 5. – С. 3–36.
- [4] *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М.: Наука, 1991. – 143 с.
- [5] *Лукьянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // *Проблемы геодинамики литосферы* / Гл. ред. Ю.Г. Леонов. – М.: Наука, 1999. – С. 253–287.
- [6] *Ключевский А.В.* Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны // *Геотектоника*. – 2005. – № 3. – С. 23–37.
- [7] *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. – М.: КДУ, 2005. – 496 с.
- [8] *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. – М.: Наука, 1993. – 313 с.
- [9] *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
- [10] *Физика очага землетрясения* / Отв. ред. М.А. Садовский. – М.: Наука, 1975. – 243 с.
- [11] *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. – М.: Наука, 1985. – 405 с.
- [12] *Лукк А.А., Юнга С.Л.* Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. – Душанбе: Дониш, 1988. – 234 с.
- [13] *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. – М.: Наука, 1990. – 192 с.
- [14] *Шемякин Е.И.* Вопросы прочности твердых тел и горных пород // *Проблемы механики деформируемых твердых тел и горных пород: Сборник статей к 75-летию Е.И. Шемякина* / Под ред. Д.Д. Ивлева, Н.Ф. Морозова. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. – С. 26–45.
- [15] *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Amer.* – 1994. – V. 84. – P. 974–1002.
- [16] *Демьянович В.М., Ключевский А.В., Черных Е.Н.* Напряженно-деформированное состояние литосферы и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье) // *Вулканология и сейсмология*. – 2008. – № 1. – С. 46–61.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Д.В. Коваленко

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Dmitry@igem.ru

Позднемезозойско-кайнозойские внутриплитные магматические образования, сосредоточенные между Сибирской и Северо-Китайской платформами, объединяются в Центрально-Азиатскую внутриплитную вулканическую провинцию (ЦАВВП) [1]. Ее формирование связывается с действием области разуплотненной мантии («горячего поля мантии» по [1]), выделяемой в разных районах на глубинах 50–200 км или 200–350 км по замедлению скоростей прохождения сейсмических волн [2]. В пределах вулканической провинции выделяется ряд вулканических областей – Центрально-Алданская, Западно-Забайкальская, Южно-Байкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская и Даригангская [1]. Магматизм в провинции продолжался в течение последних 150 млн лет, но наиболее мощные вспышки были в начале раннего мела и в миоцене [1]. Синхронность этапов магматизма в вулканических областях свидетельствует о едином глубинном процессе, ответственном за формирование большинства вулканогенных комплексов провинции. Исследования геохимического и изотопного состава пород показали, что позднемезозойские магмы в основном выплавлялись из гидратированных мантийных источников с изотопными составами PREMA и EM-II, а кайнозойские – из источников с изотопными составами PREMA и EM-I с умеренным содержанием воды [1, 3 и др.]. В то же время ксенолиты гранатовых и шпинелевых перидотитов из кайнозойских лав характеризуются ультрадеплецированным изотопным составом ($\epsilon_{Nd}(T)$ большинства ксенолитов от +8 до +16) [4, 5]. Следовательно, источники кайнозойских и, вероятно, позднемезозойских магматических расплавов находились глубже участков деплецированной мантии, из которых были захвачены ксенолиты. Возможно, ксенолиты представляют литосферную деплецированную мантию, а магматические расплавы были сформированы глубже в астеносфере. Существуют разные модели, объясняющие особенности магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции. В работе [1] магматизм провинции связывается с действием нижнемантийного плюма. Авторы работы [6] считают, что магматизм возник из-за «стагнирования» субдуцированной океанической плиты на границе верхней и нижней мантии. В обеих моделях предполагаются подлитосферные источники магматических расплавов. Если это так, то вулканические области смещены относительно их мантийных источников из-за перемещения Евразийской литосферной плиты. То есть современная конфигурация мезозойских и, по крайней мере, раннекайнозойских вулканических областей не соответствует конфигурации аномальной мантии в те периоды времени, когда из нее были выплавлены магматические расплавы. В данной работе мы с помощью палеомагнитного метода попытались установить, какова была конфигурация аномальной мантии Центральной Азии в различные периоды позднего мезозоя и кайнозоя, какие области магматизма Центрально-Азиатской вулканической провинции могут рассматриваться как «след» от стационарной горячей точки мантии, с какими особенностями строения литосферы эти следы связаны.

Были использованы палеомагнитные полюса за последние 200 млн лет [7]. Распределение кайнозойских палеомагнитных полюсов (0–50 млн лет) хорошо увязывается в пределах их кругов доверия с расчетной кривой миграции палеомагнитного полюса при повороте Евразии на 10–15° по часовой стрелке вокруг полюса вращения в районе Южного Тибета (27° N, 79° E). Палеомагнитные полюса для периода 50–140 млн лет характеризуются значительным разбросом и определены с большими кругами доверия, чем кайнозойские. Мы в пределах доверительных интервалов палеомагнитных полюсов рассматриваем их распределение как результат вращения Евразии вокруг двух полюсов – 0° N, 2° E на 3,5° против часовой стрелки в интервале

50–60 млн лет и вокруг полюса $48,6^\circ$ N, $102,2^\circ$ E на $10\text{--}15^\circ$ по часовой стрелке в интервале времени 60–140 млн лет.

Вращая любые геометрические множества точек Евразии вокруг этих полюсов вращения в обратную сторону, мы можем приблизительно реконструировать координаты этих точек в прошлом.

В результате исследований было установлено следующее.

В раннем мелу магматизм провинции характеризовался наивысшей активностью. Магматизм был проявлен в четырех вулканических областях, которые занимали пространство от 42° N до 61° N. Магмы выплавлялись из мантийных источников типа OIB. По-видимому, источники были гидратированы, так как в меловых базальтах наблюдаются глубокие минимумы Ta и Nb. Изотопный состав источников соответствует PREMA и EM-II. Судя по геофизическим данным, все области магматизма были приурочены к участкам литосферы с пониженной мощностью – 50–70 км, соизмеримой или меньшей, чем средняя мощность литосферы океанической коры (90–100 км). В течение мела Евразия вращалась по часовой стрелке вокруг полюса вращения в Центральной Монголии на $10\text{--}15^\circ$. Магматизм в вулканических областях продолжался, но характеризовался значительно меньшей активностью, чем в начале раннего мела. По-видимому, магматические расплавы в течение мела генерировались в нескольких стационарных областях аномальной мантии, размеры которых могли несколько превышать размеры вулканических областей. При прохождении участков литосферы Евразии, характеризующихся пониженной мощностью, над активной областью мантии в них по одним и тем же магматическим каналам расплавы выводились на поверхность. В течение мела степень гидратированности мантийных источников уменьшалась. Изотопные составы магматических пород лежат на линии смешения PREMA – EM-II. Возможно, что магмы выплавлялись на разных глубинах мантии или внедрялось новое вещество аномальной мантии, изменявшее изотопный состав источников.

В период от 50 млн лет до современного времени Евразия испытывала медленное вращение по часовой стрелке вокруг полюса вращения с координатами 27° N, 79° E (южная часть Тибета). В раннем кайнозое (50 млн лет назад) активность магматизма оставалась низкой. Магматические расплавы генерировались только в двух областях мантии – очень локальной Южно-Хангайской горячей точке (координаты 48° N, 100° E) и, по-видимому, в довольно обширной области мантии к северу и северо-востоку от нее. Выплавлялись магмы типа OIB, источники магматизма характеризовались изотопным составом типа PREMA. Литосфера вдоль всей траектории Евразии над Южно-Хангайской горячей точкой характеризовалась малой мощностью и, вероятно, повышенной проницаемостью, поэтому магматические расплавы достигали поверхности и образовывали линейные вулканические ареалы с закономерным изменением возраста – «след» от горячей точки. К северу и северо-востоку от Южно-Хангайской горячей точки литосфера Евразии в основном была достаточно мощной (150–200 км) и имела пониженную мощность в районе Западно-Забайкальской области. При прохождении этой части литосферы над активной областью мантии в ней формировались магматические комплексы, которые не создавали линейно вытянутых цепочек на площади, а стратиграфически наращивали друг друга. Судя по протяженности расчетной траектории перемещения Западно-Забайкальской области за последние 50 млн лет, ширина участка аномальной мантии или горячей точки была не меньше 800 км. Отметим, что в Восточно-Монгольской вулканической области, литосфера которой тоже характеризуется пониженной мощностью, магматизм при прохождении литосферной плиты над зоной аномальной мантии почему-то не проявлялся. Изотопный состав источников магматизма менялся в течение кайнозоя вдоль линии смешения PREMA – EM1. В миоцене в мантии, вероятно, был новый «выброс» разогретого разуплотненного аномального вещества, который привел к резкой активизации магматизма в Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областях, а также к расширению размеров вулканической провинции и формированию новых областей магматизма – Южно-Байкальской, Центрально-Алданской, Даригангской.

[1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 41–67.

- [2] Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 2003. – V. 138. – P. 263–278.
- [3] Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // *Northeast Asia studies.* – 2004. – V. 9. – P. 179–219.
- [4] Самойлов В.С., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Пахольченко Ю.А. Геохимические и изотопные характеристики и магматические источники раннемеловых высококалийных трахибазальтов Гоби-Алтайской рифтовой зоны (на примере грабенов хр. Арц-Богдо) // *Геохимия.* – 1998. – № 12. – С. 1203–1216.
- [5] Ionov D. Mantle structure and rifting processes in the Baikal-Mongolia region: geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // *Tectonophysics.* – 2002. – V. 351. – P. 41–60.
- [6] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика.* – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 685–699.
- [7] Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V.107, № B11. – P. 6–31.

КВАРЦИТОВЫЕ ВАЛУННО-ГЛЫБОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИОЛЬХОНЬЯ

В.Е. Коварская

Москва, Московский государственный университет

На плоских водораздельных плато и долинных террасах Северо-Западного Приольхонья широко распространены специфические валунно-глыбовые образования, представленные развалами кварцитов различного облика, иногда с участием пород другого литологического состава. Преобладающими породами этих покровов являются мономинеральные (около 65 %) и слюдяные (25 %) кварциты, преимущественно серого цвета, прочные и массивные. В кварцитовых развалах нижних элементов рельефа увеличено содержание хорошо окатанных обломков розового (12 %) и белого (6 %) кварца, имеющих, вероятно, речное происхождение. Также в развалах в незначительных количествах присутствуют валуны и глыбы местных пород (до 3 %).

Размер обломков варьируется от крупной гальки до многометровых глыб, для каждого местонахождения характерен свой средний размер обломков. В целом сортированность материала по крупности средняя. В большинстве случаев обломки окатанны или оглажены. Окатанность материала увеличивается с уменьшением размеров кластов, но при этом и среди сравнительно крупных обломков встречаются хорошо окатанные разности. Форма обломков разнообразна, причем она не связана с их размерами. Изометричные, уплощенные и удлиненные обломки встречаются во фракциях любой крупности. Механизмы окатывания обломков остаются в целом неясными. Наличие округлых в сечении и удлиненных – до многометровых столбообразных – «валунов» может свидетельствовать о первоначально тектонической природе их облика (будины, карандашная отдельность и пр.).

Пространственное распределение обломков, как правило, неравномерное. Преимущественной формой их распространения являются струи – единичные, морфологически подобные ледниковым камам, и иногда множественные, похожие на плоские пролювиальные конусы. В целом размер обломков исключает интерпретацию их транспорта речными потоками, подобными современным небольшим рекам и ручьям Приольхонья. Наиболее крупные местонахождения рассматриваемых образований наблюдаются вблизи Главного уступа Приморского разлома, на относительно ровных поверхностях, поперечных к уступу поднятых блоков и разделяющих их плоских долин в Чернорудской зоне, зоне Тонта и в долине Анги, а также в центральной водораздельной зоне. В большинстве случаев удастся проследить их связь с потоками и каналами, прорезающими Главный уступ. По отношению к современным базисам эрозии соответствующие долины подвешены на разных уровнях. Сухие каналы выходят прямо на поверхность поднятых блоков (вероятно, среднеплейстоценового возраста) или даже приподняты относительно них. Во многих случаях ущелья в уступе слабо выражены в рельефе, поскольку в значительной мере заполнены глыбами кварцитов, образующих перед каналами крутые конусы выноса, мощность которых оценивается первыми десятками метров непосредственно около каналов и первыми метрами в периферических частях конусов. За пределами основных конусов кварцитовые развалы прослеживаются отдельными рукавами на расстоянии в первые километры и сопровождаются зонами вторичного рассеивания кластов.

В каналах с современными водотоками скопления кварцитовых глыб слагают высокую террасу, в которую врезаны современные русла. Террасы выдвинуты из каналов во впадину перед Главным уступом, в их периферических частях крупные класты заключены в мелкоземистый матрикс. Несмотря на заметное уменьшение количества крупных обломков в породах речных террас по мере их удаления от Главного уступа, развалы кварцитовых глыб и валунов наблюдаются в большинстве долин бассейнов Кучелги и Анги, где они активно используются для хозяйственной деятельности.

Вероятным источником материала для кварцитовых развалов являются в большинстве слу-

чаев коренные кварциты, расположенные в тылу Главного уступа (и всей зоны Приморского разлома), наиболее доступно обнаженные в долине Анги. В целом, вдоль всего Главного уступа прослеживаются кварцитовые стенки, образующие, видимо, самостоятельный уступ, аналогичный по природе Главному уступу. В тех местах, где кварцитовые стенки не сформированы или плохо обнажены, нет и кварцитовых развалов в долинах Приольхонья.

Механизмы транспорта и разноса кварцитового материала остаются загадочными. Вынос таких масс крупнообломочного материала может быть связан только с крупномасштабными событиями. В отсутствие ледникового переноса таким механизмом может быть сейсмическое вскрытие крупных резервуаров кварцитов в области Главного уступа.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СЛЮДЯНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

*В.П. Ковач**, *Е.Б. Сальникова**, *Л.З. Резницкий***, *К.-Л. Ван****, *Б.-М. Джан****,
*А.Б. Котов**, *Х.-Ю. Чу*****, *Й. Изука*****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.kovach@mail.ru

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

***Тайпей, Тайвань, Институт наук о земле Академии Синика

****Тайпей, Тайвань, Национальный университет Тайваня, sunlin@ntu.edu.tw

Геологические и геохронологические исследования кристаллических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) позволили установить широкое распространение пород, претерпевших метаморфические преобразования в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций не только в раннем докембрии, как это полагалось ранее, а также в позднем рифее, венде, раннем и позднем палеозое [2–5, 7, 11–13 и др.]. В то же время вопрос о возрасте накопления осадочных толщ большей части этих комплексов остается во многом дискуссионным. Исключение составляют метаосадочные породы эрзинского и моренского комплексов Тувино-Монгольского массива, для которых установлены детритовые цирконы с возрастом 0,70–0,82 и 0,66–0,85 млрд лет соответственно, что свидетельствует о накоплении этих толщ в позднем рифее – венде [6].

Нами рассмотрены результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов из метатерригенных пород слюдянского кристаллического комплекса Юго-Западного Прибайкалья, для которого на основании анализа цирконов из прослоев кварцитов в мраморах перевальной свиты обосновывается раннедокембрийский (не моложе 2,4–3,0 млрд лет) возраст осадконакопления [8, 10].

В геологическом строении слюдянского кристаллического комплекса принимают участие мраморы, известково-силикатные породы, основные кристаллические сланцы и разнообразные парагнейсы слюдянской серии и известковистые диопсидовые кристаллические сланцы, гнейсы, метапелиты и мраморы лежащей выше со структурным несогласием хангарульской серии [1]. Породы слюдянского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и испытали четыре этапа деформаций. U-Pb по единичным зернам циркона возраст синметаморфических тоналитов – трондьемитов составляет $488 \pm 0,5$ млн лет, возраст пика гранулитового метаморфизма оценивается в 478 ± 2 млн лет, а возраст постметаморфических кварцевых сиенитов равен 471 ± 2 млн лет [12]. С последним в пределах ошибки совпадает возраст порфиридных плагиомиоклиновых гранитов – 467 ± 3 млн лет [10].

Для изотопных исследований были отобраны цирконы из Vt-Grt-Hu и Vt-Orx-Crx плагиогнейсов култукской свиты слюдянской серии, соответствующих метаграуваккам среднегокислого состава. U-Pb возраст цирконов определялся методом лазерной абляции в Национальном университете Тайваня, а исследования изотопного состава Hf были выполнены в Институте наук о Земле Академии Синика, Тайпей, Тайвань. Полученные результаты могут быть суммированы следующим образом.

Субизометричные цирконы «гранулитового» облика, а также часть оболочек длиннопризматических цирконов имеют средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равное 487 ± 7 млн лет ($n=10$, СКВО=0,23, вероятность=0,991). Исключение составляют два зерна с возрастом 458 ± 10 млн лет. Эти данные не вызывают удивления и совпадают с оценками возраста гранулитового метаморфизма и становления син- и постметаморфических гранитоидов слюдянского комплекса. Величина $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в исследованных цирконах варьируется от –11,1 до –46,3, а модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ находится в интервалах 1,6–1,5, 2,3–2,0 и 2,9–2,6 млрд лет ($T_{\text{Hf}}(\text{DM}-2\text{st})=1,9–1,8$ и $3,6–2,4$ млрд лет).

Большинство коротко- и длиннопризматических цирконов ($n=37$), характеризующихся на-

личием как темных в режиме катодолюминесценции, так и зональных ядер, а также зональных и незональных оболочек, являются дискордантными и имеют возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в интервалах 1,31–1,48, 1,89–1,99, 2,13–2,64 и 2,95–3,50 млрд лет. Лишь одно зерно циркона с ядром, характеризующимся отчетливой магматической зональностью, имеет конкордантный возраст, равный 3555 ± 27 Ма (СКВО=0,48, вероятность=0,49). Величина $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ этого циркона равна $-5,8$, а $T_{\text{Hf}}(\text{DM})=3,9$ млрд лет ($T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st})=4,1$ млрд лет). Полученные результаты указывают на присутствие в областях сноса метаграувакк слюдянского комплекса древнекоровых пород архейского, раннепротерозойского и, возможно, ранне- и среднерифейского возраста.

Наибольший интерес представляют результаты, полученные для идиоморфных цирконов длиннопризматического облика без следов окатанности, растворения и метаморфических оболочек, с отчетливой тонкой магматической зональностью и ядрами с различной степенью сохранности ($n=7$). Последние характеризуются дискордантными возрастными (возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 1,45 и 2,20–2,61 млрд лет). Для этих цирконов получено три группы конкордантных возрастов со значениями 691 ± 20 млн лет (СКВО=0,19, вероятность=0,66), 774 ± 24 млн лет (СКВО=0,0017, вероятность=0,97) и 825 ± 20 млн лет (СКВО=0,088, вероятность=0,92). Величина $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ варьируется от $-7,1$ до $-18,9$, а $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ – от 2,1 до 1,6 млрд лет ($T_{\text{Hf}}(\text{DM-2st})=2,9$ –2,1 млрд лет). Эти данные свидетельствуют о том, что источниками метаграувакк култукской свиты послужили не только раннедокембрийские, но и позднерифейские древнекоровые породы, и позволяют сделать вывод о накоплении слюдянской серии в конце позднего рифея – венде, а возможно и в кембрии. Следует отметить, что гранитоиды и кислые вулканы позднерифейского возраста с Nd модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=2,9$ –1,5 млрд лет широко развиты в Анамакит-Муйской зоне Байкало-Муйского пояса [9].

Накопление толщ слюдянского кристаллического комплекса, как и гнейсо-мигматитовых комплексов Тувино-Монгольского массива, в первом приближении коррелируется с началом распада Родинии (~730 млн лет) и раскрытием вендских палеоокеанических бассейнов. Источниками же этих толщ были, по-видимому, изверженные породы вулканоплутонических ассоциаций, сформированных главным образом до распада Родинии и частично на начальной стадии этого процесса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 07-05-00849, 07-05-92001_ННС_а) и Интеграционного проекта СО РАН № 9.

- [1] Васильев Е.П., Резницкий Л.З. Раннедокембрийские комплексы хр. Хамар-Дабан // Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса / Ред. И.К. Козаков. – СПб.: Наука, 1993. – С. 147–160.
- [2] Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. – 2000. – Т. 374. – С. 79–83.
- [3] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7. – С. 174–190.
- [4] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22–43.
- [5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – С. 519–524.
- [6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – С. 3–25.
- [7] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1997. – Т. 5. – С. 227–239.
- [8] Руденко В.Е., Лохов И.К., Салтыкова Т.Е., Степанов Д.В., Бережная Н.Г. К вопросу об устойчивости U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd систем в условиях полиметаморфических и тектоно-магматических преоб-

- разований // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб., 2007. – С. 274–275.
- [9] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 23–51.
- [10] Степанов Д.В., Лохов И.К., Руденко Е.В. Изотопно-геохимическое обоснование возраста карбонатных пород слюдянского кристаллического комплекса // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб., 2009. Т. 2. – С. 196–200.
- [11] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // ДАН. – 2005. – Т. 404. – С. 84–89.
- [12] Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Slyudyaskiy complex, Eastern Siberia // Gondwana Research. – 1998. – V. 1. – P. 195–205.
- [13] Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kroener A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian massif of the Central Asian mobile belt: loss of Precambrian microcontinent // Precambrian Research. – 2001. – V. 110. – P. 143–164.

ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОБИЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

*А.М. Козловский**, *В.М. Саватенков***, *Е.Б. Сальникова***

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
amk@igem.ru

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

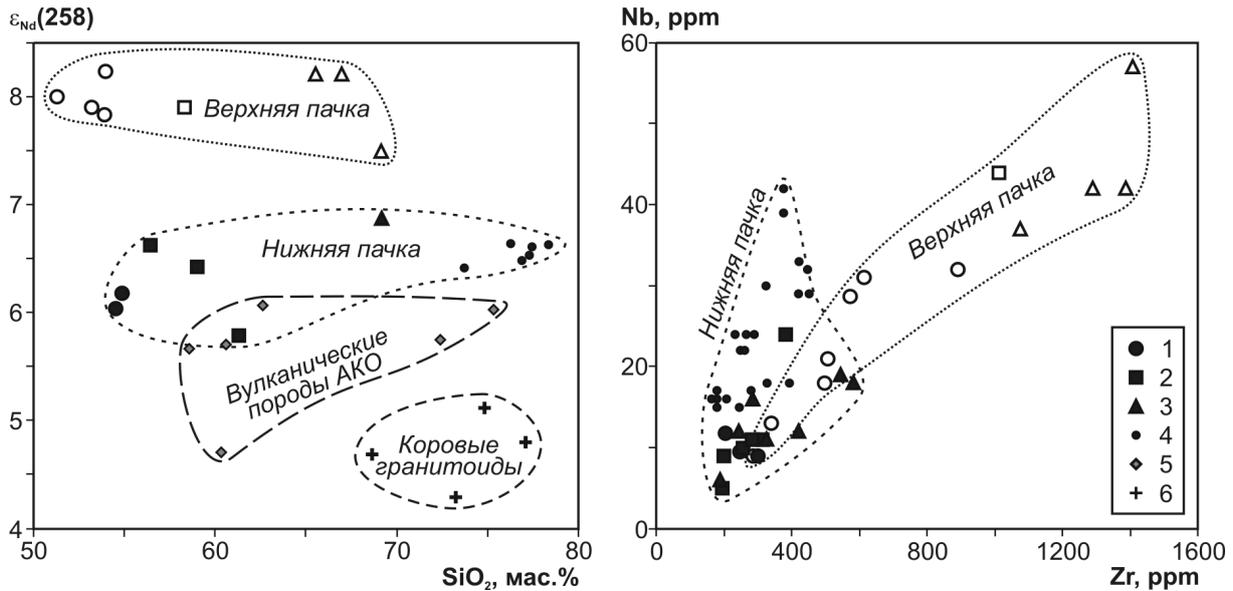
В позднем палеозое обширная территория южной окраины Сибирского палеоконтинента была вовлечена в процессы континентального рифтогенеза. Здесь происходило формирование грабенов, в пределах которых накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи. Вулканизм грабенов носил типичный для рифтовых зон бимодальный характер с преобладанием базальтоидов и риолитов повышенной щелочности, в том числе комендитов и пантеллеритов, которые образовывали контрастные вулканические серии. На гипабиссальном уровне интрузивный рифтогенный магматизм представлен массивами щелочных и биотитовых гранитоидов, пространственно связанных между собой. Цепочки таких грабенов и интрузивных массивов были объединены в рифтовые зоны, среди которых наиболее ранней и приближенной к окраине палеоконтинента является Гоби-Тяньшаньская [1], протягивающаяся в широтном направлении на расстояние более 1200 км.

В последние годы нами было отмечено, что среди кислых членов рифтогенных бимодальных серий, помимо щелочных гранитоидов и их вулканических аналогов – комендитов и пантеллеритов, широкое распространение имеют субщелочные риолиты и биотитовые граниты. Источником кислых щелочных пород позднепалеозойских рифтовых зон Центральной Азии считались рифтогенные базитовые расплавы [2], которые при глубокой кристаллизационной дифференциации могут образовывать кислые магмы. Участие континентальной коры как их возможного источника или контаминанта до недавнего времени исключалось. Нами было показано, что различия между комендитами и пантеллеритами во многом обусловлены именно коровой контаминацией дифференциатов мантийных магм [3]. Появление необычных для рифтовых зон биотитовых гранитов связывается с анатексисом континентальной коры под действием тепла мантийных базитовых расплавов. Механизм же образования субщелочных кислых пород и немногочисленных промежуточных членов бимодальных серий пока не установлен.

Одно из проявлений рифтогенного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, в котором широко развиты риолиты повышенной щелочности и трахиты, расположено вблизи сопки Номгон на восточном окончании хребтов Гобийского Тянь-Шаня и Гобийского Алтая. Вулканические породы бимодальной ассоциации здесь сосредоточены в пределах двух небольших грабенов протяженностью до 25 км при ширине до 6 км, ограниченных широтными разломами. В нижней части толщи здесь распространены серии риолитовых экструзий, которые перекрываются мощной до – 3 км – бимодальной вулканической серией. В строении последней участвуют потоки базальтов, чередующиеся с лавами, игнимбритами и туфами субщелочных риолитов и трахитов. Геологически они образуют единую толщу без каких-либо перемыслов, фиксирующих временные разрывы между извержениями.

Возраст магматизма в грабене определен U-Pb TIMS методом по циркону из экструзии субщелочных риолитов – 258 ± 3 млн лет (нижнее пересечение дискордии, СКВО=0,017).

Полученные нами геохимические и изотопные данные для всей серии вулканических пород выявили как среди базальтоидов, так и среди кислых пород значительные различия, согласно которым в вулканической толще выделяется две изотопно однородные пачки (рисунок). Порода нижней пачки имеют умеренно деплетированные значения $\epsilon_{Nd}(258)$ в интервале 5,8–6,9. Среди них преобладают экструзии субщелочных риолитов, которые перекрываются потоками андезибазальтов, андезитов и трахитов, причем риолиты наиболее однородны по изотопному составу Nd – $\epsilon_{Nd}(258)=6,4-6,6$. Верхняя пачка характеризуется деплетированными изотопными



Химический и изотопный состав позднепалеозойских рифтогенных вулканических пород восточного окончания Гобийского Тянь-Шаня.

1–4 – рифтогенные породы (черные значки – нижняя пачка, белые – верхняя пачка): 1 – трахибазальты, трахиандезиты и андезиты, 2 – трахиандезиты и андезиты, 3 – трахиты, 4 – субщелочные риолиты; 5 – подстилающие карбоновые вулканические породы активной континентальной окраины (АКО); 6 – карбон-пермские гранитоиды нормального ряда щелочности.

составами Nd – $\epsilon_{Nd}(258)=7,5-8,2$. В ней преобладают лавовые потоки трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов.

Изотопный состав рифтогенных пород обеих пачек отличается от подстилающих карбоновых вулканических пород окраинно-континентального этапа развития, которые на возраст 258 млн лет имеют значения ϵ_{Nd} в интервале 4,7–6,1 (рисунок). Карбон-пермские гранитоиды нормального ряда щелочности, развитые по бортам грабена и характеризующие коровые выплавки, имеют еще более низкие изотопные характеристики Nd $\epsilon_{Nd}(258)=4,3-5,1$. Такие различия в изотопном составе рифтогенных и вмещающих пород свидетельствуют о том, что последние существенно не участвовали в процессах рифтогенного магмообразования. В то же время сходство изотопных составов кислых и основных членов внутри обеих пачек бимодальных серий показывает, что источники у этих пород общие, а образование трахитов и риолитов связано либо с дифференциацией базитовой магмы, либо с частичным плавлением ранних рифтогенных базитовых инъекций.

Геохимические характеристики и корреляционные зависимости между содержаниями несовместимых микроэлементов в породах нижней и верхней пачек рифтогенной бимодальной серии различны. Трахибазальты, трахиандезиты и трахиты верхней пачки имеют относительно повышенные содержания щелочей и образуют единый линейный тренд между содержаниями таких несовместимых элементов, как Nb, Zr, Y, REE (рисунок). В наименее кислом трахибазальте содержания Nb=9, Zr=185, Y=35 ppm. В трахитах содержания Zr достигают 1400 ppm, Nb – 57 ppm, Y – 166 ppm. Такие зависимости с учетом близкого изотопного состава всех пород характерны для продуктов кристаллизационной дифференциации однородного базальтоидного расплава.

В отличие от верхней пачки, породы нижней имеют более низкие содержания щелочей и их составы располагаются вдоль границы пород нормальной щелочности и субщелочных. Очевидного увеличения содержаний несовместимых элементов по мере возрастания кремнекислотности в этой серии пород не происходит. В частности, содержания Zr в андезитобазальтах и трахиандезитобазальтах варьируются в интервале 203–299 ppm, в андезитах и трахиандезитах – 194–381 ppm, в трахитах – 188–545 ppm, а Nb – 10–13, 6–24 и 7–21 ppm соответственно. Иные характеристики имеют риолиты этой пачки. При тех же содержаниях Zr – от 164 до 446 ppm –

концентрации Nb в них выше и варьируются от 9 до 46 ppm (рисунок). Аналогичная картина наблюдается для REE и Y. Таким образом, породы нижней пачки не являются членами ряда кристаллизационной дифференциации. Тем не менее, они близки по изотопному составу, что предполагает общность вещества, вовлекаемого в магмогенерацию. На наш взгляд, одним из главных механизмов, ответственных за образование риолитов нижней пачки, может являться частичное плавление рифтогенных базальтоидов, не достигших поверхности и застывших в недрах континентальной коры. В дальнейшем такие расплавы могли взаимодействовать с базальтовыми магмами (и их дифференциатами) с образованием промежуточных по составу членов вулканической серии.

Таким образом, в формировании вулканических пород бимодальной ассоциации номгонского грабена Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны участвуют несколько мантийных источников базитовых магм и реализуются разные механизмы образования салических и промежуточных расплавов. На начальном этапе базитовые расплавы формировались при плавлении умеренно деплетированного мантийного источника. Ранние порции базальтовых расплавов, застывшие в недрах коры, в дальнейшем подвергались частичному плавлению, результатом которого стали риолитовые экструзии повышенной щелочности. Промежуточные породы нижней вулканической пачки, вероятно, образовались при гибридизации базальтоидной (в том числе частично дифференцированной) и риолитовой магмы. Вслед за этим на позднем этапе рифтогенной активности в генезис базальтоидов вовлекался деплетированный мантийный компонент. Наличие промежуточных магматических камер и разогретая на начальном этапе континентальная кора способствовали глубокой кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов. Результатом этого процесса стали остаточные расплавы трахитового состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и проектов РФФИ № 07-05-00622, 09-05-90202.

- [1] Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. – М.: Наука, 1983. – 198 с.
- [2] Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 207 с.
- [3] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 3. – С. 257–282.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЕСЧАНОГО МАССИВА НИЖНИЙ КУЙТУН (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА)

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru

Особенностью средней, наиболее расширенной (33 км), части Баргузинской котловины являются куйтуны – хорошо выраженные увалы – Верхний и Нижний, разделенные между собой долиной р. Аргады. Высота их, относительно дна впадины, колеблется от 30–50 до 180–200 м. Тыловая часть Нижнего Куйтуна имеет пологое сочленение со склоном Икатского горного поднятия, обрываясь в сторону р. Баргузин. Данный массив, исследованный на левобережье Баргузина в 3,7 км к юго-востоку от с. Элэсун, выполнен толщей песчаного материала озерно-речного происхождения различной структуры. По особенностям распределения обломочных частиц он разделяется на одиннадцать литологических горизонтов.

Венчающие разрез первых два горизонта (интервал 0,0–2,3 м) сложены разномерными псаммитами темно-палевого цвета со значительной примесью грубозернистого песка. Отложения непромытые, неслоистые и являют собой образования элювиально-коллювиального и эолового происхождения.

Третий – шестой горизонты (интервал 2,30–13,65 м) сформированы субгоризонтальными, наклонными мелкослоистыми тонкозернистыми алевропесками и песчаными алевритами (средневзвешенный диаметр частиц $x=0,08-0,48$ мм) серовато-желтоватого, желтоватого цвета. Особенностью структуры, в частности для 3-го и 4-го горизонтов, является повышенное содержание крупно-грубозернисто-песчаных (3,2–10,2 % от общей массы) и мелкогравийных (до 2,7 %) частиц. Сортировка материала – от совершенной до плохой (коэффициент сортировки Траска $S_0=1,29-2,04$; стандартное отклонение $\sigma=0,05-0,77$). Мода осадка имеет в основном правостороннюю, в сторону мелких частиц, асимметрию (коэффициент асимметрии Траска $S_k>1$; статистический коэффициент асимметрии $\alpha>0$) и оценивает энергетические уровни сил среды седиментации как незначительные. Экссесс характеризуется знаком «+», что является показателем относительно спокойного тектонического режима этой среды. Коэффициент вариации (v) варьируется в пределах от 0,8 до 1,6 единиц и указывает на аллювиальное происхождение изучаемых осадков (поле однонаправленных постоянных слабодинамических водотоков с сезонным колебанием водности).

По палеопотамологическим реконструкциям седиментационный бассейн характеризовался срывающей скоростью перемещения дезинтегрированного субстрата – 0,27–0,36 м/с, придонными скоростями отложения – 0,17–0,23 м/с, поверхностной скоростью течения палеопотоков – 0,29–0,53 м/с, глубинами в близпаводковый период – 1,4–4,3 м и в межень – 0,4–1,5 м, уклонами водного зеркала 0,1–1,3 м/км при ширине 8,1–115,7 м. Естественные, слабоподвижные, незасоренные русла (ф-критерий устойчивости русел <100 единиц) со свободным течением имели равнинный тип (число Фруда $Fr=0,01-0,05$) с гладкой и мелкогрядовой поверхностью дна (универсальный критерий Ляпина $\beta=0,16-0,22$) в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости $n=41,9-50,7$). По фациальной природе осадки принадлежат русловым, реже пойменным фациям.

Осадочная толща на интервале 13,65–23,80 м (7–9-й горизонты) выполнена маломощным субгоризонтальным переслаиванием с линзовидными скоплениями светло-серых, желтовато-серых, желтых алевритисто- и алевритово-мелкозернистых песков, алевропесков и песчаных алевритов ($x=0,10-0,28$ мм). Данным литологическим горизонтам присуща особенно хорошая, хорошая и умеренная сортировка ($S_0=1,15-1,58$, $\sigma=0,07-0,22$), констатирующая удлинение пути перемещения наносов в слаботурбулентной среде с образованием транзитных фракций. Имеет место скошенность эмпирических полигонов распределения как в левую ($S_k<1$), так и в правую ($S_k>1$) стороны при плюсовом эксцессе (некая равновесность тектонического режима среды седиментации). Значения коэффициента вариации, принадлежащие в основном интервалу от

0,60 до 0,86, свидетельствуют об аквальном, преимущественно смешанном озерно-речном характере бассейна осадконакопления.

Аккумуляция осадков совершалась в озеровидном проточном водоеме с ростом осредненных глубин до 1,9–2,1 м и равнинным типом палеоводотоков ($Fr=0,01-0,06$), транспортировавших сюда наносы, которые приходили в движение при достижении срывающих скоростей 0,27–0,32 м/с. Их перенос прекращался с падением скорости до 0,17–0,20 м/с. Необходимая высота водяного столба для их перемещения составляла 0,35–1,03 м при поверхностной скорости течения 0,32–0,44 м/с, ширине водотока 5,7–60,9 м и уклоне продольного профиля 0,04–0,47 м/км. Руслу имели слабобильный характер деформаций ($\varphi < 100$ единиц), находились в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n=41,2-50,7$).

Самые низы Куйтуна (10–11-й горизонты на интервале 23,8–26,6 м) представлены светло-серыми, темно-палевыми алевритово-мелкозернистыми, мелкозернистыми песками ($x=0,13-0,22$ мм) с субгоризонтальной и слабонаклонной текстурой. Отсортированность осадка особенно хорошая ($S_0=1,09-1,18$; $\sigma=0,08-0,20$), мода смещена в сторону крупных частиц, что отвечает повышенному энергетическому уровню живых сил седиментации ($S_k < 1$, $\alpha > 0$) с устойчивым тектоническим фоном, подтверждаемым резко положительными значениями эксцесса. Самые низкие по разрезу параметры коэффициента вариации ($v=0,47-0,53$) соответствуют лимническому генотипу (поле стационарных проточных озерных водоемов с волновыми колебаниями водной среды). По палеопотамологическим данным глубины такого водоема не превышали 2,1 м при наличии субламинарных и переходных придонных струй течения шириной от 0,8 до 9,8 м, малых скоростях транспортировки и отложения материала, его стабильной обработке, а также превышении темпов трансформации поступающего в бассейн седиментации вещества над его привносом.

Таким образом, установлен четкий тренд изменения характера среды осадконакопления песчаной толщи Нижнего Куйтуна – *лимнический* у основания (горизонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности приглубых, прибрежных и береговых фаций лимнической макрофации, 10–11-й горизонты), преимущественно комплексный *аллювиально-озерный* нижнесредней части массива, меняющийся в отдельных случаях на чисто речной или озерный (смешанный фракционный состав, 7–9-й горизонты), и *аллювиальный* в средне-верхней части (наклонно-слоистые мелкозернистые алевропески и песчаные алевриты с прослоями, линзами грубопесчаного и гравийного материала речной макрофации 3–6-го горизонтов, сформированные однонаправленными слабодинамичными потоками речного облика с подпорным, замедленным движением воды в дельтовых и придельтовых условиях положения русла).

Существование озерных условий осадконакопления во впадине следует соотносить в первую очередь с ингрессиями байкальских вод в прилегающие понижения горного обрамления, вызванными тектоническим подпором озера Байкал южной оконечностью Сибирской платформы и перекрытием истока р. Ангары в среднем неоплейстоцене. Затем наступает этап сменяемых циклов «озеро – река». В верхнем неоплейстоцене происходит спуск вод, лимнический режим постепенно переходит в реликтовое состояние, сменяется рекой как главным фактором седиментогенеза и Баргузинская впадина становится суходольной.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА БАЙКАЛО-КУДАРИНСКОЙ ТЕРРАСЫ (УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКАЯ ВПАДИНА)

*В.Л. Коломиец**, *Р.Ц. Будаев**, *А.М. Алексеева***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bsnet.ru

**Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

Байкало-кударинская (четвертая) надпойменная терраса р. Селенги высотой 18–19 м (финал среднего неоплейстоцена) распространена вдоль северо-восточного макросклона Морского хребта и вытянута полосой шириной 1–3 км в придельтовой части Усть-Селенгинской впадины. Ее поверхность имеет уклон 1–2° в сторону р. Селенги – оз. Байкал, осложнена как древними, так и современными эоловыми формами рельефа (бугры, дюны, котловины выдувания). Разрез террасы глубиной 16 м, состоящей из песчаного материала, изучен в 3 км восточнее с. Байкало-Кудара. Исходя из структурно-текстурных особенностей отложения ее подразделяются на семь литологических горизонтов.

Первый горизонт (интервал 0,75–3,75 м) сложен светло-коричневыми, коричневыми мелкозернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц $x=0,20-0,22$ мм) субгоризонтальной слоистости. Гранулометрический состав формирует ярко выраженный одномодальный двухфракционный левосторонне-закрытый и правосторонне-полуоткрытый тип эмпирического полигона распределений (ЭПР). Стандартное отклонение σ , а также коэффициент сортировки Траска ($\sigma < 0,1$; $S_0=1,19-1,25$) характеризуют данные осадки как особенно хорошо и совершенно сортированные, что указывает на достаточную длину перемещения частиц перед их аккумуляцией. Коэффициент асимметрии со сдвинутой модой, в сторону как мелких ($S_k=1,04-1,07$), так и крупных зерен ($S_k=0,92-0,97$), устанавливает невысокие энергетические уровни сил среды седиментации. Эксцесс τ положителен, свидетельствует об относительно стабильной динамике привноса материала и относительно спокойном тектоническом режиме. Значения коэффициента вариации v попадают в поле от 0,34 до 0,39 и достоверно подтверждают водный, чисто лимнический, генезис отложений.

Накопление песков совершалось в неглубоких (до 0,96–1,15 м) озерных проточных водоемах. Диапазон зерен и высокий суммарный процент алевритов и песков (95–98 %) указывают на отложение данных осадков в прибрежной и прибрежно-приглубой полосе акватории озерных водоемов с преобладанием приглубых и прибрежных фаций лимнической макрофации.

Второй – шестой литологические горизонты (интервал 3,75–14,5 м) сформированы мелкозернистым алевропеском ($x=0,16-0,17$ мм), алевритово-мелкозернистым ($x=0,18-0,19$ мм) и мелкозернистым ($x=0,2-0,23$ мм) песками субгоризонтальной и наклонной текстуры сероватого, серовато-коричневого и коричневого цвета. Тип ЭПР по всей толще гомомодальный бифракционный левосторонне-закрытый и правосторонне-открытый. Осадки совершенно, очень хорошо и хорошо сортированы ($S_0=1,23-1,49$; $\sigma=0,07-0,16$), асимметричны ($S_k < 1$) со смещением моды в сторону крупных частиц, эксцесс положителен и даже резко положителен ($\tau=5,35-312,25$). Следовательно, обстановка осадконакопления характеризовалась определенным динамизмом (статистический коэффициент асимметрии $\alpha > 0$), упорядочившим структуру левой, крупнозернистой части ЭПР при значительном пути переноса, постоянной доставкой новых порций вещества в относительно стабильных условиях тектонического фона смешанной озерно-аллювиальной области седиментации ($v=0,54-0,74$).

По потамологическим данным палеоводотоки, впадавшие в лимнический стационарный проточный водоем глубиной 0,7–1,4 м, имели поверхностную скорость течения 0,4 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение осадочный материал, 0,3 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходила аккумуляция транспортируемых наносов, 0,2 м/с. Уклон водного зеркала составлял 0,13–0,32 м/км. В межень высота водного столба была всего 0,4–0,5 м, что по гидрологическим закономерностям вполне достаточно для переноса самого мелкого субстрата во взвешенном состоянии. Слабоподвижное (ϕ -критерий устойчивости

<100 единиц) русло равнинного типа (число Фруда $Fr < 0,1$) с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости $n > 42$). Динамика потока характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления, а также сальтационным способом транспортировки частиц ($0,1 < x < 0,35$). Число Лохтина ($\Lambda = 1,91 - 2,06$) отражает приближение исследуемых водотоков к водопримемному бассейну в условиях близкой дельты с делением единого крупного русла на ряд отдельных потоков шириной от 15,5 до 58,9 м.

Седьмой литологический слой (интервал 14,5–16,0 м) сформирован неясно-слоистым песчаным алевритом ($x = 0,10 - 0,14$ мм) светло-коричневого цвета. Особенностью структуры является высокое содержание тонкодисперсных частиц (62,7–85,9 %) и формирование однофракционного правосторонне-открытого ЭПР. Сортировка – от особенно хорошей до очень хорошей ($S_0 = 1,20 - 1,36$; $\sigma = 0,09 - 0,11$), мода имеет как левостороннюю, так и правостороннюю асимметрию ($S_k < 1$; $S_k > 1$), эксцесс резко плюсовой, что является показателем устойчивого тектонического режима среды осадконакопления. Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0,81 до 0,90, что подтверждает аллювиальное происхождение изучаемых отложений.

Палеодинамические характеристики определяют осадкообразовательный процесс водотоками равнинного ($Fr = 0,01 - 0,02$) типа с постоянными руслами (площадь водосбора $> 100 \text{ км}^2$) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 46$) при близком впадении в конечный водоем ($\Lambda = 2,1 - 2,5$). Поэтому им были свойственны незначительные уклоны – до 0,03–0,09 ‰, а также набор невысоких скоростных характеристик: перемещения 0,3 м/с, отложения 0,2 м/с и течения воды 0,30–0,35 м/с. Необходимый минимум плесовых глубин для транспортировки вещества с заданными свойствами в межливневый период не превышал 0,7 м. При наступлении максимальной фазы заполнения водой русел, за которой следовал период полых вод, ширина их достигала 30–57 м при глубине 1,0–1,4 м.

Таким образом, седиментогенез во время формирования данной аккумулятивной террасы носил только аквальный характер. Первый, венчающий разрез, литологический горизонт имеет *лимническое* происхождение. Основная часть разреза (горизонты 2–6) *озерно-речного* генезиса накапливалась в мелководных проточных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности приглубых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и поступательных немобильных речных потоках с замедленным течением в придельтовом положении русла (субгоризонтально-, наклонно-слоистые алевритовые и мелкозернистые пески прирусловых фаций речной макрофации). Подстилающая *аллювиальная* толща (7-й горизонт) сформирована стационарными водотоками равнинного типа в очень благоприятных условиях состояния ложа и течения воды при близком впадении в конечный водоем (пойменные и, возможно, прирусловые фации).

В свою очередь, причинами существования лимнических обстановок аккумуляции в Усть-Селенгинской впадине во время формирования байкало-кударинской террасы являлись неоднократные внедрения вод Байкала в отрицательные морфоструктуры его горного окружения, вызванные тектоническим подпором озера Байкал и прекращением стока в сторону Сибирской платформы.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПОРОД ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПО ИЗОТОПАМ КИСЛОРОДА

С.И. Костровицкий*, М.А. Горнова*, Л.В. Соловьева**, Н.В. Алымова*, Д.А. Яковлев*

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, solv777@crust.irk.ru

Ограниченное число работ по изотопному составу кислорода в минералах мантийных парагенезисов, возможно, связано с выводом, который сделали английские исследователи [1] о практической инвариантности значений $\delta^{18}\text{O}$ для каждого из минералов, слагающих породы литосферной мантии. Основная цель настоящего исследования – на образцах глубинных ксенолитов из литосферной мантии под Сибирской платформой получить изотопную систематику кислорода для высокобарных минералов и проверить справедливость вывода, сделанного зарубежными исследователями.

Изотопный анализ кислорода в минералах выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом фторирования с использованием BrF_5 и применением инфракрасного непрерывного Nd-YAG лазера ($\lambda=1,064 \mu\text{m}$, CW, 100W) для разогрева пробы. Точность метода (1σ) составляет 0,1 ‰ ($n=5$) для международных стандартов NBS-28, NBS-30 [2]. Вес анализируемых монофракций граната составлял 1–2 мг. Измерение $\delta^{18}\text{O}$ проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с двойной системой напуска. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ для образцов составила 0,1 ‰.

Исследования проведены, преимущественным образом, на материале, собранном из блока кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Далдынское поле), отличающегося уникальной сохранностью неизмененных глубинных ксенолитов, а также вмещающих кимберлитов. Для исследований был привлечен материал из кимберлитов трубок Комсомольская-Магнитная, Новинка и Поисковая (Верхнемунское поле), а также несколько образцов мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная (Куойкское поле). Были изучены представительные коллекции как зернистых, так и деформированных лерцолитов; был изучен также породообразующий минерал кимберлитов – оливин, кристаллизация которого началась на мантийных глубинах и завершилась в приповерхностных трубочных условиях при формировании основной массы породы. Заметное место в исследованиях получила мегакристаллическая ассоциация минералов из кимберлитов, к которой относятся мономинеральные образования оливина, граната, клинопироксена, пикроильменита размером более 1 см.

Усредненные данные по изотопному составу кислорода, выполненные для разных мантийных парагенезисов, приведены в табл. 1–4.

Обращает на себя внимание наличие четких различий в изотопных величинах $\delta^{18}\text{O}$, характеризующих разные минералы, что видно по средним значениям (\pm квадратичные отклонения) данной величины для минералов, представленных в табл. 4.

Наиболее облегченный изотопный состав кислорода устанавливается для оксидных минералов; максимально тяжелый – для пироксенов. Из силикатных минералов самые низкие значе-

Т а б л и ц а 1. Усредненные параметры состава оливина разных парагенезисов

Порода	Лерцолиты		Мегакристы	
	Зернистые (17)	Деформированные (15)	Зеленые (17)	Желто-бурые (7)
FeO	8,0 ± 1,01	9,47 ± 0,43	7,2 ± 1,7	13,07 ± 0,96
MgO	50,3 ± 0,84	49,40 ± 0,38	51,2 ± 0,84	46,41 ± 1,28
Mg#	91,8 ± 1,06	90,28 ± 0,37	92,8 ± 0,81	86,9 ± 1,74
δO^{18}	5,06 ± 0,13	4,96 ± 0,02	5,1 ± 0,14	4,8 ± 1,21

П р и м е ч а н и е. В скобках – число анализов.

Т а б л и ц а 2. Усредненные параметры состава граната разных парагенезисов

Порода	Лерцолиты зернистые		Лерцолиты деформированные	Лерцолиты, пироксениты из тр. Обнаженная	Мегакристы
	(17)	(11) [3]	(11)	(10)	(5)
Al ₂ O ₃	20,2±1,94	20,3±1,8	17,4±2,7	23,6±0,84	19,4±1,0
Cr ₂ O ₃	4,73±2,45	3,7±2,8	5,8±3,3	0,83±0,78	2,1±1,1
Mg#	81,1±1,69	83,6±4,0	82,0±2,1	79,4±7,1	79,0±2,4
δO ¹⁸	5,15±0,27	5,2±0,17	5,0±0,27	6,0±0,39	4,98±0,13

Т а б л и ц а 3. Усредненные параметры состава пироксенов разных парагенезисов

Порода	Лерцолиты зернистые	Лерцолиты деформированные		Мегакристы
	Срх (7)	Срх (13)	Орх (4)	Срх (1)
FeO	1,98±0,56	3,6±0,73	6,01±0,94	3,84
MgO	16,4±0,71	18,7±0,96	34,05±1,04	16,2
Mg#	93,7±1,57	90,2±1,97	91,0±1,53	88,3
δO ¹⁸	5,57±0,18	5,24±0,09	5,45±0,25	5,2

Т а б л и ц а 4. Усредненные значения δ¹⁸O для разных минералов мантийного генезиса

Минерал	Клино-, ортопироксен (21)	Гранат (45)	Оливин (55)	Пикроильменит (9)	Хромшпинелид (3)
δ ¹⁸ O	5,39±0,21	5,10±0,24	5,04±0,18	3,57±0,13	1,25±0,95

ния величины δ¹⁸O оказались характерны для оливина из основной массы кимберлитов и для мегакристных граната и оливина, относящихся к низкохромистой высокотитанистой ассоциации.

Графики зависимости изотопного состава кислорода от параметров состава минералов (рисунки) демонстрируют наличие четкой прямой корреляционной связи величины δ¹⁸O с магнезиальностью оливина и пироксенов, с содержанием Al₂O₃ в гранатах и обратной связи – с содержанием Cr₂O₃ в гранатах. Корреляционный анализ с использованием критерия достоверности связи (критерия Стьюдента) подтверждает высокую значимость обнаруженных зависимостей. Практически одинаковый изотопный состав кислорода для оливина, кристаллизовавшегося при контрастно разных термодинамических параметрах (мегакристы и из основной массы), указывает на то, что величина δ¹⁸O не зависит от P-T условий кристаллизации силикатных минералов, а полностью обусловлена их составом.

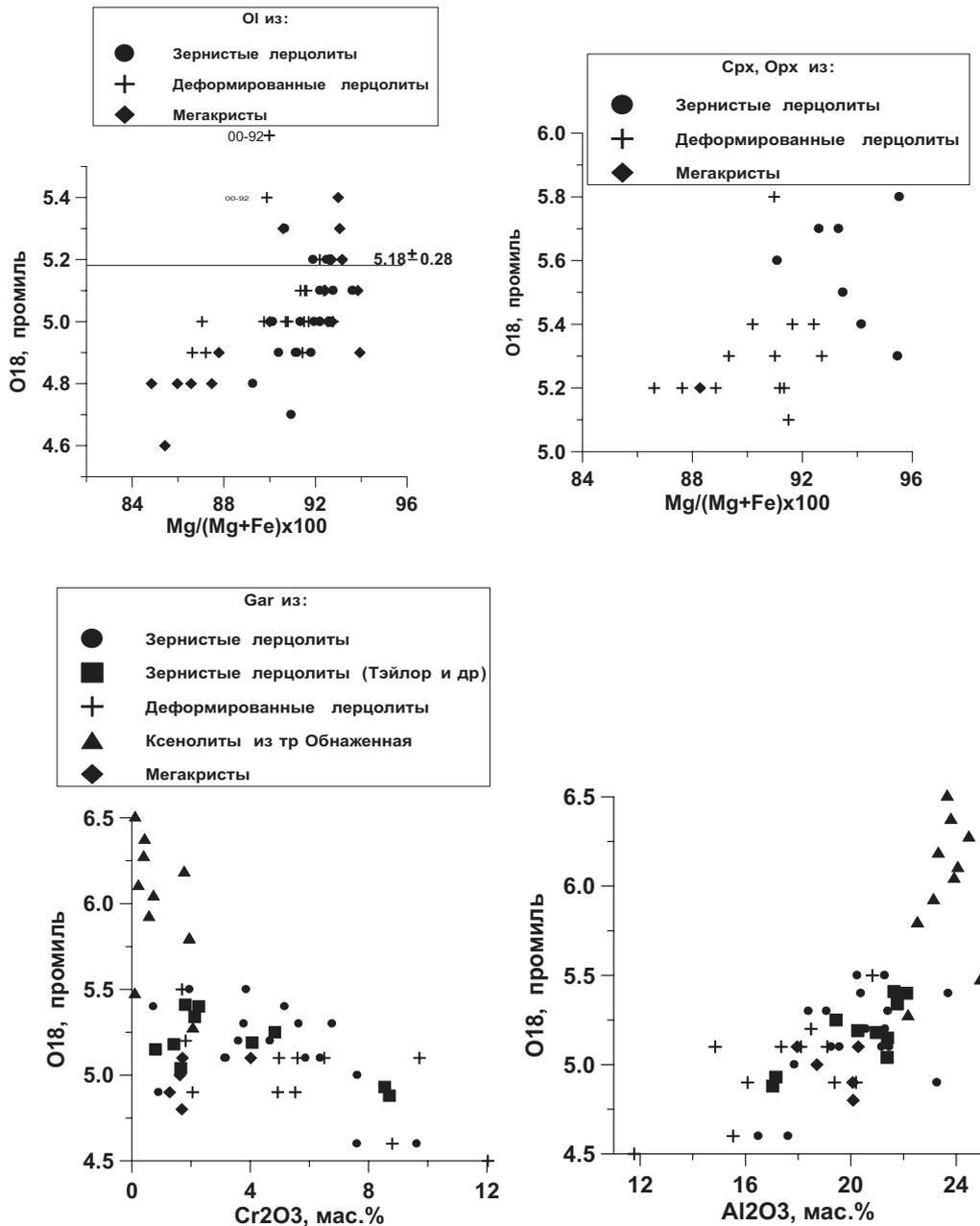
В результате проведенных исследований установлено следующее.

1. Изотопная систематика кислорода для высокобарных минералов, слагающих литосферу, преимущественным образом обусловлена процессами фракционирования, которые определяются их составом. Наиболее высокий уровень корреляционной зависимости величины δ¹⁸O для оливина и пироксена установлен от коэффициента магнезиальности минералов, для граната – от содержания Al₂O₃, Cr₂O₃.

2. Литосферная мантия неоднородна по изотопному составу кислорода, что является следствием ее гетерогенного состава. Более железистые по составу деформированные лерцолиты (по сравнению с зернистыми лерцолитами) характеризуются в целом более низкими величинами δ¹⁸O.

3. Минералы кимберлитовой системы (оливин основной массы, мегакристная высокотитанистая ассоциация) характеризуются относительно низким изотопным составом кислорода.

Исследование выполнено при поддержке интеграционных проектов РАН № 72 и 14-1.



Соотношение между величиной $\delta^{18}\text{O}$ и химическими параметрами минералов из глубинных ксенолитов и мегакристов в кимберлитах Якутии.

- [1] Mathey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 128. – P. 231–241.
- [2] Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов кислорода силикатов и окислов // XVII симпозиум по стабильным изотопам: Тезисы докладов. – М.: ГЕОХИ РАН, 2004. – С. 96–97.
- [3] Тэйлор Л.А., Спеццус З.В., Уизли Р., Стуццца М., Вэлли Д.У. Океанические протолиты алмазоносных перидотитов: свидетельство их корового происхождения на примере якутских кимберлитов // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 12. – С. 1198–1207.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Б. Котов*, С.Д. Великославинский*, Е.Б. Сальникова*, А.М. Ларин*, А.А. Сорокин**,
А.П. Сорокин**, А.В. Кургузова*, В.П. Ковач*, Н.Ю. Загорная*

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

**Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

За последнее десятилетие получены многочисленные геохронологические и изотопно-геохимические данные, которые позволили выделить изотопные провинции и наметить основные этапы формирования континентальной коры западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [1], а также сопредельных территорий Сибирского кратона и Джугджуро-Становой складчатой области [2]. Восточный сегмент ЦАСП в этом плане изучен пока еще весьма фрагментарно, что значительно затрудняет разработку геодинамических моделей эволюции континентальной коры этого крупнейшего подвижного пояса. В частности, в настоящее время практически отсутствуют надежные геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволяющие выделить изотопные провинции и наметить основные этапы формирования континентальной коры Амурского супертеррейна, который является одним из главных структурных элементов восточной части ЦАСП. В свою очередь, наименее изученным «звеном» этого супертеррейна являются предположительно докембрийские метаморфические породы амурской и гонжинской серий, которые рассматриваются как его «фундамент». Наиболее полно разрезы этих серий представлены в пределах южной части Буреинского (Амурский блок) и восточной части Аргунского (Гонжинский блок) террейна.

Амурская серия впервые выделена Л.В. Эйришем в 1961 г. при среднемасштабном геологическом картировании в составе (снизу вверх) туловчихинской, дичунской и урильской свит. *Туловчихинская свита* сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов. В составе *дичунской свиты* преобладают амфиболиты с отдельными прослоями гнейсов и амфиболовых, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. В верхней части разреза этой свиты встречаются горизонты мраморов, а в средней – мало мощные прослои мусковитовых сланцев, биотитовых и двуслюдяных гнейсов. *Урильская свита* представлена биотитовыми и двуслюдяными сланцами; в подчиненном количестве присутствуют биотитовые гнейсы, биотитовые, мусковитовые и биотит-мусковит-гранатовые сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы. Условия метаморфизма пород амурской серии соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Возраст этой серии традиционно считается позднеархейским.

Для большинства изученных образцов метаосадочных пород амурской серии получены оценки $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1,2–1,4 млрд лет. Это свидетельствует о том, что амурская серия имеет возраст не древнее 1,2 млрд лет.

О верхней возрастной границе накопления метаосадочных пород амурской серии можно судить на основании результатов U-Pb геохронологических исследований магматических пород амурского комплекса. Этот комплекс представлен довольно крупными линзообразными телами метагаббро, которые прорывают породы амурской серии и совместно с ними участвуют в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Согласно существующим представлениям метагаббро амурского комплекса, так же как и амурская серия, имеют позднеархейский возраст. Однако U-Pb методом по циркону для них получена оценка возраста кристаллизации 486 ± 18 млн лет [3]. С учетом этих данных есть все основания полагать, что возраст амурской серии находится в интервале 0,5–1,2 млрд лет. Другими словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии, по-видимому, произошло в течение

риффея или венда, а возможно, и в кембрии. При этом основными источниками осадочного материала послужили породы, образование которых было связано с проявлением рифейских кооробразующих событий.

Для определения возраста метаморфизма амурской серии выполнены U-Pb геохронологические исследования гранитов, участвующих совместно с породами амурской серии в строении «синметаморфического» пакета тектонических пластин, и постметаморфических гранитов бирибиджанского комплекса. Для них получены оценки возраста соответственно 429 ± 2 и 256 ± 1 млн лет. Таким образом, возраст метаморфизма амурской серии находится в интервале 256–429 млн лет.

В составе гонжинской серии выделяются три свиты: игакская, смольнинская и бекетская. В разрезе *игакской* свиты преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. *Смольнинская свита* сложена кристаллическими сланцами и гнейсами с редкими горизонтами мраморов и кальцифиров. Отличительной особенностью бекетской свиты является преобладание в ее составе биотит-роговообманковых и роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, протолитами которых послужили вулканические породы.

Метаосадочные породы гонжинской серии характеризуются значениями $T_{Nd}(DM)=1,1-1,6$ млрд лет. При этом подавляющее большинство оценок Nd модельного возраста находятся в интервале 1,1–1,3 млрд лет. Следовательно, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии невозможно соотнести с раннепротерозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна ЦАСП, как это принято в существующих стратиграфических схемах. Sm-Nd изотопно-геохимические данные показывают, что в качестве источников сноса метаграввакк гонжинской серии послужили породы континентальной коры преимущественно позднепротерозойского возраста. Поэтому наиболее вероятно, что эта серия имеет постдокембрийский, по-видимому палеозойский, возраст.

Для амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива, прорывающего гонжинскую серию, U-Pb методом по циркону получена оценка возраста кристаллизации 124 ± 1 млн лет [4]. Таким образом, не вызывает сомнений, что его формирование связано не с раннепротерозойским, как это считалось ранее, а с мезозойским этапом геологического развития северной части Амурского супертеррейна ЦАСП. В свою очередь, мы имеем все основания полагать, что структурно-метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, наложенные как на гранитоиды Бекетского массива, так и на породы гонжинской серии, также имеют не раннепротерозойский, а мезозойский возраст.

Для того чтобы более точно определить возраст метаморфизма гонжинской серии, выполнены U-Pb геохронологические исследования гранитоидов чаловского комплекса, которые прорывают гонжинскую серию и гранитоиды бекетского комплекса и не затронуты структурно-метаморфическими преобразованиями. Для кварцевых диоритов этого комплекса получена оценка возраста 131 ± 7 млн лет, которая в пределах ошибки совпадает с оценкой возраста гранитоидов бекетского комплекса. Другими словами, возраст метаморфических преобразований осадочных и вулканических пород гонжинской серии относится к интервалу 123–125 млн лет.

Обращает на себя внимание то, что возраст гранитоидов бекетского и чаловского комплексов и соответственно возраст метаморфизма гонжинской серии несколько моложе возраста последнего эпизода регионального метаморфизма, проявленного в породах становой серии (140 млн лет [5]). Закрытие Монголо-Охотского океана и коллизия Сибирского кратона и Амурской микроплиты произошли не позднее 140 млн лет назад [4]. Это исключает возможность проявления рассматриваемого эпизода метаморфизма в связи с тектоническими событиями коллизии или субдукционного типа на северной границе Амурской микроплиты (в современных координатах). Более вероятно, что этот метаморфизм связан с постколлизией стадией развития региона и формированием в условиях растяжения структур типа метаморфических ядер кордильерского типа. Косвенным указанием на это является довольно ограниченный в пространстве ареал метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации. Следует также отметить близость возраста метаморфизма гонжинской серии и возраста Удско-Зейского пояса (122–127 млн лет) эпизональных гранит-гранодиоритовых батолитов Джугджуро-Становой складчатой области, становление которых, по мнению Л.П. Зоненшайна с коллегами [6], произошло непосредственно после коллизии Амурской микроплиты и Сибирского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00627, 09-05-00394),

Минпромнауки (НШ-3533-2008-05), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Президиума ДВО РАН (грант 06-I-ОНЗ-09).

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [2] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // ДАН. – 2006. – Т. 410, № 1. – С. 91–94.
- [3] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. – 2009. – Т. 424, № 5. – С. 644–647.
- [4] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 118–119.
- [5] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 2. – С. 222–226.
- [6] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1. – 327 с.

ПРИРОДА МИГМАТИЗАЦИИ В ГНЕЙСАХ АНЮЙСКОГО КУПОЛА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

*Н.Н. Крук**, *В.В. Голозубов***, *В.Г. Владимиров**, *В.П. Симаненко***, *С.А. Касаткин***

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

**Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, golozubov@fegi.ru

Микроконтиненты играют важную роль в эволюции складчатых поясов. На начальных стадиях они являются источником материала, поступающего в осадочные бассейны, в дальнейшем могут выступать либо инденторами, деформирующими складчатое обрамление в процессе масштабных тектонических деформаций, либо жесткими блоками, определяющими субдуцирование океанической литосферы на конвергентных границах с формированием островодужных систем. В настоящее время выделение микроконтинентов (срединных массивов, выступов и т.д.) остается важнейшей частью любых палеотектонических реконструкций.

Начиная с середины прошлого столетия важнейшими критериями для выделения древних континентальных блоков с жесткой литосферой являлись: 1) наличие слабдеформированного, в сравнении с окружающими складчатыми сооружениями, осадочного чехла, указывающего на увеличенную мощность и жесткость литосферы, и 2) присутствие в фундаменте высокометаморфизованных (амфиболитовая и гранулитовая фации) пород. Последний факт традиционно служил обоснованием древнего (раннедокембрийского) возраста пород.

Масштабное применение в последние десятилетия методов изотопной геохронологии (в первую очередь – U-Pb метод) и структурно-кинематического анализа в совокупности с геофизическими и геохимическими данными заставило по-иному взглянуть на эту проблему. Многочисленные публикации, появившиеся в мировой и российской печати, позволяют сформулировать два главных тезиса, напрямую связанных с выделением древних континентальных блоков и сегодня уже ни у кого не вызывающих сомнений. Во-первых, увеличенная мощность литосферы присуща не только древним континентальным блокам, она характерна также для внутриокеанических поднятий и молодых (фанерозойских) коллизионных орогенов. Во-вторых, далеко не все комплексы высокометаморфизованных пород имеют докембрийский или сколь угодно древний возраст.

Все это заставляет пересмотреть точку зрения на природу некоторых геоблоков, традиционно выделяемых в палеотектонических построениях как микроконтиненты. Одним из таких блоков является Анюйский метаморфический купол (выступ, микроконтинент) в Северном Сихотэ-Алине. Здесь в пределах антиформной структуры северо-восточного простирания выделены следующие литостратиграфические единицы (снизу вверх): 1) слабометаморфизованные песчаники и сланцы; 2) гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации; 3) мигматиты; 4) офиолитовый покров. По данным работы [1], кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты принадлежат фундаменту Анюйского микроконтинента (докембрийского или палеозойского возраста), в то время как слабометаморфизованные вулканогенные и осадочные породы представляют собой фрагменты мезозойских аккреционных комплексов, тектонически совмещенных с высокометаморфизованными толщами в меловое время. Меловые (112–110 млн лет) Ar-Ar датировки, полученные по высокометаморфизованным породам, интерпретируются авторами как результат переустановки изотопных систем, связанной с мезозойскими деформациями и внедрением гранитоидов хунгарийской серии.

В ходе полевых работ 2009 г. авторами было изучено крупное (около 500 м) обнажение мигматитов в придорожной выемке на 126-м километре трассы «Лидога-Ванино».

Обнажение сложено неравномерно мигматизированными гранат-двуслюдяными гнейсами. В породах зафиксированы многочисленные структурные индикаторы (складки волочения, структуры растяжения C/C' и C/C'/S типа и др.), фиксирующие пологие деформации с транспортом вещества в юго-западном направлении. В центральной его части зафиксировано куполовидное тело глиноземистых гранитов, по минеральному составу идентичных гранитоидам

хунгарийской серии. В прикровельной части купола граниты имеют ярко выраженную гнейсовидную текстуру, конформную с гнейсовидностью вмещающих метаморфических пород. По мере удаления от контакта степень гнейсовидности гранитоидов уменьшается вплоть до появления массивных разностей.

К юго-западу от гранитного купола (по направлению транспорта вещества) наблюдается проникновение гранитного расплава в виде жил по трещинам растяжения в глубь метаморфической толщи на расстояние до 200 м. Повсеместно наблюдаемые в жилах сининъекционная полосчатость гранитоидов, совпадение ее ориентировки с гнейсовидностью вмещающих пород и, одновременно, совместное вовлечение в вязкие деформации жильных образований гранитов и метаморфических пород свидетельствуют о синтектоническом характере внедрения интрузива.

Вокруг гранитных жил наблюдается интенсивная мигматизация гнейсов, их частичное плавление и обособление прослоев лейкосомы, мощность которых, как правило, не превышает 1 см. Аналогичные явления наблюдаются вокруг секущих даек гнейсовидных гранитов. В то же время к северо-востоку от купола (в направлении, противоположном транспорту вещества) мигматизация в гнейсах практически отсутствует, а тепловое воздействие выражается только в хлоритизации биотита и развитии вторичного мусковита (как правило, его зерна приурочены к мелким трещинам).

Таким образом, полевые наблюдения свидетельствуют, что ультраметаморфизм и мигматизация пород в пределах Анюйского выступа скорее всего обусловлены процессами корового гранитообразования. Следует отметить, что состав гранитоидов петрографически идентичен гранитам хунгарийской серии. В то же время совпадение Ar-Ar датировок, полученных для высокометаморфизованных пород и для гранитов Гобеллинского массива хунгарийской серии в непосредственном обрамлении Анюйского блока [1], указывает на меловой возраст этих событий.

Сходство минеральных парагенезисов гнейсов и мигматитов Анюйского блока, близость P-T-условий их формирования [1, 2] позволяют предполагать, что образование всей гаммы высокометаморфизованных пород Анюйского купола является следствием мезозойской тектономагматической активизации и эта структура представляет собой комплекс метаморфического ядра кордильерского типа мезозойского возраста. Безусловно, это предположение носит предварительный характер, и для его подтверждения необходимы дальнейшие исследования. Однако необходимо отметить, что сходная точка зрения ранее была высказана Э.П. Изохом [3] и подтверждена в последние годы данными литологических исследований [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН и ДВО РАН (программа «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», проекты № 13 СО РАН и № 09-1-ОНЗ-01 ДВО РАН) и РФФИ (проект № 07-05-00853).

- [1] Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 1994. – № 6 – С. 3–25.
- [2] Бердников Н.В., Корсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 3 – С. 85–90.
- [3] Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего-Приамурья, их рудоносность и происхождение. – М.: Наука, 1967. – 383 с.
- [4] Satoru Kojima, Kazuhiro Tsukada, Shigeru Otoh et al. Geological relationship between Anyui metamorphic complex and Samarka terrane, Far East Russia // Island arc. – 2008. – V. 17 – P. 502–516.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АЛТАЕ-СЕВЕРОСАЯНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Н.Н. Крук, Е.А. Крук, И.В. Николаева

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, kruk@uiggm.nsc.ru

Исследованиями последних лет [1–3 и др.] показано, что подавляющий объем ювенильных коровых протолитов западной части Алтае-Саянской складчатой области был сформирован на раннекаледонском этапе геологической эволюции региона. В это время по периферии Сибирского континента были образованы две протяженных системы вулканических поясов [2, 4]. Первая сложена преимущественно океаническими базальтами MORB и OIB при подчиненной роли карбонатных, кремнистых и терригенных пород, вторая – вулканогенно-осадочными толщами, включающими вулканиды бимодальных серий (при резком преобладании базальтов над риолитами) и широкий спектр осадочных пород. Согласно преобладающей на сегодняшний день точке зрения [2, 5 и др.] вулканические ареалы первой системы поясов представляют собой фрагменты крупных внутриокеанических поднятий и симаунтов, в то время как вторая маркирует систему примитивных островных дуг, сформированных на океаническом основании.

В эволюции окраинноморско-островодужных поясов Горно-Алтайского сегмента ЦАСП установлено два этапа магматической активности. Первый этап (от позднего венда до конца томотского века раннего кембрия) характеризуется бимодальным вулканизмом и преобладанием вулканических пород над осадочными. Для второго (атдабанского) этапа характерно преобладание осадочных пород над эффузивными и базальт-андезитовый (с резко подчиненной ролью более кислых пород) состав вулканизма. Между двумя этапами существовал перерыв, сопровождавшийся локальными проявлениями интрузивного магматизма и формированием габбро-плагиогранитных интрузий. Это событие фиксируется несогласиями между толщами первой и второй половины раннего кембрия, поверхностями размыва и образованием в основании разрезов второй половины раннего кембрия (тырганская, атлинская, курайская свиты) базальных конгломератов. Формирование данного перерыва было обусловлено коллизией с островными дугами, «заклиниванием» океанических поднятий и перескоком зон субдукции, сопровождавшимися локальной орогенцией, деформацией и размывом венд-раннекембрийских комплексов [6].

Основными структурами этого типа на территории Горного Алтая являются Каечакско-Садринский вулканический ареал на юге Горной Шории, Сарысазский и Балхашский – в северо-восточной и юго-восточной частях Горного Алтая, входящие в состав Алтае-Северосаянского пояса. Первому из рассматриваемых этапов в перечисленных ареалах соответствуют отложения садринской, сарсазской и балхашской свит, второму – атлинской, тырганской и курайской свит соответственно [7].

Состав вулканических и осадочных пород первой половины раннего кембрия достаточно подробно охарактеризован в [3]. Показано, что песчаники и алевролиты первой половины раннего кембрия во всех перечисленных ареалах характеризуются низкой кремнекислотностью, калиевостью и титанистостью, имеют нижекларковые содержания всей гаммы редких элементов, включая РЗЭ. Сопоставление химизма вулканических и осадочных пород показывает, что формирование последних шло почти исключительно за счет размыва субсинхронных бимодальных вулканических толщ. Независимым доказательством этого предположения является синхронное изменение петрохимических и редкоэлементных характеристик вулканидов и ассоциирующих с ними осадочных пород в различных сегментах островодужного пояса.

Состав осадочных пород второй половины раннего кембрия характеризуется значительно большим разнообразием и не обнаруживает столь «жесткой» корреляции с геохимической спецификой ассоциирующих вулканидов. Вместе с тем наблюдается прямая зависимость между геохимическими характеристиками осадков и набором галек в базальных конгломератах соот-

ветствующих свит.

Так, в Каечакско-Садринском ареале конгломераты в основании атлинской свиты содержат обильную гальку плагиогранитов и тоналитов. Геохимические характеристики этих пород (повышенная глиноземистость, высокие содержания Sr, низкие концентрации РЗЭ иттриевой группы [8]) позволяют уверенно связывать эти гальки с раннекембрийскими гранитоидами кштинского комплекса в Горной Шории. Для осадочных пород нижней и средней частей атлинской свиты характерны близкие петрогеохимические характеристики (повышенная кремнекислотность и глиноземистость, низкие концентрации Y и тяжелых РЗЭ).

В Сарысазском ареале на северо-востоке Горного Алтая базальные конгломераты второй половины раннего кембрия (тырганская свита) имеют преимущественно «внутриформационный» характер. Содержащаяся в них галька представлена почти исключительно базальтами (как островодужными, так и океаническими, в том числе OIB), кремнями и известняками. Гальки плагиогранитов, описанные в конгломератах тырганской свиты Ю.А. Носковым [9], имеют локальное распространение и, вероятно, связаны с отложениями речных потоков, транспортировавших материал на значительное расстояние (возможно – из соседних секторов пояса). Это предположение подтверждается составом осадочных пород тырганской свиты. Слагающие ее песчаники и алевролиты имеют низкую кремнекислотность, повышенные, относительно подстилающих осадков, концентрации Ti, P, Nb, Ta, маркируя примесь, наряду с островодужными вулканитами, океанических и окраинноморских базальтов.

Наиболее сложная картина наблюдается в Балхашском вулканическом ареале на юго-востоке Горного Алтая. Здесь в основании курайской свиты второй половины раннего кембрия также описаны гальки толеитовых плагиогранитов, сопоставляемые с гранитоидами мештук-рыкского комплекса [9]. Между тем, сравнение состава осадочных пород курайской свиты с подстилающими осадками балхашской свидетельствует, что в ее источнике, наряду с раннекембрийскими островодужными породами, обогащенными океаническим базальтами и толеитовыми плагиогранитами, определенную роль играли более «зрелые» коровые субстраты. Их наличие фиксируется повышенными концентрациями РЗЭ иттриевой группы, U и Th, достигающими уровней, характерных для позднекембрийских–раннеордовикских осадков горноалтайской серии [1]. Вероятно, наблюдаемые геохимические характеристики свидетельствуют, что поступление терригенного материала с Алтае-Монгольского террейна в осадочный бассейн, примыкавший к южному сектору вулканической дуги алтаид, началось уже во второй половине раннего кембрия.

Таким образом, особенности вещественного состава осадочных пород второй половины раннего кембрия в отдельных ареалах Алтае-Северосаянского пояса в Горном Алтае определялись, в первую очередь, не спецификой островодужного магматизма первой половины раннего кембрия, а процессами локальной орогении на рубеже томотского и атдабанского веков, когда в разных секторах пояса в размыв вовлекались различные геологические комплексы (вулканогенно-осадочные разрезы первой половины раннего кембрия, венд-раннекембрийские океанические и окраинноморские комплексы, гранитоидные итрузии позднерифейских блоков). В южной части Горного Алтая (Балхашский сектор) определенное влияние на состав осадочных пород, вероятно, оказал также терригенный материал, поступавший в осадочный бассейн с Алтае-Монгольского террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа 7.10, ИП № 19) и РФФИ (проект № 07-05-00853).

- [1] Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А., Серов П.А. Два типа континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе (на примере западной части АССО) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Всероссийского научного совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 120–122.
- [2] Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всерос. совещ. «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – С. 24–26.
- [3] Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика (в печати).
- [4] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатско-

- го океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.
- [5] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 12. – С. 1381–1403.
- [6] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 1. – С. 82–93.
- [7] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 188 с.
- [8] Руднев С.Н., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Куйбида М.Л. Геохимические типы плагиогранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и их геодинамическая интерпретация // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. Т. 2. – С. 125–128.
- [9] Носков Ю.С. Конгломераты с галькой магматических пород Горного Алтая. – Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 2007. – 168 с.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

*Е.А. Кудряшова**, *В.В. Ярмолюк**, *А.М. Козловский**, *В.М. Саватенков***

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
katama@mail.ru

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

Южно-Хангайская вулканическая область является одним из наиболее крупных районов внутриплитного магматизма в Центральной Азии, и имеет длительную историю развития – с конца поздней юры [1] по настоящее время [2]. Вулканизм области характеризовался многоэтапной активностью, в результате которой были сформированы многочисленные разновозрастные лавовые поля. Центры вулканической активности последовательно мигрировали с юга на север [3].

Позднекайнозойский вулканизм в пределах области распространился на территорию Центральной Монголии, охватывая Хангайское нагорье (Хангайский ареал) и его северо-восточное обрамление (Орхон-Селенгинский ареал). Оба ареала пространственно обособлены и разделены границей между Амурской и Монгольской микроплитами, что служило основанием для их рассмотрения как независимых. Как было показано ранее [4], по ряду признаков – возрастных, структурных, вещественных – вулканизм обоих ареалов имеет большие сходства, что позволило рассматривать их в составе единой Южно-Хангайской вулканической области. Однако также были отмечены и некоторые вещественные различия [4], обусловленные, вероятно, как процессами фракционной кристаллизации исходных магм, так и различной степенью плавления магмогенерирующего субстрата и составом этого субстрата, что требовало более детального исследования позднекайнозойских пород обоих ареалов.

Более подробное петрохимическое и изотопно-геохимическое исследование лав позволило выявить вещественную зональность состава пород, которая хорошо согласуется со структурно-геологической зональностью региона. Центральную часть Хангая образуют породы так называемой Водораздельной группы, выделяющиеся наиболее примитивным составом пород и наиболее деплетированным составом источников расплавов, тогда как его периферия (Долина Озер, Тарятская впадина, Орхон-Селенгинский ареал) образует ассоциации пород более дифференцированного состава, сформированные при повышенной роли обогащенного мантийного компонента.

Различия центральной и периферических зон Хангая можно, по-видимому, связать с неоднородностью состава плавящегося субстрата и, в частности, с буферным эффектом граната, характеризующим большие глубины зарождения расплавов. С плавлением в области стабильности граната также может быть связано и пониженное содержание Al_2O_3 в материнском расплаве [5]. Соответственно, более низкие содержания Al_2O_3 и HREE в породах из периферических участков Хангая, по сравнению с породами центральных участков, могут быть связаны с большей глубиной либо с более низкими степенями плавления, т.е. пониженными температурами плавления мантии. Подобная зональность режимов магмогенерации может быть объяснена с позиции связи магматизма области с горячей точкой мантии [6], для которой можно предполагать как более приподнятую часть горячей мантийной колонны в ее центре, так и зональное распределение температурного режима от центра плюма к его периферии. Здесь необходимо упомянуть о наличии в основании Хангайского нагорья локального выступа астеносферы, поднимающегося до глубин менее 75 км от поверхности Земли [7, 8].

В соответствии с подобным представлением о структуре питающей мантийной колонны вулканические проявления Водораздельной группы пространственно приурочены к центральным частям проекции мантийного плюма на земную поверхность. В этом случае меньшая доля граната в рестите может быть связана с более высокими температурами плавления, характерными для стволовой части плюма, или же плавление могло идти на меньших глубинах, выше

области стабильности граната в головной части восходящего потока мантийного вещества. На малую глубину или высокую температуру плавления указывает и более мафический состав вулканитов Водораздельной группы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ-10 РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и проектов РФФИ № 09-05-90202, 08-05-347, 07-05-00876.

- [1] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойской – кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. – 1994. – № 5. – С. 28–45.
- [2] *Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. В 8 томах / Пред. ред. кол. Н.П. Лаверов. – М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. – 280 с.*
- [3] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой – раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 1. – С. 3–31.
- [4] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднекайнозойский вулканизм северо-восточного фланга Южно-Хангайской вулканической области (Центральная Монголия): геохронология и условия формирования // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 4. – С. 516–521.
- [5] Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. – V. 216. – P. 603–617.
- [6] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 41–67.
- [7] Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 33–42.
- [8] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 10. – С. 1248–1258.

Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ И АЗЫРТАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

*А.Б. Кузнецов**, *О.К. Каурова**, *Г.В. Овчинникова**, *И.М. Горохов**, *Е.Ф. Летникова***,
*Б.М. Гороховский**, *Г.В. Константинова**, *Н.Н. Мельников**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru

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

Карбонатные породы карагасской серии Бирюсинского Присянья и енисейской серии Азырталского поднятия Кузнецкого Алатау занимают важное структурное положение в геологическом строении юго-западной части Сибирской платформы и примыкающих складчатых районов. Эти породы формировались на шельфе и в крупных морских бассейнах на периферии Сибирского кратона. В ходе накопления карбонатных осадков происходит изотопное уравнивание Sr в минералах со средой седиментации, а закрытие их U-Pb систем происходит на этапе раннего диагенеза осадка. Эти геохимические особенности определяют высокий потенциал карбонатных пород как объектов, способных при условии замкнутости их U-Pb и Rb-Sr систем сохранять информацию о времени и среде осадконакопления и/или раннего диагенеза. В докембрии возможность получения прямой Sr хемотратиграфической и изотопно-геохронологической информации по осадочным геохронометрам имеет важное значение для понимания геодинамического развития этого региона.

Однако осадочные хемогенные породы склонны к эпигенетической перекристаллизации, которая способна привести к нарушению первичных U-Pb и Rb-Sr изотопных систем. Контроль за степенью перекристаллизации для валовых образцов может осуществляться с помощью набора геохимических критериев (величин Mn/Sr, Fe/Sr и $d^{18}O$). На примере карбонатных пород рифея и венда были установлены критические значения отношений Mn/Sr и Fe/Sr, которые позволяют выделять из общей коллекции образцы с наименее измененными U-Pb и Rb-Sr системами [1, 2]. Изучение карбонатных пород на более прецизионном уровне происходит на основе специальной процедуры ступенчатого растворения образцов в растворах кислот (HCl и HBr) разной концентрации. Такая обработка позволяет частично удалить U, Rb, Pb и Sr из нарушенных эпигенетических фаз. Обогащенные первичные фазы содержатся только в растворах средних ступеней. Как правило, U-Pb системы более чувствительны к воздействию эпигенетических процессов, чем Rb-Sr, поэтому получение изотопно-геохронологической информации менее вероятно, чем Sr хемотратиграфической.

Пестроцветная терригенно-карбонатная карагасская серия (300–400 м) несогласно залегает на дорифейском фундаменте Сибирской платформы и с размывом перекрывается существенно терригенной оселковой серией [3]. В основании преобладают кварц-полевошпатовые песчаники, которые сменяются глинистыми разностями, а в верхней части повсеместно преобладают мергели и глинистые доломиты. Карбонатные породы были изучены в долине р. Бирюса выше и ниже впадения в нее р. Нерса. Породы сложены доломитами с большим количеством терригенной примеси, в среднем 27 %. Доломиты обогащены Mn (850–2100 мкг/г) и Fe (400–16800 мкг/г) и резко обеднены Sr (20–50 мкг/г). Измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах варьируется от 0,70751 до 0,71112.

Геохимические характеристики карбонатных пород карагасской серии (Mn/Sr 15–95 и Fe/Sr 80–800) демонстрируют, что Rb-Sr системы доломитов были перестроены при взаимодействии по меньшей мере с двумя флюидами. Один из них формировался при погружении осадка и был обогащен ^{87}Sr , заимствованным из глинистой примеси. Другой флюид – метеорный – поступал на этапе предоселкового регионального поднятия. Как следствие, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карагасских доломитах отражает Sr-изотопные характеристики эпигенетического карбоната, а не исходного осадка. Лишь при значительном допущении мы можем предположить, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в исходных карагасских карбонатах было много ниже 0,7071. Формирова-

ние осадков с такими Sr-изотопными характеристиками происходило до 600 млн лет. Этот вывод согласуется с имеющимися датировками даек, прорывающих карагасскую серию [4], и литостратиграфическими корреляциями [5].

Карагасская серия вместе с вышележащей оселковой объединяются в региональный надгоризонт – байкалий [3]. Аналогами карагасской серии в Южном Прибайкалье являются отложения голоустенской и улунтуйской свит. Однако существенное различие Sr-изотопной характеристики улунтуйских известняков (средняя часть байкальской серии – 0,70842–0,70872 [6]) и карагасских доломитов ($<<0,7071$) не позволяет коррелировать эти карбонатные формации. Улунтуйские известняки отлагались в позднем венде (около 550 млн лет назад), а карагасские доломиты формировались в позднем рифее (древнее 600 млн лет назад).

Карбонатная (5,5–6,0 км) енисейская серия в пределах хребта Азыртал согласно перекрывается вулканогенно-осадочной кутень-булукской свитой кембрия, а ее основание в современном разрезе не обнажено. В серии выделяют четыре свиты: чарыштагскую (>2900 м), биджинскую (1800–2000 м), мартюхинскую (500–530 м) и сорнинскую (490–500 м). За исключением маломощного горизонта пестроцветных известняков в основании биджинской свиты (горизонт «помадки») карбонатные породы практически лишены терригенной примеси (<2 %), содержат небольшое количество Mn (<110 мкг/г) и Fe (<400 мкг/г). Известняки и особенно доломиты содержат много Sr, соответственно 400–3400 мкг/г и 60–140 мкг/г. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в чарыштагской свите варьируется в пределах 0,70777–0,70796, в биджинской – 0,70742–0,70858, в мартюхинской – 0,70804–0,70815, а в сорнинской – 0,70810–0,70852.

Геохимические характеристики большинства образцов енисейской серии указывают на отсутствие постседиментационных нарушений Rb-Sr систем. Кроме трех образцов из горизонта «помадки» все известняки удовлетворяют критериям сохранности ($\text{Mn}/\text{Sr}<0,2$, $\text{Fe}/\text{Sr}<5,0$ и $\text{Mg}/\text{Ca}<0,02$ [2]). Таким образом, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них отражает это отношение в среде седиментации. Важно отметить, что геохимические характеристики енисейских доломитов ($\text{Mn}/\text{Sr}<1$ и $\text{Fe}/\text{Sr}<4,0$) и наименее измененных доломитов других докембрийских разрезов похожи [2]. Кроме того, вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах чарыштагской, биджинской и сорнинской свит совпадают с вариациями этого отношения в известняках тех же свит. Это предполагает, что доломитизация происходила при участии флюида с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близким к этому отношению в морской воде. Сопоставление выявленных Sr-изотопных характеристик со стандартными кривыми вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде позднего рифея, венда и кембрия показывает, что карбонатные отложения изученной части енисейской серии начали накапливаться в позднем венде и завершили накопление в раннем кембрии (580–520 млн лет назад) [7].

Верхняя пачка сорнинской свиты, слагающая кровлю енисейской серии, содержит наименее измененные известняки, пригодные для изучения U-Pb систематики. Обработка образцов проводилась 0,5 N раствором HCl до полного растворения карбонатной составляющей. Содержания Pb и U в карбонатных фракциях известняков составляют 0,14–0,36 и 0,14–1,86 мкг/г соответственно. Изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменяются в интервалах от 33,075 до 137,80 и от 16,420 до 22,494 соответственно. Отсутствие корреляции в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для известняков сорнинской свиты позволяет предполагать, что эти образцы не содержат эпигенетических фаз и представляют собой первичный морской карбонат. Вычисленное в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ значение возраста равно 526 ± 30 млн лет. Этот возраст совпадает с раннекембрийским возрастным интервалом, установленным на основе Sr-изотопной хемотратиграфии. Представленные изотопные данные согласуются с результатами недавних биостратиграфических исследований, указывающих на широкое распространение раннекембрийской микробиоты в отложениях сорнинской свиты Алтае-Саянской складчатой области [8].

Наиболее перспективными для Sr хемотратиграфического и U-Pb геохронологического исследования являются известняки, не содержащие терригенной примеси и удовлетворяющие строгим геохимическим критериям. В полной мере этим требованиям соответствуют карбонатные породы енисейской серии. Полученные возрастные интервалы определяют время существования океанического бассейна в пределах Батеневского палеоподнятия. Rb-Sr системы пестроцветных глинистых доломитов карагасской серии нарушены в ходе эпигенетической перекристаллизации, что исключает их использование в Sr хемотратиграфических реконструкциях

и U-Pb датировании.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН («Природные изотопные системы...»), № 10 СО РАН-ОНЗ и ИП СО РАН 6.6, при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 07-05-01107, 08-05-00641, 09-05-01003).

- [1] *Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др.* Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9, № 6. – С. 3–16.
- [2] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратаевской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейское время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–39.
- [3] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1985. – № 7. – С. 25–33.
- [4] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 22–41.
- [5] *Советов Ю.С., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [6] *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 2. – С. 235–240.
- [7] *Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Терлеев А.А. и др.* Sr изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений енисейской серии, хребет Азыртал восточного склона Кузнецкого Алатау // ДАН. – 2009. – Т. 424, № 4. – С. 510–516.
- [8] *Постников А.А., Терлеев А.А.* Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 3. – С. 295–309.

О РЕЗУЛЬТАТАХ ДАТИРОВАНИЯ МЕТАГАББРОИДОВ ИСАКОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) ПО ЦИРКОНАМ

А.Б. Кузьмичев

Москва, Геологический институт РАН, kuzmich@ilran.ru

Исаковский офиолитовый пояс протягивается более чем на 200 км в северо-западной части Енисейского кряжа. В основной части пояса обнажены разобщенные фрагменты офиолитов, сложенные серпентинитами, апогаббровыми амфиболитами и диабазами дайкового и вулканического комплексов. В южной части пояса вскрыт слабо нарушенный фрагмент офиолитовой ассоциации мощностью около 3,5 км (Борисихинский массив). Химический состав метавулканитов, пород дайкового комплекса и кумулятов указывает на то, что магматический комплекс представляет собой нормальную океаническую литосферу.

В результате полевых работ, проведенных автором в 2005 г., цирконы были выделены из трех проб амфиболитов Исаковского пояса: две из Борисихинского массива и одна из основной части пояса (р. Верхняя Сурниха). В докладе приведены новые данные по результатам датирования цирконов с р. Верхняя Сурниха и обсуждаются опубликованные сведения по Борисихинскому массиву [1].

В пределах Борисихинского массива цирконы были извлечены из двух проб рассланцованных пегматоидных амфиболитов, слагающих шпире среди кумулятивных метагаббродов офиолитовой ассоциации. Одна проба была отобрана из нижней части метагаббрового разреза, другая – из верхней лейкократовой части. Проанализированные породы сложены амфиболом переменного состава и клиноцоизитом, а также содержат гранат.

Из каждой пробы весом 5–7 кг было извлечено по несколько сотен кристаллов циркона и их обломков. Кристаллы трещиноватые, с неровной грязной поверхностью и многочисленными включениями. Они имеют сравнительно крупный размер (преимущественно 150–300 мкм) и характеризуются призматической морфологией. Цирконы демонстрируют отчетливую секториальную магматическую зональность, слабо проявленную осцилляционную зональность, характеризуются магматическим отношением Th/U (среднее 0,6) и являются низкоурановыми (27–63 ppm). Возраст циркона, определенный на масс-спектрометре SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, И.П. Падерин), составил 682 ± 13 млн лет (9 точек, конкордантный кластер) [1]. Это значение возраста отвечает времени кристаллизации габбродов в зоне океанического спрединга.

Из офиолитов собственно Исаковского пояса (разрез по р. Верхняя Сурниха) не отбиралось специальных проб для геохронологических исследований. Была отобрана серия образцов кумулятивного метатроктолита, общим весом 2,5 кг, в которых предполагалось найти реликты высокобарических минералов. Это рассланцованная крупнокристаллическая светлая порода с яркими пятнами агрегатной изумрудно-зеленой слюды (Ст-парагонит) и незначительным количеством буроватого, зеленоватого или синеватого амфибола. Порода состоит преимущественно из клиноцоизита. По химическому составу она соответствует троктолиту и характеризуется крайне низкой концентрацией элементов, несовместимых с плагиоклаз-оливиновой минеральной композицией, в том числе – крайне низкой концентрацией циркония (8 ppm). Учитывая такой состав, можно было с уверенностью прогнозировать отсутствие в породе аксессуарного циркона. Тем не менее, из этой пробы было выделено около 50 кристаллов циркона и их обломков. Они представляют собой полную противоположность цирконам Борисихинского массива. Цирконы (100–400 мкм) представлены исключительно чистыми прозрачными бездефектными кристаллами розового цвета с глянцевыми гранями. Они обладают изометричным многогранным габитусом и при первом впечатлении похожи на кристаллы граната. Единичные экземпляры обладают более отчетливо выраженными гранями призмы. Уникальные характеристики кристаллов циркона полностью исключают возможность лабораторной контаминации. Цирконы обладают секториальной зональностью и менее проявленной осцилляционной зональностью. Концентрация U составляет 60–200 ppm, Th/U отношение – 0,5–0,9. Возраст циркона, опреде-

ленный на масс-спектрометре SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.Л. Пресняков), составил $672,4 \pm 5,7$ млн лет (8 точек, конкордантный кластер). С учетом ошибок этот результат совпадает с датированием циркона Борисихинского массива.

Датирование двух совершенно разных морфологически и, вероятно, генетически видов циркона дало сходный результат. Мы интерпретируем его как время аккреции океанической спрединговой коры, хотя во втором случае кристаллизация циркона могла протекать в глубинных условиях, в обстановке HP-LT метаморфизма, сопровождающего субдукцию океанической коры.

Проведенное исследование показало, что цирконы, пригодные для U-Pb датирования, могут быть встречены не только в плагиогранитах офиолитовых ассоциаций, но также и в метагабброидах. Циркон, представленный крупными многочисленными кристаллами, был выделен из трех проб, отобранных из разных частей разреза кумулятивных метагабброидов, в том числе из пород с крайне низкой валовой концентрацией циркония. Возможность обнаружения в подобных породах извлекаемого циркона следует иметь в виду при изучении офиолитовых ассоциаций. Опыт изучения исаковских офиолитов показал, что методически более оправданно отбирать большее количество проб весом около 5 кг, чем стремиться к крупнообъемному опробованию.

[1] Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 12. – С. 1175–1188.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ПРИИРТЫШСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук

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

Актуальность настоящей работы для современной петрологии заключается в реконструкции источников и механизмов формирования гранитоидных магм. Исследования показывают, что химические характеристики гранитоидов определяются составом магнегенерирующего субстрата в широком диапазоне *P-T*-условий. Так, граниты S-типа образуются при плавлении метapelитов, известково-щелочные граниты – при анатексисе субстратов среднего состава, а протолитами плагиогранитов являются мафические породы. Неопределенность сложилась с пониманием петрогенезиса ассоциаций разновозрастных гранитоидов разных петрогеохимических типов. Исследователями предлагаются механизмы контаминации магм коровыми субстратами, реакционного взаимодействия гранитоидов различных типов, изменения состава протолитов при вертикальной миграции очагов гранитообразования, плавления гетерогенных субстратов и др. В настоящей работе сделана попытка реконструкции механизмов формирования гранитоидов прииртышского комплекса Восточного Казахстана, объединяющего плагиограниты и известково-щелочные граниты.

Геологическая история Центрально-Азиатского складчатого пояса ярко представлена карбон-пермским этапом, отражающим закрытие Обь-Зайсанского палеоокеана при косо́й коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и формирование Алтайской аккреционно-коллизивной системы [1]. Деформации окраинно-континентальных комплексов привели к заложению новых и реактивизации древних сдвиговых зон, крупнейшей из которых является Иртышская сдвиговая зона. На всей протяженности линеамента внутри зоны зеленых сланцев картируются тектонические литоны, которые могут представлять собой тектонические отторженцы корневых частей «shear-зоны» [2]. Наиболее крупный из них расположен в юго-восточной части ИСЗ между оз. Зайсан и Маркаколь и известен как Курчумский литон. В конце позднего девона на метаморфические породы Курчумского литона локально накладывается метаморфизм HT/LP-типа амфиболитовой фации, сопровождавшийся синтетектоническим гранитоидным магматизмом. Определенный для настоящей работы возраст плагиогранитов из петротипического массива Сары-Тау прииртышского комплекса составляет $354 \pm 2,5$ млн лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик А.Н. Ларионов).

Прииртышский интрузивный комплекс сложен габброидами, диоритами, олигоклазовыми гранитами, андезиновыми гранитами и плагиогранитами [3, 4]. Олигоклазовые граниты – среднезернистые катаклазированные породы, состоящие из Qtz (35 %), Pl₁₁₋₃₀ (35 %), Ksp (30 %), Amf и Bt (3 %). Андезиновые граниты – среднезернистые с гранитовой структурой породы, сложенные Qtz (40 %), Pl₁₃₋₃₅ (30 %), Ksp (20 %), Amf (10 %), Bt (1 %). Плагиограниты макроскопически похожи на андезиновые граниты и состоят из Qtz (35 %), Pl₁₁₋₃₅ (35 %), Ksp (5–10 %), Amf и Bt (3 %), Ep (7 %). Химический состав олигоклазовых и андезиновых гранитов соответствует известково-щелочной серии. От первых к последним, с уменьшением доли Ksp и увеличением номера Pl, наблюдается обратная корреляция между Al₂O₃, CaO, Sr и Ba, Rb, легкими РЗЭ. Для гранитоидов характерны спектры РЗЭ с перегибом в районе Eu минимума ($Eu/Eu^* = 0,33–0,64$), где левая часть спектров – асимметричная – $(La/Sm)_n = 3,3–3,7$, а правая – горизонтальная. Мультиэлементные спектры имеют минимумы по Ba, Sr, Nb. Плагиограниты соответствуют породам толеитовой серии. Плагиограниты и андезиновые граниты различаются концентрациями элементов, входящих в состав полевых шпатов (Rb, Ba, Sr, K₂O, CaO). Значения SiO₂ > 70 %, Al₂O₃ < 15 %, Yb > 1,5 г/т, Sr/Y < 40 свидетельствуют о принадлежности плагиогранитов к низкоглиноземистому типу (Арт, 1983). Sm-Nd изотопные исследования пород демонстрируют различные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах разных фаз: +5,3 в плагиогранитах, +4,8 в андезиновых гранитах, –1,2 в олигоклазовых гранитах.

Выбор субстратов для плагиогранитоидных магм был обусловлен их изотопными характеристиками. Высокометаморфизованное основание Курчумского литона сложено парагнейсами (Bt-Pl-Qtz-Ksp-Cl±Cord±Grt), мощностью 9 км. Общая мощность метатерригенной толщи составляет ~18 км [3]. Несмотря на различия в возрасте, метаморфизме и минералогии, химический состав метапелитов практически идентичен, а их протолиты соответствуют грауваккам. Парагнейсы имеют средне-позднерифейский модельный возраст протолитов и значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,121914$, $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512218$. Метабазальты (глаукофановые сланцы) Курчумского литона и Чарской офиолитовой зоны [5] соответствуют высокожелезистым и высокомагнетизальным толеитовым базальтам (MORB). Изотопные характеристики этих пород сходны между собой и типичны для MORB ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,196347-0,223537$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512992-0,513081$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=+6,9 \dots +7,7$).

Параметры для геохимического моделирования определялись особенностями редкоземельного состава пород. Высокие содержания РЗЭ иттриевой группы свидетельствуют, что плавление их субстратов происходило при $P < 10$ кбар, а расплавы находились в равновесии с безгранатовым реститом. Исследования низкоглиноземистых плагиогранитоидов прииртышского комплекса заставили предполагать, что эти породы формировались при частичном плавлении гетерогенного источника (метабазит + метапелит). Плагиограниты и андезиновые граниты имеют промежуточные изотопные параметры между парагнейсами и метабазитами ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)=+4,8 \dots +5,3$); значения $\delta^{18}\text{O}$ (+9,4 ... +10,1) ненамного превышает таковые в MORB. Изотопные параметры олигоклазовых гранитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)=-1,2$) и более «тяжелый» кислород $\delta^{18}\text{O}$ (+14,5) свидетельствуют о существенно большей, в сравнении с первыми, роли сиалического материала в генерации магм. С учетом особенностей строения Курчумского литона (сиалическая верхняя кора и мафическая нижняя кора) P - T -параметры плавления метабазитов и метапелитов были выбраны разные. Для метабазитов они составили 8 кбар, 1000 °С, $F=18$ % (трондьемитовый состав выплавки, амфиболитовый рестит) [6], для метапелитов – $P=5$ кбар, $T=800$ °С, $F=32$ % (рестит – Pl (23 %), Qtz (30 %), Opx (3 %), Bt (11 %), Mgt (1 %)), с образованием низкоглиноземистых известково-щелочных гранитных расплавов [7]. Степени частичного плавления метапелитов оценивались исходя из их сосуществования в близком P - T -поле с метабазитами и, по данным [8], должны быть в два раза больше последних.

Геохимическая модель для плагиогранитов включала расчеты раздельного плавления метапелита и метабазита, с последующим смешением анатектических выплавов (плагиогранит + гранит). Расчет доли (f) двух модельных расплавов при их смешении был выполнен на основе их расчетных содержаний Nd и значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в исходных субстратах (метабазит и метапелит). Параметр f был найден из уравнения: $\epsilon^x_{\text{M}} = [\epsilon^x_{\text{A}}X_{\text{A}}f + \epsilon^x_{\text{B}}X_{\text{B}}(1-f)] / [X_{\text{A}}f + \epsilon^x_{\text{B}}X_{\text{B}}(1-f)]$, где X_{A} и X_{B} – концентрации Nd_A и Nd_B; ϵ^x_{A} и ϵ^x_{B} – изотопные параметры элемента X в компонентах A и B. Расчет смешения разных пропорций модельных плагиогранита и гранита при плавлении метабазита и метапелита был сделан по уравнению бинарного смешения: $C_0 = C_{\text{a}}f_{\text{a}} + C_{\text{b}}*(1-f_{\text{a}})$, где C_{a} и C_{b} – содержание компонентов в исходных субстратах, f_{a} – количество компонента «а» в смеси, а C_0 – искомое содержание компонента в смеси. Для плагиогранитов и андезиновых гранитов установлены следующие параметры смешения модельных расплавов: плагиогранит (85 %) + гранит (15 %), для олигоклазовых гранитов – 50 % + 50 %.

Гранитоиды прииртышского комплекса (C_1) сформировались синхронно с заложением ИСЗ и с высокоградиентным метаморфизмом НТ/LP-типа амфиболитовой фации в высокометаморфизованных литонах. В региональном плане это соответствовало заключительному эпизоду субдукционного вулканизма в Рудном Алтае и непосредственно предшествовало коллизии Сибирского и Казахстанского континентов. Анализ геологической ситуации [9] заставляет полагать, что «прииртышские» плагиограниты соответствуют «аккреционному» типу магматизма континентальных окраин, который определяется характером плавящегося субстрата. В состав комплекса входят породы различных петрогеохимических серий (низкоглиноземистые плагиограниты андезитового ряда и известково-щелочные граниты), обладающие близкими содержаниями RE- и HFS-элементов, но различающиеся по концентрациям LIL-элементов, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $\delta^{18}\text{O}$. Формирование гранитоидов происходило за счет малоглубинного ($P < 10$ кбар) плавления гетерогенного корового субстрата (метапелиты верхней коры и метабазиты океанического основания метаморфизованных геоблоков). Различия вещественного состава и изотопных харак-

теристик гранитоидов обусловлены смешением в разных пропорциях гранитоидных магм – производных метапелитового и метабазитового источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00853) и Президиума СО РАН (ИП № 13).

- [1] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.
- [2] *Владимиров В.Г.* Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма: Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 731. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 24–39.
- [3] *Хорева Б.Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 204 с.
- [4] *Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л.* Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 39–68.
- [5] *Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др.* Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской хоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. – 2008. – № 4. – С. 432–437.
- [6] *Rapp R.P., Watson E.B.* Partial melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. – 1995. – V. 36. – P. 891–931.
- [7] *Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A. et al.* Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brazil // J. Petrol. – 2002. – V. 43, № 8. – P. 1595–1616.
- [8] *Skjerlie K.P., Patino Douce A.E.* Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar: effect of diffusion of major components on phase relations and melt fraction // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – 122. – P. 62–78.
- [9] *Крылов К.А., Лучицкая М.В.* Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки и Аляски // Геотектоника. – 1999. – № 5. – С. 35–51.

ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КУРАЙСКОГО БЛОКА В РАННЕМ–СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Я.В. Куйбида, В.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, А.В. Травин

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

Курайский блок метаморфических и магматических пород палеозойского возраста расположен в пределах Курайско-Телецкой зоны разломов, разделяющей геологические структуры Горного Алтая и Западного Саяна.

Курайско-Телецкая зона разломов характеризуется длительной геологической историей развития. В данной работе на основе структурно-кинематических, петрологических и геохронологических исследований образований Курайского блока, а также опубликованных материалов [1–5] приводятся новые данные по эволюции тектонической зоны.

Выходы горных пород, относящиеся к Курайскому блоку, образуют линейную дугообразно изогнутую на юго-запад зону длиной 60–65 км. При максимальной ширине 8–10 км она протягивается в северо-западном направлении от водораздела рек Нижний и Верхний Ильдугем до р. Башкаус (Тонгулакский хребет и северный склон Курайского хребта, район пос. Усть-Улаган).

Наиболее детальные исследования геологических образований Курайского блока были выполнены А.И. Родыгиным в 1968 г. [1]. На основе изучения опорных геологических разрезов и картирования полигонов он разделил метаморфическую толщу Курайского блока на три свиты: тонгулакскую, ильдугемскую и корумбы-айринскую. Поскольку прямые стратиграфические данные отсутствовали, то подразделение на свиты было принято условно и опиралось большей частью на литологические характеристики пород.

По результатам структурно-кинематических, петрологических и геохронологических исследований ниже кратко охарактеризованы основные этапы деформаций, сопряженных с метаморфизмом пород и проявлением кислого и среднего магматизма Курайского блока.

Ранние этапы вязко-пластичных деформаций, сопряженного с ними метаморфизма пород и гранитообразования зафиксированы в пределах курайского метаморфического комплекса в осевой части Тонгулакского хребта (район р. Куркурек). Данный этап характеризуется левосдвиговой кинематикой тектонических движений субмеридионального простирания, сопровождающихся синкинематическим внедрением гранитоидов, формирующих куполообразные и валлообразные тела среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов ильдугемской свиты.

Граниты характеризуются полосчатыми текстурами, совпадающими по характеру и ориентировке с текстурами гнейсов и кристаллических сланцев. В отдельных участках граниты приобретают слабопорфировидную структуру и становятся более однородными. На синдвиговую природу гранитоидов указывают порфиروبласты и порфирокласты полевого шпата, ориентированные вдоль поверхностей скалывания с образованием структур типа «mantle», формирующихся при вращении порфировидных выделений и деформировании кварц-полевошпатовых прослоев.

Становление гранитов сопровождалось метаморфизмом вмещающих пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T=650\text{--}670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=4,5\text{--}5,5\text{ кбар}$). Структурно-кинематическими исследованиями в обрамлении гранитогнейсовых куполов установлено интенсивное вязко- и хрупкопластичное течение вещества в условиях левого сдвига, фиксируемое по S/C тектонитам, структурам «shear band», «mica fish» и другим кинематическим индикаторам.

Для гранитов, слагающих купола и валы, U-Pb изотопным методом по цирконам определен ордовикский возраст ($444\pm 17\text{ млн лет}$) [4]. Валлообразные и куполообразные выходы гранито-гнейсов, деформированных в условиях левого сдвига, наблюдаются также в верховьях левых притоков р. Курайка и р. Нижний Ильдугем. Ранний этап тектонических деформаций и гранитообразования отвечает времени заложения Курайско-Телецкой сдвиговой зоны.

Поздние «отголоски» этого этапа проявлены в породах ильдугемской свиты в центральной

части Курайского выступа в районе р. Курайка. По монофракции роговой обманки из биотит-роговообманковых гнейсов методом ступенчатого отжига получены Ar/Ar изотопные оценки возраста ($424,7 \pm 4,3$ млн лет). Здесь также отмечено синкинематическое внедрение гранитоидов в породы ильдугемской свиты.

Признаки второго этапа деформаций наблюдаются в юго-восточной части Курайского выступа, в районе р. Нижний Ильдугем. Этот этап сопровождался внедрением мелких синтетектонических интрузий диоритов ($381,3 \pm 2,7$ млн лет, $K-Ar$ и $Ar-Ar$ методы по амфиболу и биотиту). Полученные временные оценки совпадают (в пределах аналитической ошибки) с возрастом формирования Кубадринского (междуречье р. Левая Кубадру и р. Чибитка) и Алтынтаусского (район Телецкого озера) массивов, становление которых также происходило в обстановках интенсивных левосторонних сдвиговых движений. Основной объем Кубадринского массива представлен порфириновидными биотитовыми гранодиоритами и гранитами, для которых определен возраст $373,3 \pm 6,6$ млн лет ($U-Pb$ метод по циркону) [5]. Синсдвиговое становление Алтынтаусского массива на севере Курайско-Телецкой сдвиговой зоны, представленного биотитовыми и двуслюдяными гранитоидами, сопровождалось метаморфизмом вмещающих толщ ($T=600-650$ °C и $P=3-4$ кбар) [3]. Возраст этого массива – $377,8 \pm 3,5$ млн лет ($Ar-Ar$ метод по мусковиту) [3].

Третий этап деформаций фиксируется в биотит-кордиеритовых сланцах корумбы-айринской свиты и биотитовых гнейсах ильдугемской свиты юго-восточной части Курайского выступа, в среднем течении р. Нижний Ильдугем. Данный этап характеризуется субширотным простираем сдвиговых деформаций и синхронным минералообразованием (слюды, кордиерит). По всей видимости, он не так продолжителен, как первый этап. В крупноузловатых кордиеритовых сланцах корумбы-айринской свиты отмечены «mantles» – структуры вокруг кордиеритовых стяжений. Структуры снежного кома, представленные включениями слюд и кварца в порфиробластах кордиерита, указывают на синкинематический рост кордиерита. В породах данного участка фиксируется правосдвиговая кинематика движений, резко отличная от более древних деформаций. Возраст термальных событий, отвечающих этому этапу, составляет $360,8 \pm 3,8$ млн лет ($Ar-Ar$ метод по биотиту). Аналогичные деформации с возрастом $359,9 \pm 4,1$ млн лет ($Ar-Ar$ метод по биотиту) наблюдаются и в биотитовых гнейсах ильдугемской свиты.

Четвертый этап деформаций приходится на период $348,3 \pm 3,9$ млн лет ($Ar-Ar$ метод по биотиту из гранат-биотитовых гнейсов ильдугемской свиты) и является, по-видимому, самым поздним этапом вязко-пластичных деформаций, с которым связано заложение системы поздних разломов и внедрение мелких интрузий гранат-турмалиновых гранит-лейкогранитов.

Таким образом, проведенные исследования и анализ опубликованных материалов позволили прийти к выводу, что становление Курайского блока было длительным и многоэтапным. На начальной стадии (с середины ордовика до конца девона) Курайский блок, по-видимому, являлся частью крупнейшей сдвиговой зоны, которая прослеживалась (в современных координатах) от Курайского выступа до Телецкого озера и далее на север. Для этого времени характерны высокотемпературные левосдвиговые деформации, синкинематический магматизм кислого и среднего состава. Впоследствии (в раннекаменноугольное время) тектонические деформации были сосредоточены в основном в восточной части Курайского блока и характеризовались правосдвиговой и сдвиго-сбросовой кинематикой, наложенным метаморфизмом умеренных температур и давлений (эпидот-амфиболитовая фация).

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», ИП СО РАН № 13), проекта РФФИ № 08-05-00733.

- [1] Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). – Томск: Изд-во ТГУ, 1968. – 238 с.
- [2] Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1978. – 231 с.
- [3] Смирнова Л.В. Структурно-кинематическая и метаморфическая эволюция Телецко-Башкаусской зоны сдвига в Телецком регионе (Горный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 21 с.
- [4] Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Савиных Я.В., Шокальский С.П., Гусев

Н.И. Гранитоидные батолиты и сдвиговые деформации зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конф., посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, 1–4 октября 2002 г. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 61–63.

- [5] *Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Савиных Я.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Киреев А.Д.* Кубадринский гранитоидный батолит (Горный Алтай): геодинамическая позиция, внутреннее строение, U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 6. – С. 680–694.

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВИШНЯКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

*А.М. Ларин**, *Е.Б. Сальникова**, *А.Б. Котов**, *С.С. Яковлева**,
*И.В. Анисимова**, *В.В. Рябцев***, *А.В. Ткачев****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, larin7250@mail.ru

**Москва, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, vims@df.ru

***Москва, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, tkachev@sgm.ru

В общем мировом балансе минерально-сырьевых ресурсов исключительную роль играет небольшое число уникальных по запасам месторождений, что определяет необходимость их комплексного изучения с целью разработки критериев их прогнозирования и оценки перспектив конкретных территорий. Гранитные пегматиты являются главным источником редких металлов и особенно важным источником Та и Li. При этом наиболее продуктивны пегматиты архейского и протерозойского возраста. Среди них известны такие крупнейшие месторождения, как Бикита (Зимбабве), Тэнко (Канада), Воджина и Гринбушес (Австралия). В России к категории крупных и очень крупных месторождений редкометалльных пегматитов относятся докембрийские месторождения Восточно-Саянского пегматитового пояса (Вишняковское, Гольцовое и Елашское) и Колмозерское месторождение Кольского полуострова.

Наиболее важными проблемами изучения редкометалльных пегматитов является оценка тектонического положения пегматитовых полей и определение характера связей пегматитов с ассоциирующими гранитами. Поля архейских редкометалльных пегматитов обычно приурочены к зеленокаменным поясам, а постархейских – к коллизионным зонам и палеорифтовым структурам [1, 2]. Как правило, они располагаются во внешних частях зональных пегматитовых полей, окружающих плутоны посттектонических высокоглиноземистых гранитов [1]. Однако характер связей между пегматитами и ассоциирующими гранитами далеко не всегда определяется однозначно.

Решение этих проблем невозможно без геохронологических исследований пегматитов и потенциально рудоносных гранитов. В качестве объекта для такого рода исследований нами выбраны пегматиты крупного Вишняковского редкометалльного (Та, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Sn) месторождения, расположенного в северо-западной части Восточно-Саянского пегматитового пояса, протягивающегося более чем на 500 км вдоль юго-западного обрамления Сибирской платформы. Оно локализовано в пределах палеопротерозойского Елашского грабена вблизи юго-западного контакта Елашско-Тенишетского массива гранитов саянского комплекса и относится к комплексному геохимическому типу петалитовой подформации редкометалльной формации пегматитов [3]. Пегматитовые жилы залегают в ортоамфиболитах и характеризуются пологим залеганием. Они образуют жильные серии, отдельные тела в которых имеют протяженность до 2 км при мощности до 12 м. Главные рудные минералы пегматитов представлены сподуменом, петалитом, монтебразитом, эвкрипитом, лепидолитом, касситеритом, иксиолитом, воджинитом, колумбитом, манганотанталитом, микролитом, ринерсонитом и бериллом. По данным [3], родоначальные для пегматитов расплавы имели очень высокую степень дифференцированности.

Елашско-Тенишетский массив сложен гранитоидами двух интрузивных фаз. Первая фаза представлена биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, вторая – биотитовыми и двуслюдяными гранитами, биотит-, мусковит- и турмалинсодержащими лейкогранитами, пегматоидными гранитами, пегматитовыми и аплитовыми жилами. Геохимические характеристики этих гранитов сближают их с постколлизионными гранитами S-типа. Возраст гранитов саянского комплекса находится в интервале 1869 ± 6 – 1855 ± 5 млн лет (U-Pb метод по циркону, [4]). Для пегматитов Вишняковского месторождения и ассоциирующих с ними метасоматитов опубликованы оценки возраста соответственно 1490 и 1480 млн лет (Rb-Sr метод, [5]). Столь значи-

тельная разница в возрасте потенциально рудоносных гранитов и редкометалльных пегматитов привела к выводу об отсутствии «материнских» гранитов для пегматитов этого месторождения и их формировании в результате самостоятельного импульса «зрелой» пегматитовой магмы, образованной в результате длительных процессов преобразования гранитных расплавов в глубинных очагах под воздействием мантийных и/или нижнекоровых флюидов [3].

С учетом того, что Вишняковское пегматитовое поле находится в зоне влияния долгоживущего Саянского разлома, Rb-Sr система пегматитов могла быть неоднократно нарушена. В частности, на это указывает значительный разброс оценок Rb-Sr возраста редкометалльных пегматитов (1730–1480 млн лет) из различных месторождений Восточно-Саянского пегматитового пояса [6]. В связи этим нами были проведены U-Pb геохронологические исследования главного рудного минерала пегматитов Вишняковского месторождения – танталита, для которого получена оценка возраста около 1800 млн лет. Как мы видим, возраст оруденения моложе возраста гранитов саянского комплекса. В то же время геохимические данные, присутствие в гранитах шпировых пегматитов с минералами, аналогичными таковым продуктивных жил редкометалльных пегматитов, а также зональность пегматитовых полей указывают на возможность их парагенетической связи [7]. Следует отметить, что возрастным разрыв (до 30–40 млн лет) нередко фиксируется между становлением рудоносных гранитов и формированием редкометалльного оруденения других типов [8, 9].

Тектоническое положение гранитов саянского комплекса и редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения определяется их принадлежностью к постколлизийному Южно-Сибирскому магматическому поясу (1,88–1,84 млрд лет), протягивающемуся по юго-западному обрамлению Сибирской платформы более чем на 2500 км от Енисейского кряжа до Алданского щита. Формирование этого магматического пояса связано с причленением к Сибирскому кратону (начиная с ~1,9 млрд лет) серии микроплит, континентальных блоков и островных дуг, что и привело к его окончательной стабилизации на рубеже ~1,8 млрд лет и вхождению в суперконтинент Нена [10].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 09-05-12053-офи_м), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и «Природные изотопные системы: методы исследования, закономерности изменения, применение к изучению источников, условий и времени протекания геологических процессов».

- [1] Cerny P. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum // Lanthanides, tantalum and niobium / Eds. P. Moller, P. Cerny, F. Saupe. – Berlin: Springer-Verlag, 1989. – P. 274–302.
- [2] Алтухов Е.Н. Редкометалльные провинции России: тектонические аспекты типизации. – М.: ИМГРЭ, 1997.
- [3] Макагон В.М., Загорский В.Е., Еремин Г.М. Вишняковское редкометалльное месторождение: геологическое положение, минералого-геохимические и генетические особенности // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 2005. Т. 2. – С. 23–26.
- [4] Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б. и др. Возраст и геохимические особенности посткинematических гранитоидов юга Сибири // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб., 2003. – С. 278–281.
- [5] Макагон В.М., Лепин В.М., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения // Геология и геофизика. – 2000. – № 12. – С. 1783–1789.
- [6] Makagon V.M., Zagorsky V.Ye. Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plume. – Vladivostok, 2002. – P. 253–260.
- [7] Брынец В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. – Новосибирск: Наука, 1994. – 184 с.
- [8] Крымский Р.Ш. Возраст и источники рудного вещества олово-вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алиня на основании Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных: Автореф дис. ... канд. геол.-мин. наук. – СПб.: ЦОП СПГУ, 1997. – 26 с.
- [9] Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 6. – С. 15–33.
- [10] Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17, № 3. – С. 3–28.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МИКРОКОНТИНЕНТОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

*Н.М. Левашова**, *А.С. Гибшер***, *Дж. Дж. Меерт****

*Москва, Геологический институт РАН; namile2007@rambler.ru

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

***Гейнсвилл, США, Университет Флориды; jmeert@ufl.edu

Модели тектонической эволюции Урало-Монгольского подвижного пояса (УМП) сложны и противоречивы. Наиболее туманными остаются представления о ранних – позднерифейском и венд-кембрийском – этапах развития УМП. Венд-кембрийские реконструкции тектонической эволюции УМП очень сильно зависят от взглядов на тектоническую эволюцию многочисленных сиалических массивов с докембрийским основанием, включенных в структуру Тянь-Шаня, Казахстана, Алтая и Монголии. Сейчас представления о происхождении микроконтинентов базируются главным образом на литостратиграфическом сходстве их венд-кембрийских разрезов с разновозрастными разрезами Таримской, Южно-Китайской и Сибирской платформ. Получение новых палеомагнитных и геохронологических данных по микроконтинентам с докембрийским основанием могло бы изменить сложившуюся ситуацию. Однако достоверные палеомагнитные результаты имеются пока только для Байдарикского блока Центральной Монголии и Малого Каратау в Казахстане.

Изучение верхнерифейских бимодальных вулканитов (дзабханская свита) Байдарикского микроконтинента показало, что вулканиты имеют возраст 770–805 млн лет (U/Pb, по цирконам) и что в это время Байдарикский блок находился на широте $47^{\circ}\pm 14^{\circ}$. В Казахстане нам удалось получить надежные палеомагнитные и изотопные определения по верхнерифейским кислым туфам курганской свиты. Эти породы имеют возраст около 766 млн лет (U/Pb, по цирконам), и в это время Малокаратаусский блок находился на широте $34,2^{\circ}\pm 5,3^{\circ}$.

На сегодняшний день общепризнанными считаются представления о том, что суперконтинент Родиния возник 1300–1100 млн лет назад и что 800–700 млн лет назад он распался на части. Возраст изученных на Байдарикском и Малокаратаусском блоках пород приблизительно соответствует началу распада Родинии. Мы сравнили палеошироты Байдарикского и Малокаратаусского блоков с положением основных кратонов в интервале времени 850–750 млн лет. Выяснилось, что микроконтиненты могли принадлежать к одной из «Северо-Родинийских» плит – Индии, Австралии, Тариму, Северному или Южному Китаю.

Дополнительным параметром, который может помочь сократить список возможных «материнских» плит, является наличие магматических комплексов, разновозрастных с дзабханской свитой Байдарикского микроконтинента. В Северном Китае магматических пород с возрастом 1100–700 млн лет не описано [1], а в Австралии магматические породы с возрастом 800–750 млн лет редки и распространены локально [2]. Таким образом, перед распадом Родинии микроконтиненты могли принадлежать к Тариму, Южному Китаю или Индии, а их австралийское происхождение значительно менее вероятно.

К сожалению, мы ничего не знаем о том, когда эти микроконтиненты отделились от «материнской» плиты, и можем только гадать, как они перемещались в интервале времени 750–550 млн лет.

В разрезах большинства микроконтинентов выше верхнерифейских комплексов наблюдается перерыв длительностью до 200 млн лет, то есть до начала формирования венд-нижнепалеозойского осадочного чехла. Наличие такого перерыва почти на всех блоках говорит о том, что они находились в одинаковых условиях и, возможно, все вместе. Кроме того, длительный перерыв, вероятно, означает длительное нахождение выше уровня моря, что более правдоподобно для крупного сиалического массива, а не для множества мелких островов. Можно предположить, что в довендское время микроконтиненты УМП либо еще не отделились от «материнской» плиты, либо принадлежали к одному–двум крупным массивам.

В венде перерыв заканчивается и на большинстве микроконтинентов УМП начинает накапливаться терригенно-карбонатный чехол. В большинстве разрезов чехла описан один уровень гляциальных диамиктитов или более, а также залежи фосфоритов. Палеомагнитные данные по основным кратонам, единственный палеомагнитный результат по венд-кембрийским осадкам микроконтинентов УМП (Kravchinsky et al., 2001), а также широкое распространение карбонатов говорят о том, что в конце венда – начале кембрия юг Сибирской платформы, Тарим, Южный Китай и микроконтиненты УМП находились в приэкваториальных широтах, в сходных климатических и палеогеографических условиях теплого и достаточно мелководного морского бассейна. Можно предположить, что такой бассейн с архипелагом континентальных блоков и островных дуг существовал в это время недалеко от Сибирской платформы.

С.В. Руженцев и В.В. Бурашников [3] описали венд-раннекембрийские островодужные комплексы в Озерной зоне Западной Монголии и предположили, что эту же островодужную систему можно проследить до юго-востока Тувы. В Казахстане также известен ряд островных дуг раннего кембрия [4]. В разрезах терригенно-карбонатного чехла на микроконтинентах отсутствуют примеси туфогенного материала, так что, вероятно, островные дуги располагались достаточно далеко от сиалических массивов и окраин кратонов.

Интересно также, что и Монгольский, и Казахстанский массивы были отделены от Сибири и других крупных кратонных блоков достаточно широкими морскими бассейнами. Об этом говорят литологические и геохимические исследования терригенных пород из венд-кембрийских чехольных комплексов Тувино-Монгольского массива и Актау-Моинтинского микроконтинента [5; Е.Ф. Летникова, устное сообщение].

- [1] Lu S., Zhao G., Wang H., Hao G. Precambrian basement and sedimentary cover of the North China craton: a review // *Precambrian research*. – 2008. – V. 160. – P. 77–93.
- [2] Veevers J.J. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating // *Earth-Sci. Rev.* – 2004. – V. 68. – P. 1–132.
- [3] Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // *Геотектоника*. – 1995. – № 5. – С. 25–40.
- [4] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойд Казахстана // *Геотектоника*. – 2007. – Т. 41, № 1. – С. 63–86.
- [5] Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л. Геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики неопротерозойских терригенных пород Тувино-Монгольского массива // *ДАН*. – 2008. – Т. 418, № 1. – С. 155–160.

СВЯТОНОСИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА – ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ

*В.И. Левицкий**, *И.В. Левицкий**, *А.Б. Котов***, *Е.В. Скляров****

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

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

***Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Святоноситы – андрадитовые сиениты – открыты в 1913 г. П. Есколя [7] на п-ве Святой Нос (оз. Байкал). В мире известно не более 50 мест их нахождения. Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) – крупнейшая в мире провинция развития святоноситов, в пределах которой известно 15 массивов [4]. Они наблюдаются как в пространственной связи с магматитами – габброидами (Бурутуйский и Лево-Безымянский массивы, Юго-Западное Прибайкалье; Верхнекаменский, Гутарский, Малоянгозинский, Сосновский массивы, Восточные Саяны), нефелиновыми сиенитами (Бамбуйский, Сыннырский массивы, Северо-Восточное Прибайкалье; Ботогольский и Белозиминский массивы, Юго-Восточное Присаянье), гранитоидами (Конкудеро-Мамаканский, Северное Прибайкалье), чарнокитоидами (Мало-Быстринский, Юго-Западное Прибайкалье), так и в отдельных изолированных телах вне пространственных связей с магматитами в кальцитовых мраморах (Марковский и Эскольский массивы, п-ов Святой Нос, Восточное Прибайкалье; Слюдянский массив, Юго-Западное Прибайкалье) [4]. Нами святоноситы открыты в обрамлении известного своей уникальной минерализацией Тажеранского массива [1].

Тажеранский массив щелочных и нефелиновых сиенитов расположен на берегу оз. Байкал в районе мыса Улан-Нур. В строении массива принимают участие щелочные и нефелиновые сиениты, в которых отмечаются блоки доломитовых и кальцитовых мраморов, кристаллические сланцы, по которым развиты уникальные магнезиальные, щелочно-магнезиальные, известковые и алюмосиликатные метасоматиты [1]. Святоноситы обнаружены в его северо-восточной части, где фиксируются многочисленные включения мраморов и алюмосиликатных пород среди сиенитов и нефелиновых сиенитов, образуя тела субпластовой формы мощностью до 25 м и протяженностью до 250 м. Это средне- и крупнозернистые породы с такситовой и участками массивной текстурой с гломеробластовой, гранобластовой, гетерогранобластовой структурами. Доминируют лейкократовые разности с мезократовыми и меланократовыми включениями, сложенные пироксеном и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Святоноситы образуют четкие взаимоотношения с вмещающими породами и ассоциируют с нефелиновыми сиенитами. Контакты между нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами главных фаций массива с изученными эндоконтактовыми сиенитами и святоноситами постепенные, нерезкие и представляют собой единую зону взаимодействия между вмещающей крайне гетерогенной карбонатно-силикатной рамой и щелочными сиенитами. Именно они рассматривались как главная интрузивная фация, а нефелиновые сиениты – эндоконтактовая, возникшая в результате диффузионно-инфильтрационного взаимодействия щелочной магмы с мраморами [1]. В случае присутствия нефелина в святоноситах корректным является использование термина нефелиновые святоноситы [4]. Именно эти разновидности доминируют на Тажеранском массиве, но в целом среди святоноситов они редки и известны только в Бамбуйском [5] и Сыннырском массивах [3]. Святоноситы состоят из эгирина (3–7 % объема породы, $f=80-84$, $Al=0,126-0,170$ ф. ед., $Na=0,33-35,00$ ф. ед., $Fe^{3+}=0,40-0,47$ ф. ед.), щелочного амфибола (2–10 %, $f=91-92$, $Al=2,60-2,77$ ф. ед., $Na=0,97-1,05$ ф. ед., $K=0,53-0,56$ ф. ед., $Ti=0,15-0,19$ ф. ед.), раннего олигоклаза (30–35 % объема породы, $N=22-26$), андрадита (2–15 % объема породы; $f=91$; Андр-66, Гросс-23, Шорл-3, Алм-5, Спесс-3), микроклина (30–35 % объема породы), нефелина (8–15 % объема породы, 19–21 % кальсилитового минала, $Ca=1,17-1,20$ ф. ед.) калиевого полевого шпата (30–38 % объема породы), позднего альбита (7–8 % объема породы, $N=6-7$).

Состав гранатов Тажеранского массива полностью идентичен составу гранатов других массивов ЦАСП: Святоносского (Андр=59–70, Гросс=14–28), Мало-Быстринского (Андр=58–71, Гросс=13–40), Бамбуйского (Андр=42–75, Гросс=15–38). Минералы святоноситов, как и минералы карбонатитов, обогащены титаном, что проявляется, прежде всего, в появлении в гранате шерломитового минала. Макроскопически и в шлифах святоноситы и нефелиновые сиениты подобны. Все их отличие состоит только в присутствии граната.

Щелочные сиениты и нефелиновые сиениты центральных частей Тажеранского массива по своим петрогеохимическим характеристикам отличаются от нефелиновых святоноситов и нефелиновых сиенитов контактовых фаций повышенными содержаниями SiO₂, TiO₂, MgO, P₂O₅, Mo, Y, Zn, Pb, V, Co и пониженными – Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Rb, Cr (таблица, выб. 1–4).

Нефелиновые святоноситы и нефелиновые сиениты из эндоконтактных фаций имеют удивительно близкие содержания всех петрогенных и большинства редких (Rb, В, F, Мо, La, Се, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Pb, Cu, Cr, V, Ni, Co) элементов (таблица, выб. 3–4). Существенные различия отмечаются только для Ва и Sr (таблица, выб. 3–4). Геологические наблюдения – постепенные переходы между нефелиновыми сиенитами и нефелиновыми святоноситами, а также их петрохимические характеристики – повышенные содержания привносимых магмой литофильных (К, Na, Се, Nd, Y, Rb, Ва, Sr, Zr) и элементов вмещающей рамы (Ti, Fe, Са,) – свидетельствуют об их формировании по механизму инфильтрационно-диффузионного магматического взаимодействия, предложенного ранее [2, 4]. Кроме того, эндоконтактные нефелиновые сиениты и

Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав святоноситов и связанных с ними пород Тажеранского и других массивов Прибайкалья

№ п	1	2	3(4)	4(3)	5(18)	6 (12)	7(27)	8(11)	9(3)	10(6)
SiO ₂	57,64	58,45	54,49	53,56	57,26	58,14	59,08	62,16	58,19	57,92
TiO ₂	1,40	1,08	0,36	0,43	0,67	0,41	0,74	0,63	0,64	0,31
Al ₂ O ₃	17,92	21,10	21,89	22,42	17,60	18,46	14,73	16,79	14,97	19,25
Fe ₂ O ₃	5,90	4,73	5,71	5,64	5,43	6,31	5,72	4,78	6,66	4,49
MnO	0,15	0,11	0,16	0,14	0,15	0,19	0,11	0,12	0,14	0,15
MgO	1,05	0,31	0,23	0,24	0,84	0,83	0,62	0,56	0,37	0,60
CaO	3,69	1,79	2,88	2,86	6,29	5,63	8,06	3,17	10,17	3,03
P ₂ O ₅	0,36	0,09	0,07	0,07	0,28	0,11	0,13	0,15	0,22	0,10
K ₂ O	5,12	5,35	6,16	6,30	4,87	3,57	5,08	6,16	4,23	6,43
Na ₂ O	5,43	6,52	7,31	7,45	4,52	5,24	3,97	4,99	3,84	6,32
Rb	37	42	66	62	58	42	86	106	90	156
Ba	1728	810	1963	1400	9709	5033	2263	2262	2434	492
Sr	529	309	580	418	6874	4050	731	481	1211	646
B	26	7	3	5	17	23	12	11	32	6
F	270	50	70	50	625	610	828	698	50	1300
Mo	7,7	8,6	2,4	2,2	1,0	1,2	1,2	1,6	1,1	1,8
La	54	22	24	21	91	95	42	51	18	148
Се	117	40	13	12	147	133	66	93	41	421
Nd	64	15	7	7	85	64	38	53	25	52
Yb	3	1	2	2	5	3	19	7	11	2
Y	33	10	10	10	44	30	115	60	81	11
Zr	157	84	123	125	126	168	163	217	242	297
Zn	53	47	34	32	65	201	73	71	37	62
Pb	15	9	4	4	22	31	13	14	9	19
Cu	6	3	8	13	9	12	4	8	12	5
Cr	3	2	35	34	13	25	10	9	3	3
V	43	9	6	5	80	90	54	37	118	15
Ni	5	3	4	5	8	14	9	8	11	3
Co	10	6	3	3	8	7	8	4	15	2
Sc	2	3	2	2	4	6	13	9	4	1

Примечание. Массивы – Тажеранский (1–4); Святоносский (5–6); Мало-Быстринский (7–8); Буртугуйский (9); Бамбуйский (10). 1, 6, 8 – щелочные сиениты; 2, 4 – нефелиновые сиениты; 3, 10 – нефелиновые святоноситы; 5, 7, 9 – святоноситы.

нефелиновые святоноситы (таблица, выб. 3, 4) существенно отличаются от сиенитов главных фаций центральных частей массива (таблица, выб. 1, 2). Последние имеют большие содержания SiO_2 , TiO_2 , Mo , Ce , Nd , Y , Zn , Pb , меньшие Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , Na_2O , Rb , Ba , Sr , Yb , Zr , Cu , Cr (таблица, выб. 1–4). Диффузионный характер формирования святоноситов подтверждается и значительными вариациями состава породообразующих минералов.

Святоноситам и ассоциирующим с ними сиенитам Тажеранского массива, как и подобным породам других массивов ЦАСП [4], присуще: отсутствие связи с определенным типом магматитов; приуроченность к высококальциевым средам – мраморам, габброидам, контактам разнородных сред; смена ранних, явно метасоматических меланократовых гранатсодержащих ассоциаций более поздними мезолитовыми и далее лейкократовыми магматическими породами с гранатом, пироксенами, плагиоклазом, калиевыми полевыми шпатами; совместное присутствие со святоноситами безгранатовых пироксеновых (или амфиболовых) сиенитов (\pm нефелин).

По химическому составу святоноситы и ассоциирующие с ними нефелиновые сиениты Тажеранского массива отличаются от святоноситов и сиенитов других массивов ЦАСП более низкими концентрациями SiO_2 , TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , Ba , Sr , F , B , La , Ce , Nd , Y , Zr , Zn , Pb , V и высокими Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Cr (таблица, выб. 1–10). По ряду петрогеохимических характеристик – близкие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , пониженные Ba , Sr , B , повышенные Na_2O (таблица, выб. 3, 10) – нефелиновые святоноситы Тажеранского массива близки к нефелиновым святоноситам Бамбуйского массива (Северное Прибайкалье). Обычно в святоноситах ЦАСП калий преобладает над натрием, но в нефелиновых святоноситах и сиенитах Тажеранского массива натрий преобладает над калием [4]. Наблюдаемые различия в содержаниях петрогенных и редких элементов обусловлены региональной геохимической спецификой и особенностями механизма взаимодействия различных магматических пород массива с вмещающей рамой. Общей геохимической особенностью святоноситов являются высокие содержания TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr , Zr , REE и низкие Rb , Pb по сравнению с кларками земной коры и кислых пород, а такая редкоэлементная специфика присуща образованиям, генетически связанным с мантийными источниками, – карбонатитам, лампроитам, щелочным магматитам [4]. По характеру распределения редких элементов в святоноситах и сиенитах Тажеранского массива устанавливается их сходство с внутриплитными образованиями.

Прямых определений возраста святоноситов нет, но он может быть оценен по уже имеющимся данным. Так, для щелочных биотит-амфиболовых сиенитов главных фаций U-Pb методом по цирконам был получен возраст 471 ± 5 млн лет (СКВО=1,1), который может быть принят за возраст кристаллизации расплава, родоначальных для щелочных сиенитов [6]. Для святоноситов Мало-Быстринского массива характерен такой же возрастной уровень [4]. Для пироксен-амфиболовых нефелиновых сиенитов для разных цветовых и морфологических разновидностей циркона U-Pb методом были получены значения 451 ± 1 млн лет и 464 ± 2 млн лет. Возраст формирования святоноситов, вероятно, отвечает рубежу 451–464 млн лет и, по-видимому, соответствует длительности кристаллизации расплава в магматическом резервуаре [6].

Результаты изучения святоноситов и сиенитов Тажеранского массива подтверждают то, что святоноситы представляют собой устойчивый тип эндоконтактовых магматических пород с присущими только им минералого-петрологическими характеристиками и являются индикаторным петротипом для выявления механизма и условий взаимодействия корового и мантийного материала. Широкое распространение святоноситов в ЦАСП обусловлено именно этими причинами – с одной стороны, обилием здесь высококальциевого протолита, а с другой стороны, что четко проявлено в Тажеранском массиве, – развитием магматизма в широком возрастном интервале, связанного с мантийными источниками в постколлизийной и внутриплитной обстановках.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00563) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

[1] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 246 с.

[2] Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. Ч. 1. – М.: МГУ, 1976. – С. 269–287.

- [3] Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1968. – 219 с.
- [4] Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б. и др. Святоноситы Центрально-Азиатского складчатого пояса как индикаторный тип пород при взаимодействии мантийного и корового материала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 25–28.
- [5] Литвиновский Б.А. Новые данные об условиях формирования святоноситов (на примере гранатовых сиенитов Бамбуйской интрузии, Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. – 1973. – № 1. – С. 42–48.
- [6] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квази-карбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12 (в печати).
- [7] Escola P. On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. – Overs. Finska Vetensk. Soc, Forhandl. – 1921. – В. LXIII, AVD. A 1. – P. 1–101.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ – ИНДИКАТОРЫ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ В ЛИТОСФЕРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ

М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный, Д.С. Зыков

Москва, Геологический институт РАН, m_leonov@ginras.ru

В плейтктонических реконструкциях литосферные плиты рассматриваются в качестве монолитных структур, испытывающих значительные латеральные перемещения без существенных преобразований внутренней инфраструктуры. Геологические процессы на активных границах тектонических плит (зоны спрединга, субдукции, коллизии и др.) выражены наиболее ярко, и именно они привлекают внимание исследователей. Однако практика показывает, что формирование крупнейших месторождений многих полезных ископаемых (углеводородов, алмазов и др.) связано с плитным этапом развития геоструктур и с периодами внутриплитной активизации. Поэтому изучение внутриплитной геодинамики имеет фундаментальное значение для понимания закономерностей структурно-вещественной эволюции земной коры, а следовательно, и особенностей ее минерализации.

Имеется много данных, свидетельствующих о внутриплитной подвижности литосферных плит, в том числе с древней континентальной корой. Эти данные существенно корректируют постулаты плейтктоники, придавая ей характер тектоники объемного течения. В новой парадигме (объемная 3D подвижность плит) появились и практические наработки, связанные, в частности, с развитием представлений о формировании месторождений углеводородов в кристаллических комплексах в связи с их объемной деформацией [3].

Одним из следствий феномена внутриплитной 3D подвижности горных масс является возникновение разноранговых динамически сопряженных структурно-кинематических парагенезов, образующих закономерные структурные ансамбли. Последние, как правило, отражают упорядоченность общего тектонического течения и нередко выражены в форме крупномасштабных латеральных потоков – «горизонтальных протрузий» или «плито-потоков», образующих пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающие признаками объемного (3D) тектонического течения и латерального перемещения горных масс [3].

На основе анализа региональных примеров [1–3] выявлены признаки, свойственные этой категории геоструктур. (1) Специфический структурно-кинематический ансамбль, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение. В ансамбль входят парагенезы: сплющивания и нагнетания; осепродольного линейного течения; субгоризонтального течения и срывов; диссипативного сдвигового объемного течения; относительной декомпрессии и оттока горных масс. Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций, которые определяют внутреннюю делимость корового слоя. (2) Подковообразная форма и структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов-разделителей (детачментов) и ярко выраженная внутренняя субгоризонтальная структурно-метаморфическая расслоенность. (3) Наличие краевых зон вязкопластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы. (4) Внутренняя структура, отличающаяся от структуры соседствующих с протрузией тектонических элементов. (5) Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев зон гранулитового метаморфизма. (6) Субгоризонтальные тела магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению горных масс. (7) Гранитный магматизм, проявляющийся на поздних стадиях консолидации. (8) Субвертикальные и субгоризонтальные зоны тектоно-метаморфических меланжей. (9) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

Наиболее ярко структуры типа горизонтальных протрузий и плито-потоков проявлены в

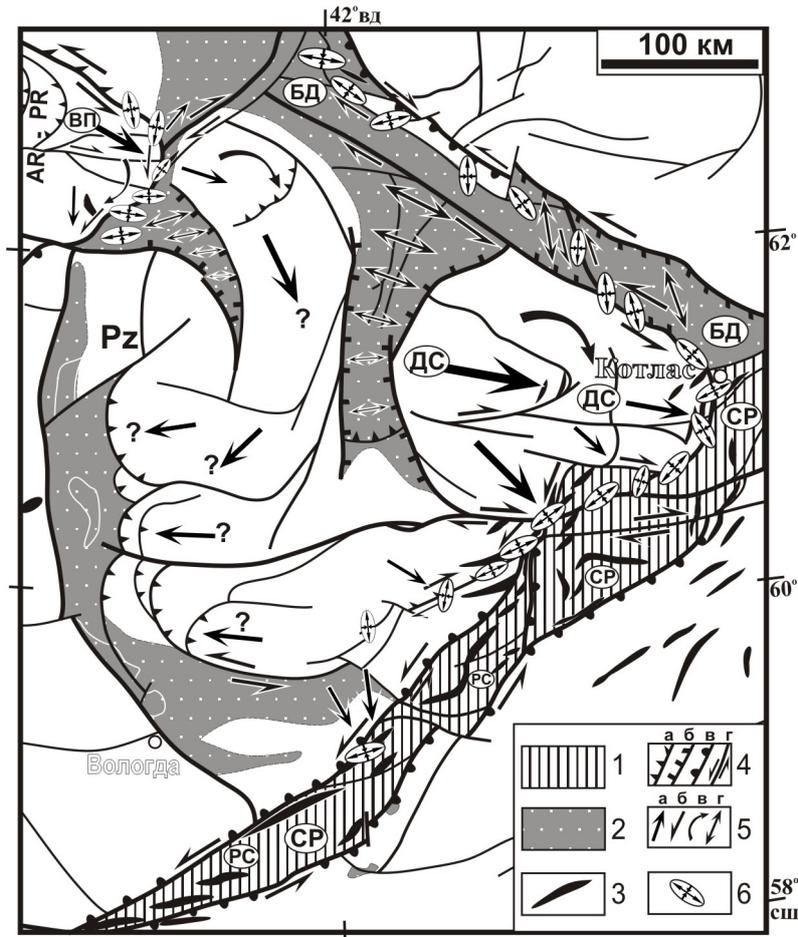


Рис. 1. Структурно-кинематическая схема киммерийско-альпийского этапа развития северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (материалы С.Ю. Колодяжного). 1–2 – зоны дислокаций: 1 – транспрессионные, 2 – транстенсионные; 3 – антиклинали и валы; 4 – дислокации: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – крутопадающие нарушения и флексуры, г – сдвиг; 5 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых, в – ротационных, г – раздвиговых (знак вопроса – предполагаемые перемещения); б – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации стадии ДЗ. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – Ветреного Пояса; РС – Рыбинско-Сухонский мегавал.

подвижных поясах и на щитах (пояс Лимпопо, Карельский массив, Сугутский блок, Колвицко-Умбинский блок Беломорского пояса и др.). Выделены они нами и в пределах океанской литосферы (Карибско-Антильский регион, дуга Скотия). Исследования последних лет показали, что фиксация горизонтальных тектонических потоков возможна также и в пределах плитных участков платформ. Подчеркнем основные закономерности структурно-тектонического проявления латеральных потоков северо-западной части Восточно-Европейской платформы (рис. 1). (1) «Сквозной» по отношению к системе «фундамент–чехол» характер развития. Тектонические нарушения, заложенные в фундаменте в конце палеопротерозоя, на платформенной стадии испытали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур. (2) Рисунок первого порядка определяется, прежде всего, зонами сдвиговых дислокаций (транстенсионная Беломорско-Двинская и транспрессионная Среднерусская зоны, которые образуют краевое обрамление Двинско-Сухонского плито-потока и, смыкаясь, образуют подковообразную в плане структуру. (3) Структуры первого и более высокого порядков образуют сопряженный ансамбль, структурно-кинематические индикаторы которого указывают на общее латеральное течение геомасс

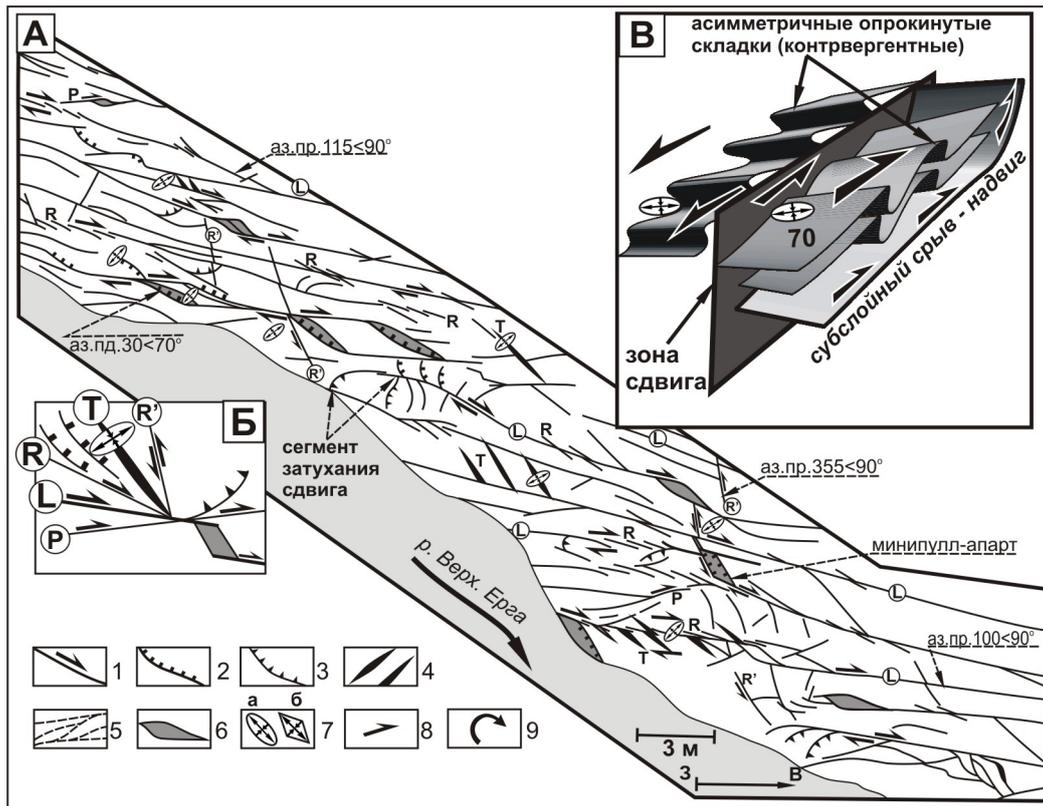


Рис. 2. Структурно-кинематические схемы сдвиговых зон (материалы С.Ю. Колодяжного). *A* – Зоны сдвиговых дислокаций (бассейн р. Сухона); *Б* – соотношения главных структур на схеме *A*; *В* – соотношение сдвиговых зон и структур субслоистого течения. 1–4 – трещины со сдвиговой (1), сбросовой (2), взбросо-надвиговой (3) и раздвиговой (4) кинематикой; 5 – зоны расщепления; 6 – зоны локального растяжения; 7 – ориентировка главных осей эллипсоидов деформации стадий D3 (а) и D4 (б); 8 – сдвиги смещений стадий D3 (а); 9 – направление вращения. L, C – главные сдвиги; R, P – вторичные синтетические сдвиги и сколы; R', X – вторичные антитетические сдвиги; T – структуры растяжения.

вдоль оси Двинско-Сухонского плито-потока. Перемещения фиксируются сдвиговыми смещениями в бортах плито-потока и локальными структурами латерального перемещения (уменьшенными клонами главного тектонического потока), образующими внутреннюю структуру типа «матрешки». Структуры высокого порядка сопряжены с зонами оттока (в тылу структур) и нагнетания (в их фронтальной части) горных масс, выраженных соответственно декомпрессионными и компрессионными парагенезами. Совокупность структур подчеркивает сложный характер перемещений внутри главного плито-потока, который представляет собой не монолитное тело – штамп, а мозаичную систему сегментов, характеризующихся существенными вариациями направления перемещений и режима деформаций, но в то же время образующих в целом динамически уравновешенный тектонический поток. (4) Выявленные в пределах Двинско-Сухонского плито-потока мезоструктурные парагенезы в породах чехла и фундамента представлены зонами диссипативного сдвига (вертикальная плоскость) и зонами субгоризонтального течения и субслоистого срыва (горизонтальная плоскость). Зоны сдвига и субгоризонтального течения образуют сопряженные системы, отражающие латеральное перемещение горных масс (рис. 2). (5) Выявленные в фундаменте и в чехле вариации структурного рисунка – фундаментальное свойство внутриплитных областей. В пределах Двинско-Сухонского плитопотока зоны обрамляющих поток сдвиговых дислокаций выражены в фундаменте гравитационными и магнитными аномалиями, соответствующими, вероятно, гранулитогнейсовым поясам. Корни этих зон отражены областями пониженных скоростей в основании коры. Фундамент в их пределах расчленен системой рифейских авлакогенов. (6) Отмечено малоконтрастное морфоструктурное расчленение рельефа, имеющего в целом платформенный облик. Тем не менее, совре-

менные депрессии, валы и поднятия образуют закономерные сочетания и хорошо вписываются в общую структуру тектонического потока.

Выделенные структурно-кинематические ансамбли отражают зафиксированную в структуре коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов.

Работа выполнена в соответствии с планами Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10, Программы Президиума РАН № 14, при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158).

- [1] Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. – 332 с.
- [2] Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 3–22.
- [3] Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.

ЭНЕРГОЕМКОСТЬ ПРИРОДНЫХ ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ И РОЛЬ ЭТОГО ФАКТОРА В ПРОЦЕССЕ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА

Ф.А. Летников

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

Роль эндогенных флюидных систем в формировании планеты Земля и слагающих ее геосфер и меньших по размерам структурно-вещественных комплексов является определяющей. Наряду с изучением вещественного состава флюидов, заключенных в минералах горных пород и руд, и далеко не совершенными попытками инструментальными методами определить их T и P в момент захвата растущим кристаллом, за пределами исследований зачастую остаются вопросы энергетического состояния эндогенных флюидных систем, их способности к свершению «работы» по преобразованию той породной матрицы, в которую они поступали из более глубинных источников.

Ряд принципиальных вопросов оценки термодинамических свойств глубинных флюидных систем рассматривался нами ранее [1, 2]. Прежде всего необходимо подчеркнуть одно очень важное обстоятельство. Анализ природных процессов взаимодействия между глубинными высокотемпературными и высокоэнергетическими флюидными системами основан прежде всего на разнице температур флюидной системы и вмещающей массы горных пород. Если эта разница мала, то и степень взаимодействия минимальна, при нарастании T -градиента в рассматриваемой системе флюид – порода интенсивность взаимодействия нарастает. Степень и характер влияния этого фактора на течение процессов минералообразования рассматривались нами ранее [3].

Отметим фрагментарно ряд важных моментов, оцениваемых при изучении реальных геологических объектов. При прочих равных условиях самым важным при плавлении горных пород является постулат – при процессах плавления горных пород под воздействием эндогенного флюида температура флюида не должна быть ниже температуры солидуса будущего силикатного расплава.

Исходя из данного постулата можно решать и обратную задачу; имея дело в земной коре с магматическими расплавами, аргумент можно судить об источнике флюидов, под воздействием которых протекал процесс плавления в субстрате верхней мантии, или в P - T условиях земной коры.

Как нами было показано ранее [4], главными источниками эндогенных флюидов являлись флюидизированная часть верхней мантии, соотносимая с подстилающей истощенную мантию астеносферой и потоками, восходящими с больших глубин мантии, или земного ядра, высокотемпературных и высокоэнергетических флюидных систем. Иными словами, в протерозое и даже в фанерозое восходящие флюидные потоки из астеносферы обладали высокой температурой, достаточной для выплавления гранитоидных магм в земной коре, но в литосферных блоках с низкой степенью зрелости недостаточно высокой для выплавления значительных масс базальтовых расплавов [5].

При рассмотрении динамики выплавления огромных по размерам гранитоидных магм, выплавляющихся на месте гранитогнейсовых куполов, необходимо учитывать энергетические особенности экзотермических процессов гранитизации, развивающихся преимущественно по базитовому субстрату [2]. Анализ следующих друг за другом в геологическом интервале времени процессов гранитообразования однозначно указывает на то, что каждый последующий менее энергоемкий процесс гранитообразования протекает с использованием ранее образованной гранитоидной матрицы, на базе которой формировались более кислые и обогащенные щелочами рудности.

Как мы отмечали ранее, чем древнее конкретный континентальный блок, тем глубже погружена его астеносфера и тем выше флюидное давление, температура и энергоемкость стартовых из астеносферы флюидов. Поэтому на архейских кратонах процессы выплавления из

мантии базитовых и даже гипербазитовых магм могли протекать под воздействием собственных астеносферных флюидных систем. В этом случае массовое выплавление базитовых магм могло протекать и без участия гипотетических глубинных плюмов.

Начало плавления означает поглощение тепловой энергии, затрачиваемой на плавление породной матрицы, а образующийся расплав, за счет реализации механизма растворения компонентов флюида расплавом, начинает поглощать флюид, выступающий в роли теплоносителя. То есть, очаг плавления начинает выступать в роли тепловой ловушки для восходящего глубинного флюидного потока. Поглощенная магматическим очагом тепловая энергия затем выделяется во вмещающие породы, формируя контактово-метаморфический ореол, и в ходе кристаллизации магмы обеспечивает длительный процесс кристаллизации расплава в магматической камере. При прочих равных условиях в пределах зоны глубинного разлома, игравшего по терминологии Г.Л. Пospelova роль флюидопроводника, в зависимости от состава породной матрицы степень «вызревания» магматических очагов будет различной. Так, если для выплавления базальтового расплава в мантии необходимо, чтобы T флюида находилась в пределах 1000–1200 °С, то в коре формирование гранитоидной магмы будет протекать при $T \sim 700\text{--}850$ °С. Поэтому в подобных структурно-вещественных комплексах дайки основного состава пересекают ранее закристаллизованные граниты.

Анализ ситуаций, при которых в геологической истории Земли в дискретном режиме происходил массовый выброс флюидов в ее верхние горизонты, показывает, что причина выделения тепловой энергии – нарушение стационарности. Следует заметить, что переход из одного стационарного состояния в другое может сопровождаться как выделением тепловой энергии, так и ее поглощением, когда тепловая энергия за счет эндотермических реакций минералообразования или плавления будет поглощаться, а при процессах, например, гранитизации меланократового субстрата выделяться.

Особого внимания в геологических флюидизированных системах заслуживают выделенные С.П. Курдюмовым [6] так называемые «системы с обострением», когда постепенное накопление тепловой или механической энергии приводит к практически мгновенному выбросу ее в окружающее пространство: трубки взрыва, закрытые эксплозии, псевдотахилиты, тепловые взрывы в зонах глубинных разломов, порождающие сейсмические явления [7]. В еще большей мере энергетический потенциал эндогенных флюидов определяет их рудоносность и морфологию концентрирования рудного вещества в условиях нарушения стационарности флюидных систем, нередко с проявлением «систем с обострением», что сопровождается массовым выпадением рудного вещества. В общем виде все геологические процессы порождают своеобразные трансформаторы преобразования тепловой или механической энергии, когда протекающие в толще пород процессы в совокупности приводят к поглощению подводимой энергии или ее преобразованию – трансформации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00182) и программы поддержки научных школ (грант НШ-1864.2008.5).

- [1] Летников Ф.А., Дорогокупец П.И., Лашкевич В.В. Энергетические параметры флюидных систем континентальной и океанической литосферы // Петрология. – 1994. – Т. 2, № 6. – С. 568–569.
- [2] Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В., Дорогокупец П.И. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 6. – С. 666–670.
- [3] Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. – 228 с.
- [4] Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1262–1269.
- [5] Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.
- [6] Курдюмов С.П., Куркина Е.С., Тельповская О.В. Режимы с обострением в двухкомпонентных средах // Математическое моделирование. – 1989. – № 1. – С. 34–50.
- [7] Летников Ф.А., Авсюк Ю.Н. К вопросу о природе сейсмических очагов // ДАН. – 2008. – Т. 420, № 3. – С. 372–374.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ

*Е.Ф. Летникова**, *А.Б. Кузнецов***, *И.А. Вишневская**, *Н.В. Дмитриева**,
*А.И. Прошенкин**, *С.В. Вещева****

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

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии РАН, antonbor9@mail.ru

*** Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В пределах Бирюсинского Присяянья выделяется три неопротерозойских стратиграфических подразделения, сформированных в пределах Сибирской платформы – карагасская, оселковая серии и усть-тагульская свита. Изучение этого мощного осадочного комплекса терригенных и карбонатных пород платформенного типа проводилось в водосборной зоне р. Бирюса от поселка Усть-Яга до поселка Шелехов и в районе р. Мара.

Изотопно-геохимическое изучение карбонатных отложений Бирюсинского Присяянья (123 пробы) не дало значимых результатов, так как эти породы в значительной мере содержат большое количество глинистого и терригенного материала (от 10 до 50 %), а также в значительной мере претерпели вторичные изменения. Это находит отражение в больших значениях геохимических критериев, используемых для оценки степени первичной изотопной сохранности породы. Таким образом, использование изотопных (Sr, C, O) и геохимических характеристик неопротерозойских карбонатных пород в целях хеостратиграфии и реконструкции обстановок седиментогенеза не представляется возможным.

При петрографических исследованиях, с привлечением данных электронной статистической программы «MINLITH» (авторы О.М. Розен, А.А. Абаясов) был определен минеральный состав неопротерозойских терригенных отложений Бирюсинского Присяянья. Так, карагасская серия сложена обломками ортоклаза (около 50 %) и кварца (более 30 %). Цемент представлен иллитом (не более 10 %), и только для верхней части разреза этой серии типичен карбонатный цемент в достаточно большом количестве. Породообразующими обломками для пород оселковой серии являются кварц (более 45 %), для аркозовых песчаников и алевролитов характерны класты кислых плагиоклазов и микроклина (более 25 %), ортоклаз отсутствует. Для лититовых песчаников среди породообразующих типичны обломки глинистых пород (более 30 %), второстепенные минералы представлены плагиоклазом. Глинистые минералы для аркозов, согласно данным программы «MINLITH», представлены иллитом, монтмориллонитом и, в меньшей степени, хлоритом, для лититов преобладающими являются хлорит и иллит. Несколько проб из верхней части разреза оселковой серии представлены пеллитами существенно хлоритового состава. Обломочная часть усть-тагульской свиты представлена кварцем (более 50 %), ортоклазом и глинистыми породами преимущественно иллитового состава.

Анализ минерального состава неопротерозойских терригенных отложений Бирюсинского Присяянья однозначно указывает на различия составов пород питающих провинций, что находит свое подтверждение в изотопно-геохимических характеристиках рассматриваемых отложений. Так, петрохимические характеристики карагасской серии имеют ряд специфических особенностей, не свойственных типичным аркозовым песчаникам, которыми они являются согласно петрографическим и петрохимическим исследованиям. Для всех изученных проб (62 образца), охватывающих разрез этой серии, типично крайне высокое для песчаников содержание K_2O и очень низкие концентрации Na_2O , MgO , $FeO_{общ.}$ при значительных содержаниях Al_2O_3 (таблица). Относительно PASS терригенные отложения этой серии имеют более низкие концентрации радиоактивных, рассеянных и редкоземельных элементов (таблица). Исключение составляет хром и рубидий. Реконструкции геодинамических обстановок седиментогенеза указывают на их накопление во внутриплитных платформенных обстановках. Модельный возраст изученных песчаников карагасской серии на основе Sm-Nd изотопных исследований составляет

Среднее содержание основных петрогенных элементов (мас. %), минимальное и максимальное содержание (г/т) радиоактивных, рассеянных и редкоземельных элементов в терригенных породах Бирюсинского Присяянья

Компонент	Карагасская серия	Оселковая серия	Усть-тагульская свита	РААС
K ₂ O	9,11	1,87	3,29	
Na ₂ O	0,08	0,96	0,17	
MgO	2,10	2,38	2,67	
Al ₂ O ₃	11,7	12,11	8,27	
FeO _{общ.}	2,5	5,82	4,99	
U	1,72–1,78	2,04–2,32	1,41–1,70	3,1
Th	5,24–7,55	9,27–13,47	6,70–6,92	14,6
Th/U	2,94–4,38	4,00–6,59	4,08–4,76	4,71
La	24,57–33,41	21,92–31,22	16,62–23,75	38
Ce	53,97–65,50	52,74–74,23	30,97–48,47	80
Eu	0,72–0,85	0,96–1,29	0,49–0,72	1,1
Yb	1,28–1,53	2,47–2,61	0,94–1,50	2,8
La/Yb	19,17–21,87	8,67–11,98	15,79–17,64	9,2
Eu/Eu*	0,76–0,81	0,65–0,73	0,66–0,67	0,66
La/Th	4,43–4,69	1,63–2,80	2,48–3,43	2,8
Zr	107,10–241,60	315,70–409,50	139,50–220,00	210
Rb	87,92–135,80	35,52–71,51	68,25–89,65	112
Y	12,94–13,38	26,95–30,99	10,58–17,31	27
Cr	56,29–136,30	148,00–273,60	131,20–132,10	110
Hf	2,95–6,29	7,86–10,23	3,51–5,77	5,0

Примечание. Содержание элементов определено в аналитическом центре ИЗК СО РАН.

2,3–2,4 млрд лет. При этом следует отметить, что выделяемые в строении карагасской серии свиты не имеют никаких изотопных, петро- и геохимических различий в составе песчаников и пелитов и показывают выдержанность вещественных характеристик на протяжении всего разреза серии. Это однозначно указывает на единый источник сноса и накопление в узкий промежуток времени в одной обстановке седиментогенеза. Согласно анализу минерального состава обломков и Sm-Nd данных источником сноса для терригенных пород карагасской серии являлись трахириолиты. Какие-либо другие породы среди источников сноса отсутствовали. Это указывает на близость питающей провинции, представленной только трахириолитами, и большую скорость седиментации терригенных отложений карагасской серии.

Терригенные отложения оселковой серии по своим геохимическим характеристикам резко отличаются от пород карагасской серии и близки к РААС (таблица). Исключение составляют зелено-лиловые алевролиты и аргилиты, преимущественно хлоритового состава, в верхней части разреза. Петрохимические и изотопные характеристики этих пород указывают на значительную примесь туффогенного материала основного состава. Для них типичны высокие содержания железа, магния, элементов группы железа и более молодой модельный возраст источников сноса (1,75 млрд лет). Для типовых терригенных пород оселковой серии модельный возраст источников сноса составляет 1,9–2,1 млрд лет. На основе петро-, геохимических и изотопных характеристик источники сноса восстанавливаются как кислые вулканиты нормальной щелочности. Реконструкции геодинамических обстановок седиментогенеза указывают на накопление в обстановках континентальной окраины.

Терригенные отложения усть-тагульской серии являются рециклированными осадками и представлены продуктами перемыва осадочных пород главным образом карагасской серии и, в меньшей мере, верхней части оселковой серии. Модельный возраст для терригенных отложений этой свиты составляет 1,7–2,1 млрд лет.

Таким образом, в результате проведенных изотопно-геохимических исследований неопротерозойских терригенных отложений Бирюсинского Присяянья можно выделить три этапа в формировании неопротерозойских терригенных комплексов. Первый этап (карагасский) соответствовал короткому промежутку времени в обстановках растяжения, в результате размыва

трахириолитов и ассоциирующего с ними пирокластического материала, перекрывавших на тот момент времени другие источники сноса. После перерыва в накоплении осадков начинается второй этап седиментогенеза (оселковый), который реализуется в обстановках континентальной окраины, и снос материала осуществляется со стороны энциалической вулканической дуги в пределах активной континентальной окраины Сибирской платформы. Третий этап терригенной седиментации в пределах Бирюсинского Присянья начинается после перерыва в седиментации с горизонта конгломератов и представлен рециклированными осадками усть-тагульской свиты.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН, № 10 СО РАН-ОНЗ и ИП СО РАН 6.6, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 07-05-01107 и 09-05-01003).

ВТОРИЧНЫЕ КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

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

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

Актуальность темы настоящего доклада определяется современным состоянием исследований в области сейсмотектоники, палеосейсмогеологии, структурной геологии и тектонофизики, объектом изучения которых являются деформации земной поверхности. В 50–70-е годы сибирские ученые были одними из пионеров развития сейсмогеологических исследований [4, 5 и др.]. Разработанный В.П. Солоненко палеосейсмогеологический метод был основан на изучении сейсмогенных деформаций различного масштаба, в том числе и тех, которые сейчас объединяются термином «сейсмиты». Подобным косейсмическим эффектам, в отличие от первичных сейсмодислокаций и гравитационных обвалов, отводилась роль второстепенных, во многом вспомогательных факторов. За рубежом, напротив, изучению первичных (очаговых разрывов, вышедших на земную поверхность) и вторичных (сопутствующих косейсмических) деформаций уделялось равное значение. Было введено понятие сейсмитов – деформационных структур, инициируемых сейсмическими волнами и вибрацией при землетрясениях в рыхлых, неуплотненных отложениях [10]; разработаны приемы их изучения и методики использования результатов при различных сейсмотектонических построениях [6, 8, 9 и др.]. Судя по публикациям, в настоящее время разные авторы относят к сейсмитам широкий спектр сейсмогенных деформаций, включающих пластические, разрывные и их различные сочетания. Наиболее полная сводка их известных форм и классификация приведены в [7].

Несмотря на известные упоминания о проявлении вторичных косейсмических эффектов, связанных с крупнейшими землетрясениями региона, в течение долгого времени задачи по их выявлению и специализированному рассмотрению в силу различных причин не ставились и не решались. Начиная с 2002 г. в процессе проведения исследований по изучению зон активных разломов в разных частях Прибайкалья нами регулярно фиксировались деформационные структуры, которые были идентифицированы как сейсмогенные [1–3]. Однако в условиях сезонной мерзлоты постоянно существует проблема отделения их от криогенных деформаций. В связи с этим в 2009 г. нами были проведены полевые исследования четвертичных разрезов в сейсмоактивном районе, прилегающем к дельте р. Селенги, где имели место два крупных землетрясения за последние 147 лет – Цаганское с $M \sim 7,5$ (1862 г.) и Среднебайкальское с $M=6,8$ (1959 г.). Цель работ заключалась в поиске и изучении форм и особенностей проявления вторичных косейсмических деформаций, которые могут стать эталонными для выявления сейсмитов в пределах других сейсмоактивных регионов России, а в перспективе позволят детально характеризовать строение и оценивать параметры эпицентральных зон палеоземлетрясений. При вскрытии траншеями и зачистками прибрежных и придорожных выходов четвертичных отложений на сегменте с. Кудара – с. Заречье были обнаружены различные типы косейсмических деформаций, описание которых приводится ниже в соответствии с классификацией сейсмитов по [7].

1. Тиксотропные клинья были обнаружены в разрезе переслаивающихся мелкозернистых песков за северо-восточной окраиной с. Шерашово. Эти структуры встречаются внутри разреза, но близко к поверхности – на глубине 5–10 см, проникая в погребенный почвенный слой мощностью 18 см. Под слоем палеопочв в относительно однородных песках наблюдались складкообразные деформации и дайки длиной 10–15 см, мощностью 1–2 см.

2. Хаотические ассоциации разнообразных структур, образуемых при общем разжижении и выбрасывании водных растворов, довольно часто документировались в изученных разрезах. К ним относятся формы шаров, подушек, пламени и т.п.

3. Песчаный вулкан наблюдался в четвертичных отложениях на берегу оз. Байкал за с. За-

речь. В подошве зачистки на глубине ~1 м была обнаружена воронкообразная структура, выполненная по краям илом с песком мощностью 18 см, в центральной части – светло-коричневым крупнозернистым песком. Последний выполняет вертикальный столб диаметром 10 см, образованный в результате сейсмического воздействия. Отпечатки песчаного извержения прослеживаются в стенке обнажения, но границы столба размыты.

4. Пластические интрузии, подобные по форме диапиру, документировались в береговом обнажении в устье р. Оймур. Одна из таких структур, выдавливающаяся из слоя-линзы среднезернистого песка мощностью 9,5 см, обладает вихреобразным строением. Другой тип пластической интрузии, не описанный в [7] и наблюдаемый нами в придорожной зачистке в нескольких километрах юго-западнее с. Сухая, в верхней части имеет весьма раздутую, иногда шарообразную форму, диаметром в несколько десятков сантиметров при ширине «хвоста» от 1 до 4 см.

5. Аутокластическая брекчия задокументирована наряду с пластическими деформациями в упомянутом выше придорожном выходе супесей, песков и суглинков разнообразного состава. Очевидно, что брекчирование является результатом более позднего землетрясения, когда некоторые слои стали уже достаточно затвердевшими, а другие – тиксотропные, перемежающиеся с ними, – подвергались разжижению. Трещины, разделяющие фрагменты брекчии, почти всегда взаимосвязаны между собой и в момент деформационного события были заполнены флюидизированным материалом.

6. Структуры сокращения в форме опрокинутых складок были обнаружены в стенке старого карьера, расположенного у дороги, ведущей от поворота на с. Энхалук до с. Сухая. В зачистке вскрыты переслаивающиеся мелко- и тонкозернистые пески, суглинки, супеси со слоями погребенной почвы на глубине 2,22–2,90 м. Характерно, что в верхней части разреза до глубины 1,55 м, за исключением фоновой трещиноватости, интенсивных деформаций не наблюдалось. Четкие складки, смещенные по сингенетическим взбросам, вскрылись в тонкозернистых песках в интервале 1,55–1,80 м. Глубже желтые супеси и коричневые пески, перемешанные с палеопочвой, деформированы более хаотично, хотя на границе слоев разного состава сформировались структуры, называемые в англоязычной литературе однородностями (homogenites) своеобразной формы (tamilla). Они выполнены однородным материалом на фоне общего перемешивания в результате разжижения. В нижней части разреза не исключается присутствие и криогенных деформаций.

7. Осадочные дайки сейсмогенного происхождения по размеру и особенностям проявления в изученных разрезах можно разделить на три подтипа: а) инъекционные и нептунические, длиной 5–20 см и мощностью 1–2 см, которые весьма многочисленны в определенных интервалах разреза, состоящих из песков разных оттенков и представляющих в совокупности картины «сейсмических разрезов»; б) единичные инъекционные, выполненные более крупнозернистым песком по сравнению с вмещающими отложениями, их мощность колеблется от 1,5–2,0 см в нижней части до 13 см в верхней, нередко их борта смещаются по сингенетическим сбросам; в) нептунические. Следует заметить, что некоторые инъекционные дайки в пределах вскрытого разреза проникают с глубины более 3 м. В нижних частях они ветвятся как тонкие «вены», которые, сливаясь выше, становятся более мощными. Описанные косейсмические деформации особенно ярко были представлены в двуступенчатой канаве глубиной 3,25 м, вскрывающей песчаный увал на юго-западной окраине с. Дубинино в правом борту протоки Лобановская в дельте р. Селенги.

Практически в каждом из изученных нами разрезов наблюдались разрывы со смещениями в первые сантиметры. По кинематике они преимущественно сбросовые, но нередко и взбросовые. Многие из описанных структур встречаются совместно, но, как правило, какой-то тип косейсмических деформаций в определенном интервале разреза преобладает. Это обусловлено, в первую очередь, составом и свойствами рыхлых и связных грунтов, степенью диагенеза осадков, их обводненностью и другими факторами. Вместе с тем предполагается, что на формы и интенсивность проявления вторичных косейсмических деформаций и их параметры могут влиять особенности распространения сейсмических волн в среде, ее разломно-блоковое строение, энергия землетрясения и место расположения его очага. В связи с этим нам представляется крайне важным на основе тектонофизического анализа продолжать изучение пространственных и кинематических параметров деформационных структур с привлечением радиоуглеродного датирования.

Исследования в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» выполнены при поддержке РФФИ (проект № 09-05-92421-КЭ – EINSTEIN Consortium), СО РАН (программа ОНЗ-7, проект № 7), Совета по грантам Президента РФ (проект № МК-59.2009.5) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Гладков А.С., Лунина О.В., Дзюба И.А., Орлова Л.А. Новые данные о возрасте деформаций в Тункинской рифтовой впадине // ДАН. – 2005. – Т. 405, № 2. – С. 229–232.
- [2] Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонические деформации в кайнозойских отложениях: особенности проявления и классификация // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 97–98.
- [3] Лунина О.В. Деформационные структуры в зонах опасных разломов (результаты апробации нового подхода для оценки степени активности дизъюнктивов) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз / Отв. ред. О.Н. Лихачева. – Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2009. – С. 101–108.
- [4] Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1981. – 168 с.
- [5] Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Отв. ред. В.П. Солоненко. – М.: Наука, 1968. – 220 с.
- [6] Green R.A., Obermeier S.F., Olson S.M. Engineering geologic and geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction effects: field examples // Engineering Geology. – 2005. – V. 76. – P. 263–293.
- [7] Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: an attempt at critical analysis and classification // Sedimentary Geology. – 2007. – V. 196. – P. 5–30.
- [8] Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineering Geology. – 2005. – V. 76. – P. 209–234.
- [9] Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // J. Geodynamics. – 2005. – V. 40. – P. 257–278.
- [10] Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology. – 1969. – V. 13. – P. 155–159.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АЛЯРМАУТСКОГО ПОДНЯТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

*М.В. Лучицкая**, *С.Д. Соколов**, *Г.Е. Бондаренко***, *С.М. Катков**

*Москва, Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru

**Москва, ОАО Нефтяная компания «Роснефть», bondarenko@rusneftegaz.ru

Основными тектоническими элементами Западной Чукотки являются Алазейско-Олойская, Южно-Анюйская и Анюйско-Чукотская складчатые системы. Они образовались в результате коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) континента и Чукотского микроконтинента [1–3].

В пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы выделяют несколько поднятий, в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента. Ранее они рассматривались как горстообразные выступы, в которых вскрыты палеозойские отложения чехла докембрийского массива [4, 5], позднее – как гранитно-метаморфические купола [6–10].

Алярмаутское поднятие расположено на территории Западной Чукотки к северу от г. Билибино и прослеживается с юга на север на протяжении более 120 км. Общее направление структуры поднятия дискордантно к преобладающим северо-западным простираниям тектонических элементов. Центральную часть поднятия занимает крупный Люпвеевский гранитоидный плутон, а крылья сложены метаморфизованными терригенными и карбонатными отложениями палеозоя, которые перекрываются триасовыми терригенными породами [5, 6]. Метаморфизм терригенных пород проявлен в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. М.Л. Гельман [6] рассматривает его как регионально-контактовый с максимальной оценкой T и P 660 °C и 5 кбар. Степень деформаций палеозойских пород возрастает на границе с отложениями триаса [5], есть мощные зоны бластомилонитов [10], указывающие на тектоническую природу контакта, который, вероятно, является региональным.

Интрузивные породы Люпвеевского массива, а также более мелких массивов к востоку и юго-востоку от него (Быстринский, Пырканийский, Келильвун) представлены широким спектром: диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, тоналитами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранитами.

На K_1 возраст Люпвеевского массива указывают интрузивный контакт с аптскими вулканами, K - Ar датировки в интервале 123–100 млн лет [8], U - Pb SHRIMP данные по цирконам (115,7±1,7; 112,0±1,7 млн лет [11]). Цирконы из гранитов Быстринского массива дают возраст 116,9±2,5; массива Кэлильвун – 114,7±1,8 и Пырканийского массива – 112,4±1,6 млн лет (U - Pb SHRIMP метод) [11].

Геохронологические и структурные данные указывают на тесную временную связь магматизма, метаморфизма и деформаций [11], сопровождавших формирование купольной структуры.

Гранодиориты и граниты Люпвеевского массива содержат включения округлой формы, с более мелкозернистой структурой и более меланократового состава, представленные монцонитами и кварцевыми монцонитами.

Содержания SiO_2 в породах массивов Алярмаутского поднятия варьируются от 58,55 % в диоритах до 71,3 % в гранитах, во включениях – от 54,6 % в монцонитах до 61,89 % в кварцевых монцонитах. По соотношению $SiO_2 - K_2O + Na_2O$ среди них выделяются породы нормального и субщелочного ряда, а по соотношению SiO_2 и K_2O гранитоиды относятся к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. Гранитоиды являются преимущественно метаглиноземистыми породами.

На диаграммах Харкера линейные тренды изменения составов пород наблюдаются только для $CaO-SiO_2$, $Fe_{tot}-SiO_2$, $V-SiO_2$. На большинстве диаграмм либо гранодиориты, граниты и породы среднего состава образуют различные тренды, либо точки их составов распределены

незакономерно. На всех диаграммах фиксируется небольшой разрыв в области содержаний SiO_2 – 60–63 %.

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ пород среднего состава Алярмаутского поднятия очень близки. Они характеризуются обогащением в легкой и обеднением в тяжелой части спектра; слабо выражена отрицательная Eu-аномалия, в тоналитах она практически отсутствует ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=8,42-15,69$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,66-0,94$). Для спектров РЗЭ гранодиоритов и гранитов характерны большее обогащение в легкой части и обеднение в тяжелой, по сравнению с более мафическими породами, а также более глубокая отрицательная Eu-аномалия ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=11,48-45,6$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,47-0,81$). Спектры РЗЭ монцонитов из включений в гранитах сходны с таковыми вмещающих пород.

Мультиэлементные спектры пород, слагающих Алярмаутское поднятие, а также пород включений характеризуются сходным типом распределения. Для него характерны обогащение КИЛ элементами и легкими РЗЭ, минимумы по Nb, Sr, P, Ti; только тоналиты выделяются максимумом по P и минимумом по Zr. Спектры гранитов и гранодиоритов отличаются наибольшим обогащением КИЛ элементами и легкими РЗЭ. Все указанные характеристики типичны для магматитов надсубдукционного генезиса.

На диаграмме С.Д. Великославинского (2003) точки составов гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов; на диаграмме Дж. Пирса с соавторами (1984, 1996) они сконцентрированы вдоль границы полей синколлизионных гранитов и гранитов вулканических дуг, но внутри поля постколлизионных гранитов; на диаграммах Харриса с соавторами (1986) – располагаются между полями гранитов вулканических дуг и коллизионных (постколлизионных) гранитов. На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (1987) гранитоиды Алярмаутского поднятия занимают область, пограничную между недифференцированными гранитами I- и S-типа и гранитами A-типа.

Кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты и граниты имеют близкие отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ и высокие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений: $-2,32 \dots -3,09$ и $0,708563-0,711779$ соответственно. Кварцевые монцониты из включений отличаются наименее радиогенным составом неодима, $\epsilon\text{Nd}(T)=-4,99$ и наиболее радиогенным составом стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,713713$. Монцониты из включений в гранодиоритах и гранитах также характеризуются отрицательными величинами $\epsilon\text{Nd}(T)$, попадающими в приведенный выше интервал значений, $-3,22$; $-3,46$ и максимально высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений, $0,719717$; $0,712322$. Модельные возрасты в гранитоидах и монцонитовых включениях варьируются от 1,01 до 2,14 млрд лет.

Таким образом, было установлено следующее. 1. Структурная позиция гранитоидов Алярмаутского поднятия свидетельствует об их постколлизионном происхождении. Формирование Алярмаутского купола могло быть предопределено возникновением локальных зон растяжения, связанных со сдвиговыми деформациями, характерными для заключительного этапа коллизии. По составу гранитоиды Алярмаутского поднятия сопоставимы с ранне-поздне меловыми гранитоидными массивами Чаунской складчатой зоны и с гранитоидами «мафического корня» поздне мелового плутона Киглуайк одноименного гнейсового купола п-ова Сьюард, Аляска. 2. Петрографический состав гранитоидов (наличие широкого спектра пород от диоритов, кварцевых диоритов, монцодиоритов до гранодиоритов и гранитов; присутствие роговой обманки и биотита в кислых разностях) и петрохимические особенности (умеренная глиноземистость, присутствие пород нормального и субщелочного ряда, соотношение K_2O и SiO_2), составы биотитов позволяют отнести их к высококалийевым гранитам I-типа. 3. На дискриминантных диаграммах, связывающих геохимические характеристики гранитоидов с геодинамической обстановкой их формирования, составы гранитоидов Алярмаутского поднятия ассоциируют с полями как коллизионных, так и надсубдукционных гранитов (гранитов вулканических дуг). Повидимому, это отражает неоднородность субстрата в источнике магм, созданную за счет предшествующих куполо- и гранитообразованию коллизионных процессов. Соотношения петрогенных окислов в гранитоидах показывают, что источники наиболее основных их разностей соответствуют амфиболитам, а гранодиоритов, гранитов – метаграуваккам и дацитам, тоналитам. 4. Редкоземельные характеристики пород среднего состава и сопоставление с экспериментальными данными позволяют предполагать, что вероятным источником расплавов мог служить гранатсодержащий метабазитовый материал нижней коры с повышенными содержаниями калия. 5. Nd-Sr изотопные данные свидетельствуют о коровом исходном субстрате гранитоид-

дов, а модельные возрасты указывают на возможный протерозойский возраст корового протолита. Значительный разброс величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах может указывать на гетерогенный состав корового источника либо на разную степень контаминации магм древним коровым материалом. 6. В тектоническом сценарии формирования купольной структуры Алярмаутского поднятия на фоне доминирующего процесса погружения края Чукотского микроконтинента под структуры активной окраины Северо-Азиатского кратона следует допускать отрыв слэба или деламинацию литосферной мантии, которые вызывают поступление астеносферного материала в основание коры и способствуют привносу тепла, необходимого для выплавления гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 07-05-00255, 08-05-00547), ФЦНТП «Ведущие научные школы» (НШ-3172.2008.5), Программ ОНЗ РАН 10.

- [1] Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. – Новосибирск, 1984. – 192 с.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. – М.: Наука, 1990. – 327 с.
- [3] Соколов С.Д. Классификация и иерархия складчатых сооружений // М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 71–100.
- [4] Гильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. – Новосибирск: Наука, 1973. – 325 с.
- [5] Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1970. – 84 с.
- [6] Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – С. 102–115.
- [7] Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в поздне-мезозойских куполах // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15. – С. 84–93.
- [8] Гельман М.Л. Глубинные фации меловых гранитоидов в Алюйской зоне. Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Вып.16. – Магадан, 1963. – 126 с.
- [9] *Bering Strait Geologic Field Party*, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. – 1997. – V. 16. – P. 713–729.
- [10] Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2003. – Т. 78. – С. 25–38.
- [11] Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л. О возрасте гранитных интрузий Алюйско-Чукотской складчатой системы // ДАН. – 2007. – Т. 214. – С. 515–518.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абушкевич В.С.* 9
Авдеев Д.В. 90
Алексеев Д.В. 11
Алексеева А.М. 136
Алымова Н.В. 138
Андреев А.В. 179
Андрющенко С.В. 68
Анисимова И.В. 162
Анисимова С.А. 13
Антипин В.С. 15
Апарин В.П. 18
Аржанников С.Г. 107
Аржанникова А.В. 107
Баженов М.Л. 21
Балуев А.С. 23
Бараш И.Г. 13
Баталева Е.А. 11
Беличенко В.Г. 71
Беляев В.А. 82
Беляев С.Ю. 26, 29, 32, 35
Белякова И.И. 26
Бережная Н.Г. 53
Бесстраинов В.М. 111
Бибикова Е.В. 90
Богомолов Е.С. 98
Бондаренко Г.Е. 182
Борняков С.А. 38
Будаев Р.Ц. 134, 136
Булгатов А.Н. 79
Булдыгер В.В. 42
Буслов М.М. 44
Бучко И.В. 46
Быкова О.В. 29
Вакуленко О.В. 95, 98
Ван К.-Л. 128
Васильев В.И. 48
Васильева Е.В. 48, 104
Великославинский С.Д. 51, 141
Верниковская А.Е. 53, 115
Верниковский В.А. 53
Вещева С.В. 176
Веялко И.В. 115
Вишневская И.А. 56, 176
Владимиров А.Г. 58, 65
Владимиров В.Г. 58, 62, 144, 159
Волкова Н.И. 58, 65
Воронцов А.А. 68
Гелетий Н.К. 13, 71
Гибшер А.С. 164, 179
Гладкочуб Д.П. 74, 92
Глебовицкий В.А. 77
Голованова И.В. 21
Голозубов В.В. 144
Гордиенко И.В. 79
Горнова М.А. 82, 138
Горохов И.М. 151
Гороховский Б.М. 151
Гриб Н.Н. 111
Губин И.А. 29
Гурьянов В.А. 90
Данукалов К.Н. 21
Дворова А.В. 85
Дегтярев К.Е. 11, 87
Демонтерова Е.И. 107
Демьянович В.М. 120
Джан Б.-М. 128
Диденко А.Н. 85, 90
Дмитриева Н.В. 176
Докукина Г.А. 56
Донская Т.В. 74, 92
Доронина Н.А. 95, 98
Дриль С.И. 15, 117
Ефремов С.В. 101
Жатнуев Н.С. 48, 104
Загорная Н.Ю. 141
Зыков Д.С. 170
Иванов А.В. 107
Избродин И.А. 109
Изука Й. 128
Имаев В.С. 111
Казанский А.Ю. 115
Казимировский М.Э. 117
Касаткин С.А. 144
Катаева Е.С. 98
Катков С.М. 182
Каурова О.К. 151
Кирнозова Т.И. 90
Климук В.С. 79
Ключевский А.В. 120
Коваленко Д.В. 123
Коварская В.Е. 126
Ковач В.П. 128, 141
Козаков И.К. 85
Козлов И.В. 21
Козловский А.М. 131, 149
Колодяжский С.Ю. 170
Коломиец В.Л. 134, 136
Колотилина Т.Б. 58
Константинов И.К. 18
Константинов К.М. 18
Константинова Г.В. 151
Конторович В.А. 29
Корнева И.Б. 62
Костровицкий С.И. 138
Котов А.Б. 51, 87, 128, 141, 162, 166
Крук Е.А. 146
Крук Н.Н. 144, 146, 156, 159
Кудряшова Е.А. 149

- Кузнецов А.Б. 56, 151, 176
Кузьмичев А.Б. 154
Куйбида М.Л. 156
Куйбида Я.В. 159
Кургузова А.В. 141
Лапковский В.В. 29
Ларин А.М. 141, 162
Ларионов А.Н. 53
Ларионов А.Н. 74
Лебедев П.Б. 98
Левашова Н.М. 21, 164
Левицкий В.И. 166
Левицкий И.В. 166
Леонов М.Г. 11, 170
Лепехина Е.Н. 65
Летников Ф.А. 174
Летникова Е.Ф. 56, 151, 176
Лунина О.В. 179
Лучицкая М.В. 182
Мазукабзов А.М. 74, 92
Макаров В.И. 11
Маккей К. 111
Матуков Д.И. 65
Матушкин Н.Ю. 53
Медведев А.Я. 82
Меерт Дж.Дж. 164
Мельников А.И. 111
Мельников Н.Н. 151
Мехоношин А.С. 58, 65
Минина О.Р. 95
Моисеев С.А. 32
Николаева И.В. 146
Овчинникова Г.В. 151
Одгэрэл Д. 15
Орлова Л.А. 107
Павлов В.Э. 21
Падерин И.П. 95, 98
Патрахина А.В. 95, 98
Пересторонин А.Н. 90
Песков А.Ю. 90
Петрова О.А. 98
Пономарчук В.А. 46
Посохов В.Ф. 98
Прошенкин А.И. 176
Пучков В.Н. 21
Резницкий Л.З. 128
Рипп Г.С. 109
Родионов Н.В. 95
Романова И.В. 53
Рыбин А.К. 11
Рыцк Е.Ю. 98
Рябинин А.Б. 44
Рябцев В.В. 162
Саватенков В.М. 131, 149
Сальникова Е.Б. 51, 128, 131, 141, 162
Саморукова Л.М. 77
Седова И.С. 77
Семенов И.В. 62
Симаненко В.П. 144
Ситникова В.С. 79
Скляр Е.В. 166
Смекалин О.П. 111
Соколов С.Д. 182
Соловьева Л.В. 138
Сорокин А.А. 46, 141
Сорокин А.П. 141
Стром А.Л. 111
Сырицо Л.Ф. 9
Сясько А.А. 111
Терехов Е.Н. 23
Титов Д.Ю. 32
Ткачев А.В. 162
Толмачева Е.В. 51
Травин А.В. 46, 53, 58, 65, 159
Третьяков А.А. 87
Федерягина Е.Н. 92
Федоровский В.С. 74
Фомин М.А. 35
Фугзан М.М. 90
Хромых С.В. 58, 65
Хузин М.З. 18
Читизубов А.В. 111
Чу Х.-Ю. 128
Шатагин К.Н. 87
Шохонова М.Н. 92
Щелочков Г.Г. 11
Юдин Д.С. 58, 62, 65
Яковлев Д.А. 138
Яковлева С.С. 162
Ярмолюк В.В. 149