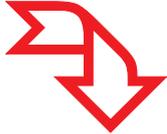
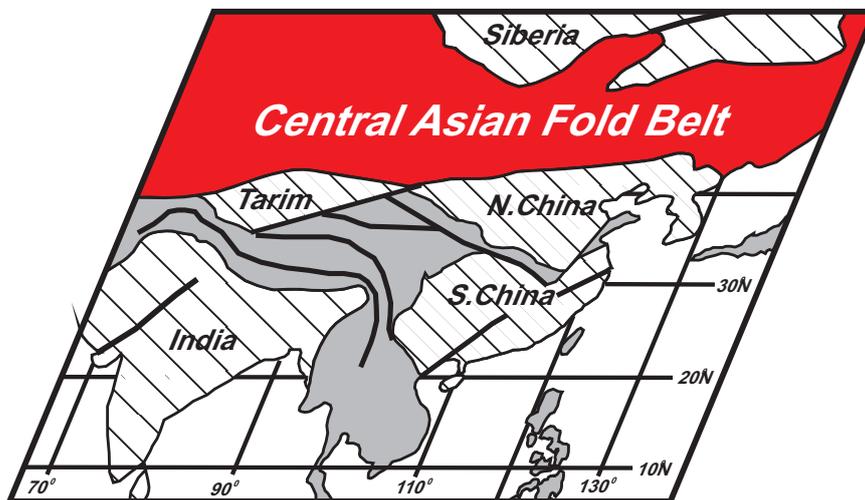




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 6

ИРКУТСК
2008

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

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

**Материалы научного совещания
по интеграционным программам
Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН**

(14–18 октября 2008 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 2

Иркутск
2008

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. – В 2-х томах. – Т. 2. – 169 с.

В сборнике представлены труды совещания, проводимого в рамках интеграционных программ Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Организаторами совещания являются руководители и ответственные исполнители Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

Основная тематика совещания:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой).
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 обрамления.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корр. РАН Е.В. Складчиков (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 Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-06103)

На обложке – схема основных тектонических структур Центральной Азии по [Li et al., 2003].

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 7 от 10.09.2008 г.)

ISBN 978-5-902754-36-7 (т. 2)
ISBN 978-5-902754-34-3

© Институт земной коры СО РАН, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| <i>ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА ПРИОЛЬХОНЬЯ</i> А.В. Лавренчук, Е.В. Скляр, Е.А. Васюкова, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов | 7 |
| <i>ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ (СЕГОДНЯШНИХ) ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВЕЛИЧИНУ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА</i> П.С. Лапин | 9 |
| <i>ВУЛКАНИЗМ УСОЙ-ТОЧЕРСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ</i> Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова | 11 |
| <i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ МИКРОКОНТИНЕНТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА</i> Н.М. Левашова, А.С. Гибшер, В.М. Калугин, А.Б. Рябинин, У. Грайс, Ш.Д. Мелоун, Д. Каменов, Д.Д. Меерт | 13 |
| <i>РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РИФЕЙ-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРЕЙНОВ</i> Е.Ф. Летникова | 15 |
| <i>ТИПЫ СОЧЛЕНЕНИЙ РИФТОВЫХ ВПАДИН ПРИБАЙКАЛЯ</i> О.В. Лунина | 18 |
| <i>СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ РАЗРЫВЫ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27.08.2008 Г. НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ</i> О.В. Лунина, А.С. Гладков | 21 |
| <i>СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИКАТ-ЕРАВНИНСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ТРАНСЕКТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> А.М. Мазукабзов, Е.Х. Турутанов, В.Г. Беличенко | 24 |
| <i>КАЙНОЗОЙСКАЯ ПЕРЕМЕЩЕННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРИОЛЬХОНЬЕ (БАЙКАЛ): СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО КВАРЦИТАМ</i> А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский | 26 |
| <i>ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД РАЗНЫХ УЧАСТКОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий | 28 |
| <i>ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ПРИМЕРЕ ПРЕДИВИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> Н.Ю. Матушкин | 31 |
| <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ ПАЛЕОЗОЯ БИРАМЬИНО-ЯНГУДСКОЙ ЗОНЫ (ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ ХРЕБЕТ)</i> О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских | 34 |
| <i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ ИКАТ-БАГДАРИНСКОЙ И ЕРАВНИНСКОЙ ЗОН ЗАБАЙКАЛЯ</i> О.Р. Минина, С.В. Руженцев, В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, Ю.П. Катюха | 38 |
| <i>РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКОЙ ДВУМЕРНОЙ Р-ТОМОГРАФИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА ПОД ХАНГАЕМ</i> В.В. Мордвинова, А.В. Треусов, Е.В. Шарова, В.И. Гребенщикова | 41 |
| <i>БИОТИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ПРИ РУДООБРАЗОВАНИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> В.К. Немеров, А.М. Станевич | 44 |
| <i>МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РЫБИНСКО-ПАНИМБИНСКОГО ПОЯСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Н.В. Дмитриева, А.Н. Ларионов, А.В. Травин | 46 |

| | |
|--|----|
| <i>МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ</i> | |
| А.Б. Перепелов | 49 |
| <i>РАННЕПЕРМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПУТСТВУЮЩЕЕ Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ ГОБИ-ТЯНЬШАНЬСКОГО ПОЯСА КАК РЕЗУЛЬТАТ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА</i> | |
| Г.В. Поляков, А.Э. Изох, А.С. Борисенко, А.В. Вишневецкий | 51 |
| <i>ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)</i> | |
| А.А. Постников, А.А. Терлеев, А.Б. Кузнецов, Б.Б. Кочнев, А.Д. Ножкин, А.М. Станевич | 53 |
| <i>УРАЛЬСКИЙ ОРОГЕН: СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ, КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ, ТИПИЧНЫЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ</i> | |
| В.Н. Пучков | 56 |
| <i>СОГЛАСОВАННЫЕ ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ КАЛИЯ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ ТИБЕТА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: РЕЗОНАНС ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОЛЛИЗИИ В ЦАОС</i> | |
| С.В. Рассказов, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, И.С. Чувашова | 59 |
| <i>НИЖНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА ПРОТОЛИТОВ ХАМАРДАБАНСКОГО, ТУНКИНСКОГО И ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ: Sm-Nd-ДАННЫЕ ПО МЕТАТЕРРИГЕННЫМ ПОРОДАМ</i> | |
| Л.З. Резницкий, В.А. Макрыгина, В.П. Ковач, В.Г. Беличенко, А.Б. Котов | 62 |
| <i>ГРАНИТОИДЫ ОГНИТСКОГО КОМПЛЕКСА В БИРЮСИНСКОЙ ЗОНЕ: U-Pb ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i> | |
| Л.З. Резницкий, Е.Б. Сальникова, Г.Я. Абрамович, В.И. Левицкий, А.Б. Котов, И.Г. Бараш ... | 65 |
| <i>ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОГО БАТОЛИТА (ТУВА)</i> | |
| С.Н. Руднев, А.Н. Дистанова, В.И. Лебедев, А.М. Сугоракова, Г.А. Бабин, Е.Н. Лепехина, Д.И. Матуков, А.Н. Ларионов | 68 |
| <i>ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА</i> | |
| С.В. Руженцев, Г.Е. Некрасов, Б.Г. Голионко, Д.А. Лыхин | 71 |
| <i>ИСТОЧНИКИ ПОРОД И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СТРУКТУРАХ БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА</i> | |
| Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко, Е.С. Богомолов | 74 |
| <i>РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ БОЩЕКУЛЬСКОЙ И ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОЙ ЗОН КАЗАХСТАНА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i> | |
| А.В. Рязанцев, К.Е. Дегтярев, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова | 78 |
| <i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО</i> | |
| В.М. Саватенков, Ф.М. Ступак, Е.А. Кудряшова, А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, А.С. Бурмистров, В.С. Абушкевич | 81 |
| <i>ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ГРАНИТЫ И МЕТАСОМАТИТЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ</i> | |
| В.Б. Савельева | 83 |
| <i>ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27.08.2008 г. (M_w=6.2) КАК СТУПЕНЬ В ПОДГОТОВКЕ БУДУЩЕГО СИЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА</i> | |
| В.А. Саньков, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков, Л.М. Бызов | 86 |
| <i>РАДОНОВАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ</i> | |
| К.Ж. Семинский, А.А. Бобров | 89 |
| <i>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ</i> | |
| В.А. Симонов, Г.С. Дягилев, Е.В. Деев, С.В. Ковязин | 92 |
| <i>ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА</i> | |
| В.А. Симонов, Ю.В. Карякин, С.В. Ковязин, Э.В. Шипилов | 94 |

| | |
|---|-----|
| <i>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ КАТУНСКОГО ПАЛЕОСИМАУНТА (ПАЛЕОАЗИАТСКИЙ ОКЕАН)</i> | |
| В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин | 96 |
| <i>ВЛИЯНИЕ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ЧЕХОЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ (РАННЕКЕМБРИЙСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ В ИРКУТСКОМ ПРИСАЯНЬЕ</i> | |
| Ю.К. Советов, В.А. Травин, Э.П. Солотчина | 98 |
| <i>СРЕДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АККРЕЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ В ПРИБАЙКАЛЬЕ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНОГО МУСКОВИТА В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ</i> | |
| Ю.К. Советов, В.А. Травин, Э.П. Солотчина | 101 |
| <i>ИЗОТОПЫ С И S В ГРАФИТОВЫХ ПИРОКСЕНИТАХ ИЗ ТРУБКИ СЛЮДЯНКА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРОТЕРОЗОЕ</i> | |
| Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий, Т.А. Ясныгина | 104 |
| <i>ТЫРМО-БУРЕЙНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ИЛИ РАННИЙ МЕЗОЗОЙ?</i> | |
| А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко | 106 |
| <i>АСИНХРОННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЗМА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОГО ПОЯСА АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА</i> | |
| А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, О.В. Мельникова | 108 |
| <i>МИНЕРАЛИЗОВАННАЯ МИКРОБИОТА УЛУНТУЙСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ</i> | |
| А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.М. Мазукабзов, Е.Н. Максимова | 111 |
| <i>НАХОДКИ МИКРОФОССИЛИЙ БАКТЕРИАЛЬНОЙ, ГРИБНОЙ И ВОДОРΟΣЛЕВОЙ ПРИРОДЫ В НИЖНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ ПРИСАЯНЬЯ</i> | |
| А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, А.А. Постников, А.А. Терлеев | 113 |
| <i>ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТА ЧАДАЛСКОГО ГАББРОИДНОГО И ШИВЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ГРАНИТ-КВАРЦЕВОСИЕНИТОВОГО МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> | |
| А.М. Сугоракова | 115 |
| <i>ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ: ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ</i> | |
| А.М. Сугоракова, А.А. Монгуш | 117 |
| <i>ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЭКСПОНИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ФАСА МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ: ОЦЕНКА ПО ДАННЫМ ⁴⁰AR/³⁹AR ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ</i> | |
| В.П. Сухоруков, О.П. Полянский, А.В. Травин, Д.С. Юдин | 119 |
| <i>ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ХАНУЛИНСКОГО МАССИВА РАССЛОЕННОГО ГАББРО БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i> | |
| Л.Б. Терентьева, И.В. Анисимова, В.П. Ковач, И.К. Козаков, В.В. Ярмолук, Е.Б. Сальникова, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко, Ю.В. Плоткина | 121 |
| <i>ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ЦИРКОНАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД: ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ</i> | |
| Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, С.А. Сергеев | 123 |
| <i>ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i> | |
| А.В. Травин, Д.С. Юдин, А.Г. Владимиров, С.В. Хромых, Н.И. Волкова, А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина | 125 |
| <i>ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО И КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВОВ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i> | |
| А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, А.Б. Котов, К.Н. Шатагин, М.В. Лучицкая | 128 |
| <i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ПОРОД СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> | |
| О.М. Туркина, Л.Н. Урманцева, Н.Г. Бережная, С.Л. Пресняков | 131 |

| | |
|---|-----|
| <i>ГЛУБИННАЯ ГЕОМЕТРИЯ ХЭНТЭЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (МОНГОЛИЯ)</i> Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко | 134 |
| <i>РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> О.В. Удоратина, Г.П. Зарайский | 136 |
| <i>ВПАДИНООБРАЗОВАНИЕ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ГЕОДИНАМИКЕ НОВЕЙШИХ СВОДОВО-ГЛЫБОВЫХ ОРОГЕНОВ АЗИИ</i> Г.Ф. Уфимцев | 138 |
| <i>БАРГУЗИНСКАЯ ДОЛИНА В МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИИ</i> Г.Ф. Уфимцев, А.В. Сизов, А.А. Щетников, И.А. Филинов | 140 |
| <i>МАСШТАБЫ СТРУКТУР, РАЗПОЗНАВАЕМЫХ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ СВЕРХВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)</i> В.С. Федоровский | 142 |
| <i>СТРУКТУРА ЗОНЫ ОРГОЙТА–ЗМЕИНАЯ ПАДЬ (ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ)</i> В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Склярлов, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов | 144 |
| <i>ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕЗОИД ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ</i> Е.А. Хромова | 146 |
| <i>О ПСЕВДООСАДОЧНЫХ КЛАСТИТАХ В РАЙОНЕ ГРАНИТНОГО МАССИВА ДЗУРАМТАЙ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> Ю.Г. Цеховский, М.Г. Леонов, А.В. Никитин, И.М. Симанович, Т.Ф. Щербакова | 148 |
| <i>ПЕТРОЛОГИЯ ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ БИМОДАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, А.В. Филимонов, Т.Т. Врублевская, С.А. Татарников, Т.Б. Баянова | 151 |
| <i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА РЫБИНСКОЙ ВПАДИНЫ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЮГА СИБИРИ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ</i> А.В. Шаццло | 154 |
| <i>ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ</i> Б.Ф. Шевченко | 157 |
| <i>ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ПРИ НАКОПЛЕНИИ ПРОТОЛИТА ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш | 159 |
| <i>МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)</i> В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко, В.П. Ковач, И.К. Козаков, А.М. Козловский, А.Б. Котов, Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова | 161 |
| <i>ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> В.В. Ярмолук, И.К. Козаков, В.П. Ковач, В.Н. Подковыров | 165 |

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА ПРИОЛЬХОНЬЯ

*А.В. Лавренчук**, *Е.В. Скляр**, *Е.А. Васюкова**, *В.С. Федоровский****,
*А.Б. Котов*****, *А.М. Мазукабзов***

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

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

***Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

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

В структуре Тажеранского массива Приольхонья принимает участие широкий спектр пород: амфиболиты, сиениты и нефелиновые сиениты, габброиды, граниты до редкометалльных гранитных пегматитов, карбонаты от кальцитовых, доломитовых и бруситовых мраморов до кальцифиров; значительная площадь на современном эрозионном срезе занята роговиками. Представляются результаты исследований состава силикатных пород Тажеранского массива (исключая граниты) и возможные варианты их интерпретации.

Большая часть Тажеранского массива сложена сиенитами и нефелиновыми сиенитами. В петрохимическом составе этой группы наблюдается два тренда: первый с отрицательной корреляцией окиси кальция со щелочами и глиноземом при постоянном содержании кремнезема (субщелочной тренд), характерный для большинства сиенитов массива, может объясняться фракционной кристаллизацией сиенитовой магмы и вариациями в соотношениях главных породообразующих минералов; второй тренд с повышением известковистости и глиноземистости при постоянно высоких содержаниях щелочей и снижением окиси кремния (щелочной тренд) характерен для нефелиновых сиенитов, расположенных в западной части массива в поле развития карбонатных пород, прорывающих нефелиновые сиениты. В нефелиновых сиенитах отмечено закономерное пространственное (латеральное) изменение состава с увеличением содержания нормативного нефелина к контакту с вмещающими карбонатами. Вблизи контакта встречены основные щелочные породы (нефелиновые святоноситы), отвечающие составу полевошпатового уртита. Подобное поведение компонентов не противоречит предположению [1] об образовании нефелиновых сиенитов за счет десиликации сиенитовой магмы при ассимиляции карбонатов.

Графики содержаний редкоземельных элементов в сиенитах характеризуются крутым трендом с отношением La_n/Yb_n до 10. В сиенитах отчетливо выражена положительная европиевая аномалия Eu_n/Eu_n^* до 5.5. В сравнении с сиенитами расположенных рядом Улан-Нурского и Бирхинского массивов бирхинского габбро-сиенитового комплекса содержания редкоземельных элементов в сиенитах Тажеранского массива характеризуются большими вариациями и в среднем понижены, для сиенитов бирхинского комплекса европиевая аномалия нехарактерна.

В мафитовой части Тажеранского массива выделяются амфиболиты, расположенные в восточной и западной частях массива, роговики центральной и северо-восточной частей массива и субщелочные габброиды, прорывающие сиениты и амфиболиты. По химическому составу роговики практически аналогичны амфиболитам, характерной их особенностью является повышенное содержание извести и низкая щелочность. В структурном плане роговики перекрывают сиенитовое тело, слагая положительные части рельефа в центральной части массива, в то время как в седловинах обнажены сиениты с дайками субщелочных габброидов. В северо-восточной части массива наблюдается непрерывный переход от отчетливо полосчатых амфиболитов через полосчатые роговики к массивным роговикам. Графики содержаний редкоземельных элементов в кристаллических сланцах и роговиках характеризуются пологим трендом с отношением La_n/Yb_n от 1.5 до 4.3. На графиках отмечаются слабовыраженные европиевые аномалии, как положительные, так и отрицательные. Близость составов амфиболитов и роговиков, их структурные взаимоотношения не противоречат предположению [1] об образовании роговиков при термическом и флюидном воздействии сиенитового магматического плутона на вмещающие амфиболиты. Однако в восточной части массива среди роговиков отмечены разности с крайне высокими (более 20 вес.%) содержаниями окиси магния, не характерными для амфиболитов.

Габброиды, прорывающие сиенитовый комплекс [2], относятся преимущественно к субщелочному ряду. Для них характерны положительные корреляции кремнезема со щелочами и магнезии с известью при отрицательной корреляции окисей магния и алюминия. Это позволяет предположить, что разнообразие состава субщелочных габброидов обусловлено фракционной кристаллизацией трахибазальтовой магмы и вариацией содержаний породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза и клинопироксена. От габброидов бирхинского комплекса субщелочные габброиды отличаются повышенными концентрациями щелочей и окиси титана и пониженным содержанием окиси кальция при близких содержаниях кремнекислоты, глинозема и магнезии. Содержания редкоземельных элементов в субщелочных габброидах на порядок превышают их концентрации в сиенитах, что еще раз свидетельствует против модели образования сиенитов как дериватов щелочно-габброидной магмы. Отношение La_n/Yb_n в них варьируется от 8 до 10, значимые аномалии отсутствуют.

В пределах Тажеранского массива встречены рудные пироксениты. Пространственно они приурочены к зонам развития амфиболитов. Ксенолиты рудных пироксенитов, наряду с ксенолитами амфиболитов и крупнокристаллических габброидов, отмечаются в дайках субщелочных габброидов, прорывающих амфиболиты в восточной части массива. Для них характерны низкие содержания кремнекислоты и глинозема, повышенные концентрации железа и крайне высокие содержания титана (5–9 вес.%) и окиси фосфора (до 4.2 вес.%), что обусловлено значительной ролью в составе этих пород титаномagnetита, ильменита и апатита. В то же время содержание циркония в рудных пироксенитах не превышает его концентраций в субщелочных габброидах, что не позволяет рассматривать рудные пироксениты в качестве крайних дериватов щелочно-габброидной магмы. Положение рудных пироксенитов в толще кристаллических сланцев и присутствие их ксенолитов в дайках субщелочных габброидов свидетельствуют в пользу их раннего, по отношению к субщелочным габброидам, формирования.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00302).

- [1] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 245 с.
- [2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Склярова А.Е. Парадоксы Тажеранского массива нефелиновых и щелочных сиенитов (Приольхонье): уточнение модели формирования или ключ к новой концепции? // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Всероссийского научного совещания, Иркутск, 9–14 октября 2007 г. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 79–81.

ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ (СЕГОДНЯШНИХ) ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВЕЛИЧИНУ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА

П.С. Лапин

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

В поисковой геологии при прогнозе россыпного оруденения особое место отводится вычислению величины эрозионно-денудационного расчленения рельефа. Её значение используется и при исследовании перспектив алмазности отдельных территорий. В пределах бассейна реки Муна (Восточная Сибирь) открыто крупнейшее месторождение алмазов. Для Восточной Сибири весь бассейн реки Муна, в отличие от соседних с ним, является перспективной зоной. Известно, что разрушение коренного источника и дальнейшее перемещение полезного компонента происходят за достаточно длительный интервал времени. С одной стороны, оценка современных геологических процессов является завершающим этапом при решении эволюционных задач, поскольку позволяет выделять как реликтовые области, так и зоны активизации. В данном случае можно говорить об унаследованном развитии рельефа снизу вверх. С другой стороны, поскольку объем информации для выделения современных процессов существенно больше по сравнению с методами, основанными на анализе глубокопогруженных поверхностей, то ее можно использовать при решении задач унаследованного развития рельефа сверху вниз.

В данной работе выявление современных геологических процессов осуществлено в рамках системно-формационного подхода, развиваемого с позиции учения о геоморфологических формациях и литодинамических потоках Н.А. Флоренсова [1]. Оцениваются морфогенетические особенности развития земной поверхности. Выделяются морфогенетические ряды и соответствующие им районы, которые дают возможность судить о современных тенденциях в развитии рельефа земной поверхности. Набор элементов, позволяющий раскрыть модель морфогенеза, известен давно. Это водораздел, склон и днище долины. Одним из первых на необходимость сопряженного, взаимообусловленного развития долин, склонов и водоразделов в ходе пенеplanation обратил внимание Д.А. Тимофеев [2]. А.Н. Ласточкин [3] разработал и развил морфодинамический анализ рельефа. Главное для установления механизма рельефообразования – задать процедуру их совместного анализа.

Для оценки неравномерности в развитии рельефа, в пределах верховьев рек Муна и Тюнг по разработанной методике [4] проведено морфогенетическое районирование земной поверхности, которое раскрывает проявление ведущих современных геологических процессов. Для установления закономерностей строения и развития современного рельефа рассматривались процессы рельефообразования и осадкообразования в их неразрывном единстве, в котором последние еще не привели к осадкообразованию. С этой целью совместно анализировались изменения основной морфологической триады «водораздел, склон и днище долины» и общего показателя эрозионно-денудационного расчленения. Для совместного анализа изменений нами предложено значения показателя, в отличие от общепринятого подхода, вычислять по трём морфометрическим показателям (густота, глубина эрозионного расчленения и максимальный угол наклона склона). Данный подход для отдельных территорий позволяет выделить ведущий среди рельефообразующих процессов и подойти к решению вопроса о функционировании как существенном свойстве развития. Ведущий современный процесс имеет два уровня влияния на развитие района. На уровне района между элементами оцениваются координатные связи, а на уровне области – дистантные. Дистантные связи позволяют проследить влияние внешних факторов на развитие отдельной группы районов. Совпадения же в проявлении ведущего современного процесса на двух выделяемых уровнях могут свидетельствовать о выявлении реликтовой области.

По результатам районирования (рисунок) отмечается северо-восточная закономерность в пространственном проявлении современных геологических процессов. Так, для районов 7, 8,

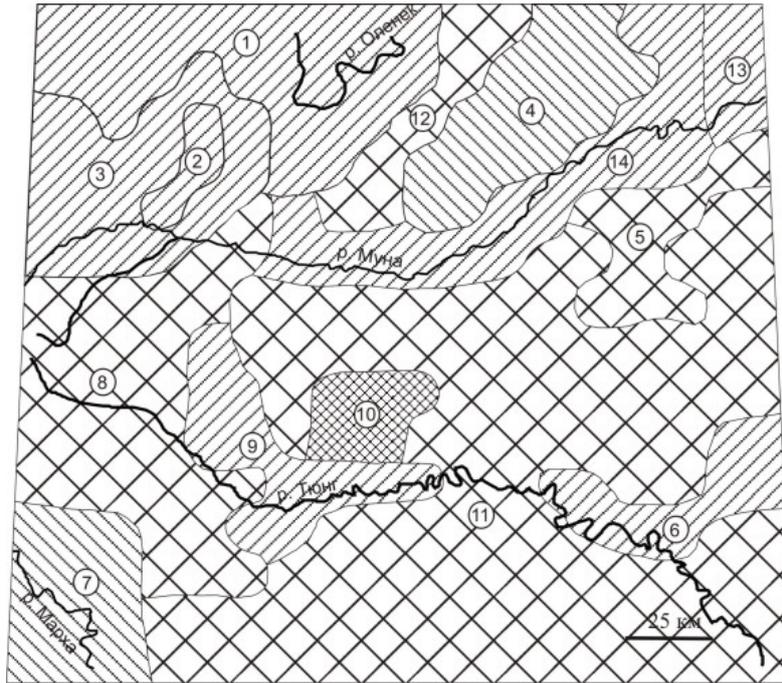


Схема морфогенетического районирования верховьев рек Муна и Тюнг (пояснения в тексте).

12, 4, и 5 отмечается преобладание флювиальных процессов и характерно нисходящее развитие. Для районов 1, 2, и 3 отмечается преобладание склоновых процессов и характерно восходящее развитие. Наибольшую площадь в пределах исследуемой территории занимает район 11. В его пределах отмечается преобладание склоновых процессов, приводящих к выполаживанию склонов и выравниванию территории.

Исследование современных ведущих геологических процессов на двух уровнях – области и района – позволило выявить реликтовые области. Одна из них соответствует району 11, другая – районам 8, 12 и 5. Почти 70 % территории исследования является реликтовой областью, что свидетельствует о достаточно устойчивом ее развитии на современном этапе. Она осложняется наличием: 1) районов 6 и 9, характеризующихся преобладанием склоновых процессов, и 2) района 10, в пределах которого фиксируется только один фоновый морфотип и невозможно выявить преобладание какого-либо процесса.

Наибольшая активность процессов характерна для северо-восточной части исследуемой области: районы 1, 2, 3, 14. Проявление склоновых процессов идентично для обеих групп. Различия отмечаются только в площади днищ долин. В первом случае она максимальна, а во втором – типична.

Таким образом, по результатам морфогенетического анализа установлены различия в развитии ведущих современных процессов для верховьев рек Муна и Тюнг. Так, река Тюнг протекает в пределах реликтовой области (район 11), частично осложненной преобладанием склоновых процессов – районы 6 и 9. Река Муна протекает по ослабленной зоне, граничащей с реликтовой областью. Характеризуется преобладанием склоновых процессов, которые приводят к врезанию и накоплению обломочного материала у подножья склона. Именно такой режим благоприятен для выявления перспективных областей алмазности по результатам изучения современного морфогенеза земной поверхности.

[1] Флоренсов Н.А. О геоморфологических формациях // Геоморфология. – 1971. – № 2. – С. 3–12.

[2] Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов. – М.: Наука, 1978. – 187 с.

[3] Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

[4] Лапин П.С., Красавчиков В.О. Морфометрические показатели при анализе направленности эрозионного расчленения рельефа // Геология и геофизика. – 1990. – № 10. – С. 105–114.

ВУЛКАНИЗМ УСОЙ-ТОЧЕРСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова

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

На территории Западного-Забайкалья, в пределах Усой-Точерского прогиба (на водоразделе рек Чина, Талая и Мал. Амалат) уже давно известны вулканогенно-осадочные отложения, изучением которых занимались К.П. Калинина, А.К. Гусева, М.А. Гладышев, В.Ф. Донцов, С.Д. Шер и др. Позднее, в 1957–1962 гг., на этой территории проводили геолого-съёмочные работы м-ба 1:200000 П.В. Осокин [1] и Н.А. Фишев [2].

Вулканогенно-осадочные образования были расчленены на свиты (снизу): тилимскую (ороченскую (PR₃), представленную доломитизированными известняками и доломитами, якшинскую (PR₃) – сероцветными филлитами, карбонатными сланцами, известняками, песчаниками, точерскую (Є₁) – сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, кислыми и средними вулканитами, багдаринскую (Є₃) – пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. В результате поисковых и тематических работ на бокситы и золото (1962–1965 гг.) были получены новые данные по стратиграфии, литологии, возрасту и металлоносности этих отложений. Было установлено, что: 1) породы якшинской свиты маломощные и распространены на юго-западе рассматриваемой территории, на северо-востоке она выклинивается и доломиты ороченской свиты перекрываются конгломератами точерской свиты. В связи с этим якшинская свита была переведена в ранг верхней части ороченской свиты; 2) породы ороченской и точерской свит залегают согласно с постепенными переходами. Они стратиграфически взаимосвязаны и объединены в одну серию, которую предложили называть усойской; 3) в отложениях ороченской свиты были установлены позднерифейские строматолиты и водоросли, по которым усойская серия была сопоставлена с байкальской серией Западного Прибайкалья; 4) отложения ороченской и точерской свит в целом соответствуют регрессивной серии, характерной для орогенного этапа развития осадочных бассейнов, и по этому признаку также параллелизуются с отложениями байкальской серии. Отмеченные факты позволили отнести отложения усойской серии к орогенному этапу развития байкалид (конец рифея), а залегающие на них несогласно отложения багдаринской свиты – к венду [3, 4], из последней затем были извлечены микрофоссилии, характерные для вендских отложений ушаковской, мотской и куртунской свит Западного Прибайкалья [5].

Геохронологические исследования показали, риолиты точерской свиты имеют возраст 837 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II) [6]. Отложения точерской свиты с севера-востока ограничиваются Келянским островодужным террейном, образованным преимущественно кислыми вулканитами, их туфами и субвулканическими лейкогранитами и гранит-порфирами. Возраст риолитов 814 и 829 млн лет [7]. Учитывая идентичный состав риолитов точерской свиты и риолитов Келянского островодужного террейна и их близкий возраст, авторы сделали вывод о том, что отложения точерской свиты образовались в преддуговом прогибе [8].

Вулканогенные породы, распространенные в данном районе, по мнению одних исследователей, являются средними и кислыми и ассоциируются с осадочными породами точерской свиты [1, 2, 3], по мнению других – представлены метабазами и метаандезитами с линзами серпентинизированных перидотитов и серпентенитов, и они в целом образуют офиолитовую ассоциацию [9]. Надо отметить, что вещественный состав вулканитов был изучен только петрографическими методами. Между тем изучение геохимического состава вулканитов позволяет надежно восстановить фациальные и геодинамические условия их образования. Нами было проведено петрогеохимическое изучение вулканитов точерской свиты по рекам Усой, Б. Киро, Амандак, Ауник.

Петро- и геохимическая характеристика пород. По вещественному составу среди вулканитов точерской свиты междуречья Б. Амалата и Усоя выделяются базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Породы образуют дифференцированную серию. На классификационных диаграммах большинство фигуративных точек составов пород располагаются в области известково-щелочной серии, часть базальтов и риолитов – в пограничной области известко-

во-щелочной и субщелочной серии.

Спектр распределения РЗЭ в базальтах точерской свиты слабонаклонный и горизонтальный. Содержание легких РЗЭ в пределах 5–45 хондритовых норм, тяжелых РЗЭ – 4–17. Значения отношений $(La/Yb)_N$ варьируется от 1.07 до 7.3. Риолиты точерской свиты характеризуются высоким уровнем концентрации РЗЭ: 50–100 хондритовых норм по легким и 4–20 по тяжелым лантаноидам, а значения отношения $(La/Yb)_N$ равны 3–18, и имеют отрицательную Eu аномалию. На спайдердиаграммах элементы нормированы к N-MORB-типу. Крупноионные низкозарядные элементы имеют пилообразный спектр, который, надо полагать, отражает перераспределение при наложенных процессах.

Спектр высокозарядных некогерентных элементов преимущественно на уровне N-MORB-типа или выше его. Как в базальтах, так и в риолитах отмечается слабо выраженный Nb минимум.

Сравнивая изученные базальты с геохимическими типами, можно отметить, что они обогащены по сравнению с базальтами N-MORB-типа и обеднены по сравнению с базальтами OIB-типа. По спектру распределения РЗЭ и высокозарядных некогерентных элементов на спайдердиаграммах они близки к базальтам E-MORB-типа и известково-щелочным базальтам островных дуг (CAB-тип). Но в отличие от базальтов E-MORB-типа на диаграмме $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$, фигуративные точки базальтов точерской свиты располагаются в поле известково-щелочной серии, на спайдердиаграммах в базальтах и риолитах отмечены отрицательные Nb аномалии и вулканиты точерской свиты образуют непрерывную дифференцированную серию. Эти характеристики позволяют отнести вулканиты точерской свиты к известково-щелочной серии, образовавшейся в преддуговом прогибе в островодужную стадию эволюции Баргузино-Витимского бассейна [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64035, 08-05-00290) и интеграционных проектов ОНЗ РАН 7.10.1., 7.10.2.

- [1] Осокин П.В., Воюш И.З. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист N-49-XVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. – 94 с.
- [2] Фишев Н.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист N-49-XII. Объяснительная записка. – М., 1974. – 92 с.
- [3] Булгатов А.Н., Васильченко В.В., Гамчян А.А., Хрипков А.В. Стратиграфия древних отложений, развитых в северной части Витимского плоскогорья, и их металлоносность // Советская геология. – 1969. – № 10. – С. 26–38.
- [4] Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. – Новосибирск: Наука, 1983. – 193 с.
- [5] Никольский Ф.Б., Митрофанов Г.Л., Файзулина З.Х., Трешетенкова А.А. О возрасте багдаринской свиты // Геология и геофизика. – 1984. – № 9. – С. 104–112.
- [6] Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л. и др. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 58–60.
- [7] Клейменов Ю.А., Ивлев А.С., Козлов Ю.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Лист N-50-II. Объяснительная записка. – М.–СПб., 2000. – 126 с.
- [8] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Ласточкин Н.И. и др. Стратиграфия, магматизм и метаморфизм Усой-Точерского прогиба (север Витимского плоскогорья, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 27–29.
- [9] 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.
- [10] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ МИКРОКОНТИНЕНТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

*Н.М. Левашова**, *А.С. Гибшер***, *В.М. Калугин***, *А.Б. Рябинин***,
*У. Грайс****, *Ш.Д. Мелуун****, *Д. Каменов****, *Д.Д. Меерт****

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

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

*** Гейнсвилл, Университет Флориды, jmeert@ufl.edu

Евразия – единственный современный суперконтинент, и ее тектоническая эволюция является ключом к пониманию процесса формирования древних суперконтинентов. В позднем докембрии–палеозое образование Евразии в основном происходило в Центрально-Азиатском поясе. Существующие модели его тектонической эволюции крайне противоречивы, особенно для центральной части пояса, структура которой имеет мозаичный характер и включает блоки с докембрийским фундаментом, реликты древних островных дуг и аккреционных призм, а также многочисленные офиолитовые сутуры. Ряд авторов полагает, что этот пояс сформировался при закрытии Палеоазиатского океана, и считает структуру его центральной части первичной. Другая группа моделей предполагает существование протяженной системы островных дуг между Балтикой и Сибирью в венде–кембрии. В среднем–позднем палеозое эта система претерпела интенсивные сдвиговые деформации, в результате которых и возникла сложная структура центральной части Центрально-Азиатского пояса. Само сосуществование столь радикально различающихся моделей Центрально-Азиатского пояса говорит о том, что мы знаем очень мало об этом процессе.

Во многом это связано с малочисленностью и малой надежностью палеомагнитных данных по структурам пояса. В последние годы был получен ряд среднепозднепалеозойских результатов, однако реконструкции ранних, венд-кембрийских, этапов формирования Центрально-Азиатского пояса пока практически не опираются на палеомагнитные данные. Получение новых данных по верхнему рифею, венду и кембрию микроконтинентов, входящих в структуру пояса, позволило бы установить, к какому континенту эти блоки принадлежали в верхнем рифее, и восстановить их палеоширотные перемещения в позднем докембрии – начале палеозоя. На базе таких данных можно было бы создать реконструкции ранних стадий развития Центрально-Азиатского пояса, основанные на количественных оценках перемещений входящих в него структур.

В Центрально-Азиатском поясе на территории Казахстана, Киргизии, России, Монголии и Китая выделяется ряд микроконтинентов с докембрийским основанием. Во время трех полевых сезонов мы посетили Улутау, Актау-Моинты, Большой и Малый Каратау в Казахстане, Таласский хребет Тянь-Шаня в Киргизии, Дзабханский и Тувино-Монгольский микроконтиненты в Монголии. Пока достоверные изотопно-геохронологические и палеомагнитные результаты удалось получить только по верхнерифейским вулканитам Дзабханского блока и по верхнерифейским кислым туфам и красноцветам Малого Каратау.

Дзабханский микроконтинент Центральной Монголии – один из немногих блоков Центрально-Азиатского пояса с архейским фундаментом (тоналитовые гнейсы в нижней части разреза имеют возраст 2560 млн лет [1]). Мы опробовали верхнерифейские бимодальные вулканиды дзабханской свиты и перекрывающие их осадочный чехол (цаганоломская и баянгольская свиты) и обнаружили, что дзабханские вулканиды имеют возраст 770–805 млн лет (U/Pb по цирконам). В это время Дзабханский блок находился на широте $47^{\circ} \pm 14^{\circ}$ с.ш.

В Малокаратаусском блоке Казахстана были получены надежные изотопные и палеомагнитные данные по верхнерифейским кислым туфам курганской свиты. Возраст фундамента блока не вполне ясен, но можно предположить, что ему не менее двух миллиардов лет. В пользу этого говорит тот факт, что в кислых туфах курганской свиты были обнаружены захваченные цирконы с возрастом 2032 ± 6.9 млн лет. Породы свиты имеют возраст 831–766 млн лет (U/Pb по цирконам); в это время Малокаратаусский блок находился на широте $34.2^{\circ} \pm 5.3^{\circ}$ с.ш.

Вероятно, многие, если не все микроконтиненты Центрально-Азиатского пояса, в том числе Дзабханский и Малокаратаусский, первоначально были частью более крупной континентальной плиты. Однако пока неизвестно, к какой (каким?) именно «материнской» плите принадлежали эти блоки и когда они отделились от нее. Предполагалось, что все эти блоки отделились от Восточной Гондваны [2] или имели сибирское происхождение [3], но эти гипотезы обоснованы весьма слабо. Наши новые данные позволяют вернуться к этому вопросу.

Суперконтинент Родиния сформировался примерно 1100–1300 млн лет назад, а 700–800 млн лет назад начался его распад [4]. Вероятнее всего, в верхнем рифее микроконтиненты Центрально-Азиатского пояса были частями Родинии, а возраст дзабханской и курганской свит приблизительно соответствует началу ее распада. На сегодняшний день вопрос о взаимном расположении различных кратонных блоков в пределах Родинии остается достаточно спорным. Поэтому в поисках подходящей «материнской» плиты для микроконтинентов мы предпочли не рассматривать Родинию как единое целое, а сравнить палеошироты Дзабханского и Малокаратаусского блоков с широтным положением основных плит, входивших в состав Родинии.

Дзабханский и Малокаратаусский блоки 750–800 млн лет назад находились в средних широтах северного полушария. Анализ палеомагнитных данных по основным платформам для интервала времени 700–800 млн лет позволяет предположить, что эти микроконтиненты могли входить в состав одной из следующих плит: Индии, Австралии, Северного и Южного Китая, причем Индия представляется нам наименее вероятным вариантом. По-видимому, Сибирь и Лаврентию можно исключить, поскольку они в это время находились в приэкваториальных широтах.

Время отделения микроконтинентов от материнской плиты (плит?) неизвестно, но интересно отметить, что в немакит-далдыне–томмоте мелкораквинная фауна Китая, Алданского щита, Малого Каратау и Монгольских микроконтинентов имеет много общих таксонов на уровне семейств, родов и видов. Все эти разрезы преимущественно карбонатные, почти везде имеются горизонты фосфоритов, а низы разрезов часто представлены тиллитами одного стратиграфического уровня (Тайшир – Нянто). Это позволяет предполагать, что в немакит-далдыне–томмоте все эти блоки находились в палеогеографически и климатически сходных условиях и, вероятно, были не слишком удалены друг от друга [5]. В атдабанае и боттоме Сибирь, Северный и Южный Китай и микроконтиненты Центрально-Азиатского пояса принадлежали к одной трилобитовой провинции [6].

Анализ палеомагнитных и палеобиогеографических данных, а также существующих представлений о перемещениях основных континентальных плит позволяет предполагать, что в верхнем рифее Дзабханский, Малокаратаусский и, вероятно, ряд других микроконтинентов принадлежали к одной из трех плит: Австралии, Северному или Южному Китаю. Неизвестно, когда эти блоки отделились от материнской плиты, но в немакит-далдыне–томмоте они, видимо, располагались неподалеку от Сибири, Северного и Южного Китая. В ордовике произошла коллизия Дзабханского блока с обрамлением Сибирской платформы, а Малокаратаусский блок (как и ряд других микроконтинентов Казахстана) вошел в состав Кокчетав-Северотяньшаньского домена.

- [1] Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Сумин Л.В., Шулешико И.К. Архейский изотопный возраст тоналитовых («серых») гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // ДАН СССР. – 1985. – Т. 284. – С. 670–674.
- [2] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–32.
- [3] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – 334 с.
- [4] Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // Tectonophysics. – 2003. – V. 375. – P. 261–288.
- [5] Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Монголии. – М.: Наука, 1996. – 216 с.
- [6] Репина Л.Н. Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1985. – С. 5–15.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РИФЕЙ-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРЕЙНОВ

Е.Ф. Летникова

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

Глинистые и терригенные породы древних крупных осадочных бассейнов наследуют редкоземельную специфику питающих провинций и отражают состав верхней части континентальной коры на определенных временных рубежах, как это было показано С. Тейлором и С. Мак-Леннаном [1]. Действительно, в результате проведенных нами изотопно-геохимических исследований рифейских и вендских терригенных отложений юга Сибирской платформы (карагасская, оселковская, байкальская серии и усть-тагульская свита) и согласно литературным данным [2] по Енисейскому кряжу четко прослеживается идентичность в распределении РЗЭ для изученных объектов и стандарта (РААС), принятого за средний состав постархейской континентальной коры. Следует отметить, что отложения с туфогенной добавкой, понижающей Sm-Nd модельный возраст ниже 2 млрд лет, также сопоставимы с РААС, при отсутствии различий в распределении РЗЭ. Все это свидетельствует о том, что накопление этих отложений происходило в обширных осадочных бассейнах на шельфе Сибирской платформы, где осуществлялось интенсивное перемешивание поступавшего обломочного материала, источники сноса которого длительное время оставались постоянными.

Другая ситуация возникает при изучении распределения РЗЭ в терригенных отложениях отдельных континентальных блоков в складчатом обрамлении. Например, рифейские калиевые аркозы и алевролиты Актау-Джунгарского континентального блока [3], образовавшиеся в результате разрушения пород кислого состава, представленных, в том числе, породами зрелой континентальной коры ($\text{SiO}_2 - 74.5$, $\text{K}_2\text{O} - 4.9$, $\text{Zr} - 2000$ г/т, $\text{Th} - 260$ г/т), не сопоставимы в распределении РЗЭ с РААС. Рифейские Na-аркозы Тувино-Монгольского микроконтинента образовались в результате разрушения гнейсогранитов докембрийского континентального Гарганского блока и неопротерозойских вулканитов энсиалической сархойской палеодуги [4]. Эти отложения также проявляют существенные отличия в распределении РЗЭ, имея при этом модельный возраст источников сноса, превышающий 2 млрд лет. Таким образом, можно заключить, что накопление рифейских обломочных пород Актау-Джунгарского и Тувино-Монгольского докембрийских континентальных блоков происходило в локальных бассейнах, вне связи с осадочными бассейнами крупных платформ, где не осуществлялось усреднение состава обломочных пород. Следует отметить, что между собой терригенные отложения этих двух блоков также не сопоставляются, так как каждый блок имеет свои индивидуальные геохимические особенности.

Если распределение РЗЭ в терригенных отложениях статично определяется источником сноса, не исключая при этом процессов рециклинга, то распределение РЗЭ в карбонатных отложениях отражает физико-химические особенности среды на момент осадконакопления – окислительные или восстановительные условия, влияние гидротерм на состав осадков и, в меньшей мере, источников сноса.

Содержания РЗЭ в карбонатных породах южного обрамления Сибирской платформы колеблются в интервале от 2.5 до 30 г/т. Среди изученных пород были как практически неизменные, так и метаморфизованные до амфиболитовой фации карбонатные отложения. Следует отметить, что при дальнейших преобразованиях карбонатных пород редкоземельные элементы остаются немобильными и не участвуют в процессах массопереноса. Ярким примером этого могут служить изученные нами карбонатные отложения икатской серии, представленные мраморизованными известняками. В целом, эти отложения содержат незначительное количество терригенной примеси и низкие концентрации редких и рассеянных элементов. Исключение составляют несколько проб, отобранных в правом борту р. Гарга ниже стрелки с р. Подикат. В этих пробах обнаружены содержания Pb до 550 г/т и Be – 150 г/т, что превышает кларк в 50 и 1500 раз соответственно. При петрографических исследованиях этих карбонатных отложений в

шлифах в достаточно большом количестве были встречены микроклин и мусковит, т.е. эти породы были интенсивно подвергнуты вторичным гидротермальным изменениям, но при этом концентрации РЗЭ и характер их распределения остались аналогичными вмещающим неизменным карбонатным отложениям икатской серии.

Вариации в распределении и содержаниях РЗЭ не зависят от доломитового или кальцитового состава пород, а также от их органического или хемогенного генезиса. С увеличением доли обломочного материала возрастает доля LREE, а с ее уменьшением падает общее содержание РЗЭ, но возрастает доля HREE [5]. Не последнюю роль здесь также играют подводные гидротермы, которые способствуют обеднению осадка LREE за счет их осаждения на гидроокислах железа и марганца [6]. Таким образом, вариации в отношениях LREE к HREE отражают физико-химические и геодинамические особенности обстановок седиментогенеза. Так, отношение LREE/HREE в субплатформенных отложениях юга Сибири выше 4; для пород активной континентальной окраины это отношение LREE/HREE изменяется от 4 до 2, а для осадков океанических островов оно менее 2 [7].

Среди изученных осадочных комплексов наиболее высокие значения РЗЭ отмечены для мелководных образований боксонской (1.5–30.0 г/т) и байкальской (6–26 г/т) серий, отличительной особенностью которых является присутствие рассеянных вкраплений и стяжений окислов железа и марганца, указывающих на повышенный окислительный потенциал среды накопления. Напротив, для глубоководных марганцевых руд Икатского месторождения, скорость накопления которых была достаточно высокой, аномально высоких содержаний РЗЭ не отмечается. Таким образом, высокие концентрации редкоземельных элементов, а также марганца и железа в мелководных карбонатных отложениях с минимальными содержаниями терригенной примеси могут свидетельствовать о низкой скорости седиментогенеза.

Практически для всех изученных образцов характерен Eu-минимум. Лишь для мелководных отложений океанических островов отмечается небольшая положительная аномалия ($Eu/Eu^* = 1.105$), которая, по-видимому, является унаследованной от пород питающей провинции [1]. Как упоминалось выше, для изученных баритов Джидинской зоны и Батеневского кряжа, приуроченных к вершинам гайот, типичен ярко выраженный Eu-максимум, генетически связанный с подводными гидротермами. Другим элементом, способным переходить в раствор, является Се. Для него свойственно окисление до четырехвалентного состояния и перераспределение из морской воды в осадок. Для части карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы отмечена положительная Се-аномалия. Это связывают с подводными гидротермами, обуславливающими поступление в бассейн седиментации гидроксофосфатов Fe и окислов Mn, которые способствуют осаждению Се [8]. Иными словами, Се-максимум в осадке свидетельствует о влиянии на состав отложений элементов, привносимых гидротермами. Этот механизм прослеживается для марганцевых руд и вмещающих карбонатных отложений икатской и цаган-забинской серий в пределах древних задуговых бассейнов. Так, для вмещающих отложений отмечен слабый Се-минимум ($Se/Se^* = 0.42-0.44$), а для Mn-руд характерен Се-максимум (2.4–2.8). Содержания Се (58–65 г/т) в рудах Икатского месторождения резко преобладают над всеми другими РЗЭ и содержаниями этого элемента во вмещающих карбонатных породах (Се – 1.8–2.7 г/т). Для карбонатных отложений базальных горизонтов байкальской серии также характерно наличие Се-максимума ($Se/Se^* = 1.62-1.68$), но аномальное поведение данного элемента в этом случае объясняется его накоплением в застойных лагунах при анаэробных обстановках седиментогенеза. Для остальных карбонатных отложений южного складчатого обрамления Сибирской платформы Се-аномалии не выявлены. Отношение Se/Se^* варьируется в пределах 1.05–0.8.

Таким образом, изучение РЗЭ в аркозах и прочих терригенных отложениях в совокупности с Sm-Nd изотопной характеристикой позволяет судить о масштабах неопротерозойских осадочных бассейнов и их приуроченности к определенным докембрийским континентальным блокам различного ранга – крупным платформам или мелким блокам. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях позволяет в ряде случаев оценить окислительно-восстановительный потенциал среды накопления, отметить вклад подводных гидротерм в формирование осадков и на основе преобладания «терригенного» или гидротермального происхождения источников поступления РЗЭ интерпретировать обстановки седиментогенеза карбонатных отложений как субплатформенные, задуговых бассейнов и океанических островов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы СО РАН-ОНЗ (ОНЗ10), РФФИ (проект 06-05-64686) и ИП СО РАН 6.6.

- [1] *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
- [2] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А.* Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // ДАН. – 2003. – Т. 390, № 6. – С. 813–817.
- [3] *Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.* Кембрийская коллизия дуга–континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [4] *Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л.* Геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // ДАН. – 2008. – Т. 418, № 4. – С. 1–6.
- [5] *Мигдисов А.А., Балашиов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла русской платформы // Геохимия. – 1994. – № 6. – С. 789–803.
- [6] *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. – М.: Наука, 2006. – 360 с.
- [7] *Летникова Е.Ф.* Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // ДАН. – 2003. – Т. 393, № 2. – С. 235–241.
- [8] *Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки Мирового океана. – СПб.: ВНИИ Океангеологии, 1998. – 337 с.

ТИПЫ СОЧЛЕНЕНИЙ РИФТОВЫХ ВПАДИН ПРИБАЙКАЛЬЯ

О.В. Лунина

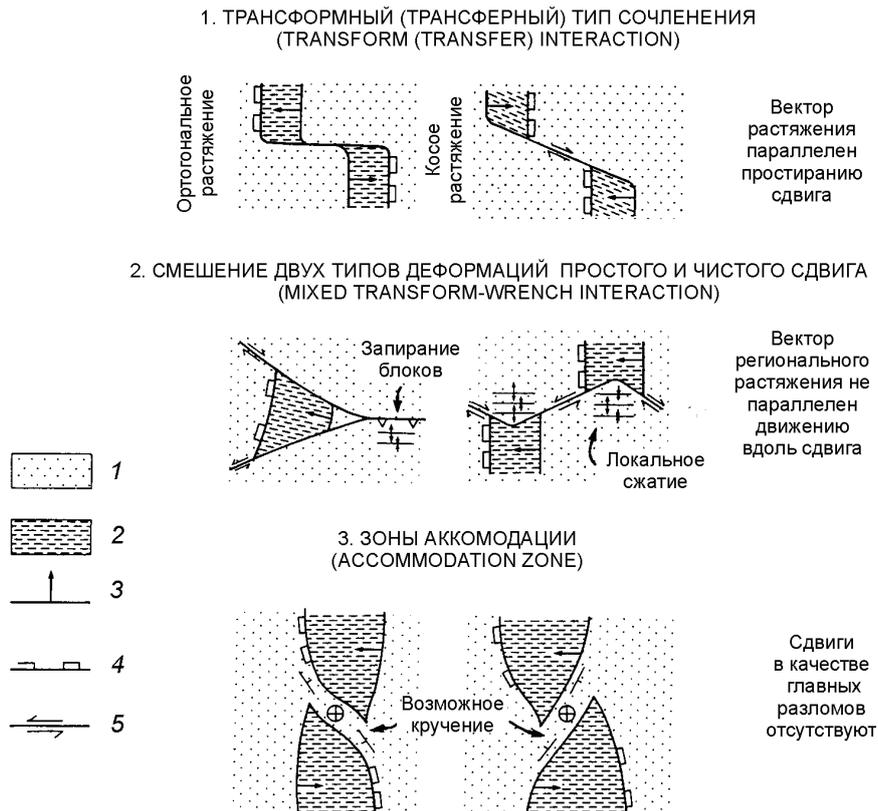
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

В Центрально-Азиатском подвижном поясе мезозойско-кайнозойские рифтовые впадины являются важнейшими структурными элементами, с развитием которых связана внутриплитная активность. Зачастую именно места их сочленений являются областями повышенной концентрации эпицентров землетрясений, поэтому изучение данной проблемы представляет большой теоретический и практический интерес. Ранее взаимодействие осадочных бассейнов в Прибайкалье описывалось либо с точки зрения морфологии [3, 5 и др.] и тогда лишь межвпадинная перемычка отождествлялась с сочленением, либо с точки зрения кинематики движений на флангах Байкальской рифтовой зоны, где были выделены трансформные разломы [4]. В отличие от предшественников в понятие сочленение впадин нами вкладывается такое их взаимодействие, которое учитывает не только рельеф, но и специфику локального поля напряжений, а также геометрические и кинематические особенности разломно-блокового строения земной коры на участках сближения рифтовых бассейнов. В связи с этим полученные нами данные об особенностях разломно-блокового строения и напряженном состоянии земной коры описываемого региона (опубликованы авторами в 2004–2008 гг. в журналах «Геология и геофизика» и «Геотектоника»), а также обобщенные известным американским ученым Б. Вернике [6] модели взаимодействия областей растяжения (рисунок) позволили нам детальнее, чем это было сделано ранее, на конкретных примерах рассмотреть характерные для Прибайкалья типы сочленения впадин.

Три главных типа окончаний и взаимодействий областей растяжения считаются общепринятыми (рисунок). Первый – трансформный, или трансферный, тип сочленения, в котором направление растяжения параллельно простиранию сдвига. При таком сочетании разломов и движущих сил деформация по сдвиговой зоне происходит по типу простого сдвига (среза). Второй тип сочленения, называемый в англоязычной литературе “mixed transform-wrench interaction”, является смешением двух типов деформаций простого и чистого сдвига. В этом случае блоки, приближенные к гексагональной форме, разделяются сдвиговыми нарушениями, но направление всеобщего (регионального) горизонтального растяжения не параллельно движению вдоль сдвига. Земная кора в поле таких деформаций в целом находится в стесненных условиях, и, как следствие, локально в ее верхней части возможны деформации сжатия, возникающие под действием сил, перпендикулярных направлению растяжения [6]. Третий тип взаимодействия, в области которого могут наблюдаться или чаще не наблюдаться сдвиговые разрывы, называется зоной аккомодации. Она состоит из сопряженных областей высокого и низкого рельефа. На окончаниях впадин все три механизма движений могут работать вполне согласованно [6], хотя, как оказалось, основные типы сочленений, независимо от ранга структур, обнаруживаются в различных местах Байкальской и Забайкальской рифтовых зон.

Большинство впадин Прибайкалья взаимодействуют через зоны аккомодации, ограниченные разломами сбросового или сдвига-сбросового типа или вообще не имеющие дизъюнктивных границ. По сути, это простое сочленение через межвпадинные перемычки, вытянутые вдоль простирания рифтовых бассейнов. Образцы такого типа сочленения можно наблюдать в зонах перехода от Кичерской к Верхнеангарской впадине, от Муйской к Чарской, от Селенгинской к Селенгино-Итанцинской и других местах. Зачастую именно этот тип сочленения характерен для соединений локальных рифтовых бассейнов, составляющих одну крупную впадину, например, таких, как Баргузинская и Селенгино-Итанцинская.

Сочетание двух основных типов сочленения, “mixed transform-wrench interaction” и трансформного, характерно для западного замыкания Тункинской депрессии в зоне ее перехода к Хубсугульской котловине. Здесь с одной стороны, ближе к оз. Хубсугул, Мондинский разлом работает как трансформный вследствие локальной переориентировки горизонтальных растягивающих усилий с северо-западного направления на субширотное. С другой стороны Мондинского разлома, у Харадабанской межвпадинной перемычки, наблюдается сложный



Модели, отражающие главные типы окончаний и взаимодействий областей растяжения по [6].

1 – относительно стабильные блоки, слабо деформированные в результате растяжения (может быть как горное обрамление, так и платформенная часть); 2 – области, сильно деформированные в результате растяжения (рифтовые впадины); 3 – ближайшая к центру граница области растяжения, стрелка показывает преобладающее направление падения главных разломов; 4 – удаленная граница области растяжения, зубцы расположены на стабильном блоке; 5 – сдвиги.

дизъюнктивный узел, значительные вариации ориентировок осей главных напряжений, и как следствие, смешение деформаций простого и чистого сдвига. Модель такого взаимодействия впадин объясняет взбросовые деформации на западном окончании Тункинского рифта, которые ранее интерпретировались как результат изменения регионального тектонического режима с растяжения со сдвигом на сжатие со сдвигом под действием коллизии Индостана и Евразии [1].

Явный трансформный тип сочленения в условиях косоугольного растяжения наблюдается в зоне перехода от Южно-Байкальской котловины к Тункинской системе рифтовых впадин. Роль трансформного разлома здесь играет Главный Саянский разлом, который по простиранию близок к направлению региональных растягивающих усилий [2]. К трансформному типу сочленения можно отнести переход от Верхнеангарской к Муяканской впадине, где роль трансформного (трансферного) разлома принадлежит Перевальному разлому. Многие из сдвиговых разрывных нарушений, ограничивающих поперечные межвпадинные перемычки, можно также отнести к трансферам, но значительно меньшего ранга по сравнению с такими разломами, как Главный Саянский. Судя по морфологии, особенностям разломно-блокового строения, кинематике движений и направлению региональных растягивающих усилий к трансформному типу сочленения можно отнести переходы от Гусиноозерской к Загустайской мульде и от Северо-Байкальской к Кичерской впадине.

Таким образом, учитывая самоподобие рифтовых бассейнов, следует признать, что типы сочленения могут быть одинаковы как для крупных, так и для мелких впадин, но на особенности их взаимодействия может влиять много разных факторов, главными из которых, очевидно, являются предшествующая структура, реология пород соседствующих блоков и локализация источника, приводящего к растяжению. Определенно, для более глубокой разработки данного

вопроса необходимо привлечение аналогового моделирования.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.13, гранта Президента РФ № МК-1323.2007.5, проекта РФФИ № 08-05-98110-р_сибирь_a и Фонда содействия отечественной науке.

- [1] *Аржанникова А.В., Ларрок К., Аржанников С.Г.* К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания системы Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 4. – С. 373–379.
- [2] *Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.* Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 46–58.
- [3] *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
- [4] *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. – М.: Наука, 1978. – С. 7–18.
- [5] *Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1973. – 136 с.
- [6] *Wernicke B.* Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera // Geolog. Soc. America. Geology of North America. – 1992. – V. G-3, The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S. – P. 553–581.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ РАЗРЫВЫ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27.08.2008 г. НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ

О.В. Лунина, А.С. Гладков

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

Землетрясение 27 августа 2008 г. на Южном Байкале вызвало огромный интерес научного сообщества и взволновало многих людей, проживающих на территории Иркутской области. Это связано с тем, что за последние десятилетия в данном районе по ощутимости и принесенному материальному ущербу в виде разрушенных печей и многочисленных трещин в зданиях и сооружениях различного типа, расположенных в эпицентральной зоне, оно стало наиболее заметным. По данным Гарвардского каталога землетрясений (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) M_s события была 6.3, координаты эпицентра по материалам Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (<http://seis-bykl.ru>) – 51.61° с.ш. и 104.07° в.д. (рис. 1). На обследование последствий землетрясения сразу выехало несколько групп сотрудников Института земной коры СО РАН. Мы сосредоточили основное внимание на поиске разрывных деформаций на земной поверхности, предположив, что обвальные явления и разрушения

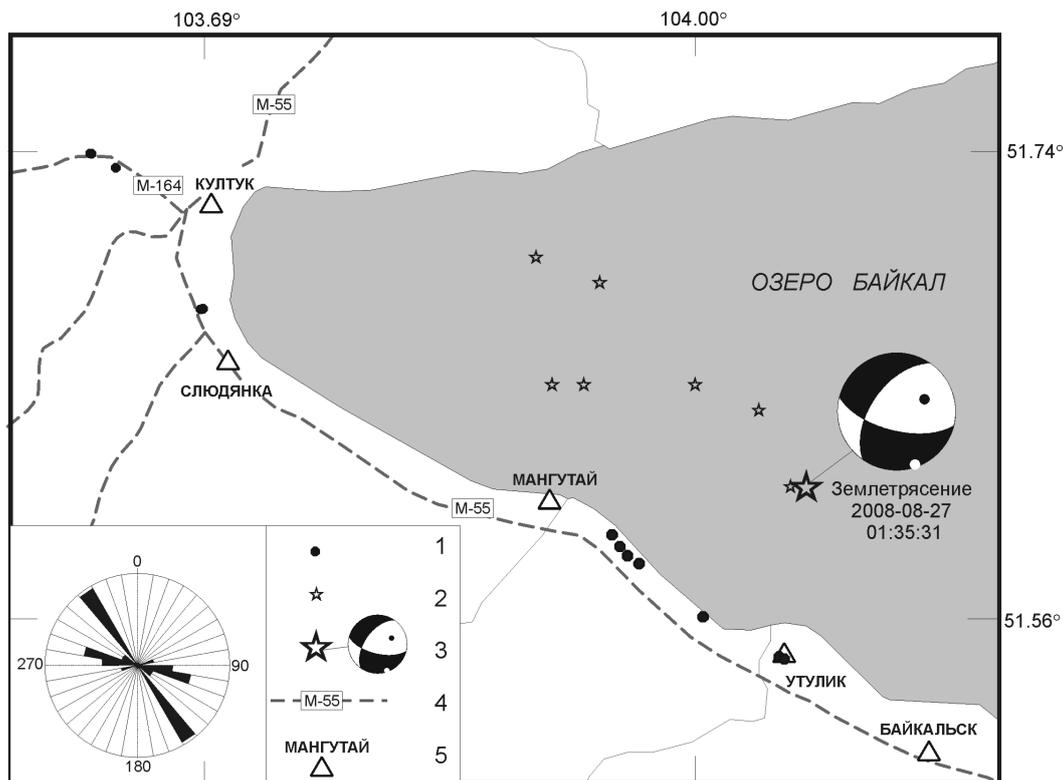


Рис. 1. Район обследования землетрясения 27.08.2008 г. с $M_s=6.3$ на Южном Байкале. В левом нижнем углу приведена роза-диаграмма генерализованных простираний сейсмогравитационных разрывов (количество замеров 13, шаг – 10, максимальный % 38).

Координаты главного толчка землетрясения и афтершоков приведены по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (<http://seis-bykl.ru>), магнитуда и механизм землетрясения – по Гарвардскому каталогу землетрясений (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>).

1 – точки наблюдения, в которых задокументированы сейсмогравитационные разрывы; 2 – афтершоки землетрясения с $K \geq 9$ за период с 27.08.2008 г. по 01.09.2008 г.; 3 – главный толчок землетрясения 27.08.2008 г. и механизм очага; 4 – автодороги и номера главных шоссе; 5 – основные населенные пункты.

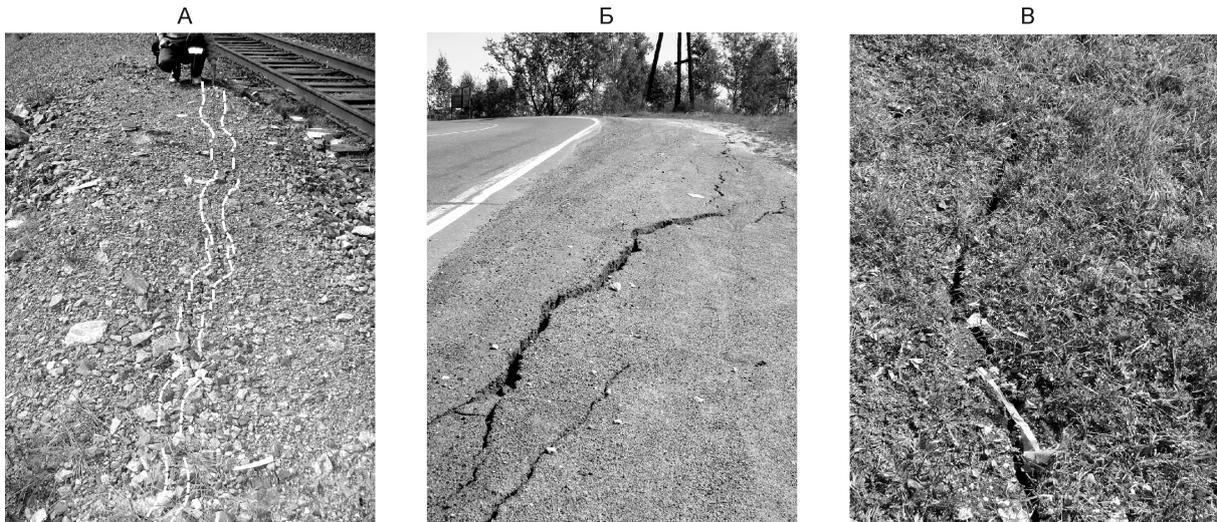


Рис. 2. Примеры сейсмогравитационных разрывов на земной поверхности, связанных с землетрясением 27.08.2008 г.

А – в железнодорожной насыпи (область распространения подчеркнута белыми пунктирными линиями); *Б* – в асфальте (далее продолжается в земле); *В* – непосредственно в земле.

строений будут детально описаны другими исследователями. Таким образом, спустя два дня после события при возвращении с полевых работ, проводимых в районе Иволгино-Удинской впадины, нами был обследован участок вдоль железнодорожного полотна и автомобильной трассы от г. Байкальска до с. Култук и далее по дорогам, ведущим в Тункинскую долину и г. Иркутск.

В результате проведенного обследования, помимо камнепадов и оползней, нами были обнаружены сейсмогравитационные разрывы в железнодорожных насыпях, асфальте, на границе асфальта и дерна, а также непосредственно в земле (рис. 2). Особенностью распространения этих нарушений является их четкая локализация: при одинаковой детальности обследования они были встречены только на участках между с. Утулик и с. Мангутай, г. Слюдянка и с. Култук, а также в нескольких километрах западнее с. Култук (рис. 1). В каждой из точек наблюдений разрывы были представлены серией субпараллельных или кулисообразных трещин общей протяженностью до 150 м. Нами измерялось их генеральное простирание. Построенная по этим замерам роза-диаграмма показывает превалирование субширотного и северо-западного направлений разрывов (рис. 1). Некоторые из трещин имели раскрытие до 10 см и сбросовые смещения до 8 см. Очевидно, указанные амплитуды были обусловлены наличием свободной поверхности. Несмотря на сейсмогравитационную природу трещин, образованных при землетрясении 27.08.2008 г., нами было сделано предположение, что сейсмическое событие связано с активизацией узла разломов субширотного и северо-западного простирания. Косвенно это подтверждается особенностями распределения афтершоков с $K \geq 9$ за период с 27.08.2008 г. по 01.09.2008 г. (рис. 1).

Механизм очага по данным Гарвардского каталога землетрясений согласуется с нашими наблюдениями: одна из нодальных плоскостей имеет простирание 104° и совпадает с субширотным максимумом на розе-диаграмме (рис. 1). Тип подвижки в очаге близок к сбросо-сдвигу с практически равным вкладом сбросовой и сдвиговой компонент смещений. Исходя из уравнений регрессий, показывающих зависимость длины сейсмогенного разрыва L на поверхности от магнитуды M_s [1], очевидно, что очаговый разрыв, скорее всего, вышел на поверхность на дне оз. Байкал. Для сдвигов L при $M_s=6.3$ будет равна 13.7 км, для сбросов – 11.5 км. Примерно такую же протяженность (≈ 9.5 км) имеет сегмент между с. Утулик и с. Мангутай, в пределах которого задокументировано основное количество сейсмогравитационных трещин на земной поверхности. Примечательно, что эпицентр землетрясения расположен как раз напротив этого участка (рис. 1). Таким образом, в условиях Байкальского региона, где очаговые сейсмодислокации зачастую скрыты под водами оз. Байкал, информация о сейсмогравитационных разрывах

имеет особо важное значение для характеристики землетрясения и определения разлома или разломов, с которыми оно связано. Интенсивные сотрясения грунта, разрывы на земной поверхности и деформации зданий и сооружений в г. Слюдянка и с. Култук, вероятно, определяются наличием разрывных нарушений субширотного и запад–северо-западного простирания, трассирующихся вдоль Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины, которые послужили волноводами для сейсмического излучения из очага землетрясения.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.13, гранта Президента РФ № МК-1323.2007.5, проекта РФФИ № 08-05-98110-р_сибирь_a и Фонда содействия отечественной науке в рамках Интеграционной программы СО РАН - ОНЗ (ОНЗ 10).

[1] Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 9. – С. 1389–1398.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИКАТ-ЕРАВНИНСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ТРАНСЕКТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов, Е.Х. Турутанов, В.Г. Беличенко

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

Восточно-Сибирский трансект, пересекающий Байкальскую и Забайкальскую складчатые области, был построен на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных [1, 2]. Однако в течение последнего десятилетия появились новые сведения о возрасте осадочно-вулканогенных комплексов и гранитоидов, а также о структуре регионов, пересекаемых трансектом. Наиболее ярко это отражено в пределах Икат-Еравнинского сегмента. Имеющиеся данные позволяют уточнить строение земной коры и ее эволюцию в пределах рассматриваемого региона.

Икат-Еравнинский сегмент трансекта пространственно совпадает с Еравнинской и Икат-Богдаринской зонами раннекаледонского аккреционно-коллизонного сооружения Западного Забайкалья [3]. Его формирование осуществлялось с позднего рифея вплоть до ордовика. Кроме того, здесь отмечаются проявления позднекаледонских (силур–девон) и частично герцинских (верхнепалеозойских) движений [4, 5].

Зоны являются составной частью региональной структуры, представляющей собой коллаж террейнов, состоящих из разнообразных по составу и строению структурно-вещественных комплексов. Еравнинская зона по особенностям строения сходна с энсиалической островной дугой [6]. Ее фундамент представлен метаморфическими комплексами рифея, а островодужные образования – раннекембрийскими вулканитами, варьирующимися от андезитов до риолитов и базальтов с линзами археоциатовых известняков. Для Икат-Богдаринской зоны характерно широкое распространение гранитоидов карбон-раннепермского возраста, слагающих Ангаро-Витимский батолит. Стратифицированные слабометаморфизованные толщи представлены карбонатно-терригенными образованиями, сохранившимися в виде ксенолитов в провесах кровли батолита. Их возраст определяется как венд-кембрийский. Однако в последние годы в пределах зоны были установлены вулканогенно-осадочные образования, которые по фаунистическим находкам соответствуют позднему девону и карбону. Наиболее обстоятельно это доказано при исследовании Богдаринской синформы, которая располагается несколько северо-восточнее границ трансекта. Она представляет собой аллохтон со сложной покровно-складчатой структурой [5]. Структурное обособление аллохтона вызвано срывом слагающих его толщ с кристаллического основания и последующей его деляминацией. Видимая амплитуда шарьирования достигает 20–25 км. В пределах синформы установлен структурный парагенез в виде послонных складок течения, межпластового кливажа, взбросов, а также складок изгиба. Данный структурный парагенез указывает на то, что тектонический транспорт аллохтонных масс осуществлялся в северо-западном направлении.

Осадочно-метаморфические образования, слагающие верхний структурный уровень коры, прослеживаются до глубины 10 км. Значительный объем в строении коры принадлежит гранитоидам Ангаро-Витимского батолита. На разрезах этот плутон-гигант представляет собой массивное тело, осложненное раздувами мощности и боковыми апофизами. Его средняя вертикальная мощность (толщина) оценена в 5–7 км. В местах утолщений вертикальные размеры гранитоидов достигают 15–30 км. В первом приближении объемная модель Ангаро-Витимского батолита сопоставима с огромной пластиной, обладающей сложноустроенной подошвой и субгоризонтальной кровлей.

Имеющиеся возрастные датировки свидетельствуют о том, что становление гранитоидов произошло в узком временном интервале между 320 и 290 млн лет.

Значительный объем среднего уровня земной коры занимают метаморфические образования, которые прежде относились к раннему докембрию (архей–палеопротерозой). Однако современные геохронологические исследования показали, что они имеют позднерифейский возраст с неоднократной термальной переработкой на рубежах 700–660, 490, 440–420. Это было установлено при изучении гранитогнейсов в пределах Гарганской купольной структуры [7].

В пределах рассматриваемого сегмента поверхность Мохо характеризуется субгоризонтальным положением и располагается на глубинах около 48 км. Для построения непрерывного профиля глубины раздела Мохо использовалась карта толщины земной коры юга Сибири и Монголии [8].

Заметим, что геофизические материалы дают информацию о строении верхней части коры до глубин 15–25 км. Какая-либо информация о нижней части земной коры практически отсутствует. Глубинные построения основаны на результатах интерпретации гравитационного поля, приемы обработки которого описаны в [8, 9].

Таким образом, в пределах Икат-Еравнинской зоны в девонское время проявились тектонические события, которые привели к возникновению системы прогибов, существовавших до позднего палеозоя включительно. Для них предполагается рифтогенная природа. Возникли они на каледонском складчатом основании, включавшем венд-кембрийские палеоокеанические и островодужные комплексы. В конце среднего карбона регион подвергся тангенциальному сжатию, которое сопровождалось формированием складчато-разрывных дислокаций, метаморфизмом и гранитообразованием. По совокупности признаков эти эндогенные процессы соответствуют орогеническим движениям. Однако природа их пока не имеет однозначного толкования и может являться отражением следующих процессов: коллизионных (в том числе и внутриплитных), субдукционных, плюмовых.

Финансовая поддержка: грант РФФИ (проект 06-05-64117), Интеграционный проект ОНЗ СО РАН 10.1 «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от палеоокеана к континенту».

- [1] Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E. Kh, Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberia transect // Intern. Geol. Review. – 1995. – V. 37. – P. 154–175.
- [2] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В. Строе-ние земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. – 1997. – № 1. – С. 37–42.
- [3] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К. К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 30–34.
- [4] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [5] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 171–196.
- [6] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
- [7] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеев А.М. Возраст гнейсогранитов Гаргинской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы 1-й международной конференции. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2008. – 460 с.
- [8] Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. – 1989. – V. 168. – P. 327–342.
- [9] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 104–108.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ПЕРЕМЕЩЕННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРИОЛЬХОНЬЕ (БАЙКАЛ): СВИДЕТЕЛЬСТВА ПО КВАРЦИТАМ

*А.М. Мазукабзов**, *В.С. Федоровский***

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

** Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

В структурной зоне Оргойта–Змеиная падь коллизионной системы раннего палеозоя Прибайкалья обнаружены ранее неизвестные признаки мощного проявления коры выветривания (по-видимому, кайнозойского возраста) и ее перемещенных продуктов. Материал получен при изучении раннепалеозойских синметаморфических складчатых структур с участием кварцитов. Эти породы занимают значительную часть площади зоны и присутствуют здесь в двух основных модификациях. Одна из них – полосчатые, плитчатые кварциты, образующие разнообразные складки вместе с мраморами, силикатно-карбонатными гнейсами, амфиболитами. Вторая разновидность – массивные сливные кварциты. Метаморфическую полосчатость удастся наблюдать в них лишь в редких случаях. В литературе обсуждались различные (в том числе и весьма экзотические) варианты генезиса кварцитов Приольхонья. Однако никто прежде не сомневался в участии кварцитов в геологическом строении региона и особенно зоны Оргойта–Змеиная падь. В данном сообщении мы не касаемся этих вопросов и хотели бы привлечь внимание к другим темам: роли кварцитов как индикаторов существования региональной коры выветривания (ее следы обнаруживаются здесь не всегда уверенно) и отделению кварцитов, участвующих в строении перемещенных кор выветривания, от кварцитов, составляющих коренные выходы, обычные элювий и делювий. Говорить об этом приходится потому, что геологическое картирование, проведенное без учета таких данных, приводит к искажениям в изображении на картах структурных ситуаций и может серьезно осложнить интерпретацию геологического материала.

В рамках зоны Оргойта–Змеиная падь кварциты занимают большие площади – около 30 % этой территории. Как и другие породы, они встречаются и в многочисленных коренных выходах, и в виде обломочного материала. Специфика кварцитового делювия состоит в том, что эти породы обладают исключительной устойчивостью к любым экзогенным факторам. Все остальные породы постепенно дезинтегрируются и уничтожаются в процессе формирования коры выветривания, но кварциты остаются неизменными. В результате число обломком кварцитов в элювии и делювии постепенно нарастает, нередко они остаются единственной породой в составе обломков. При этом многотонные глыбы кварцитов зачастую достигают внушительных размеров (1–5 м в поперечнике). Геологу трудно избавиться от впечатления, что он имеет дело практически с коренными породами или элювием. Если иметь в виду, что россыпи глыб кварцитов покрывают большие площади (здесь зачастую нет никаких других пород, кроме кварцитов), то уверенность в том, что картируется именно толща кварцитов, становится почти полной. Вместе с тем, повышение точности геологического картирования (а это стало возможным при использовании аэрокосмических материалов сверхвысокого разрешения) объективно обнаружило многочисленные «затеки» контуров «толщи кварцитов» поперек структур, образованных другими метаморфическими породами. Именно в таких местах, в условиях полной обнаженности, можно наблюдать налегание глыб кварцитов на другие породы (чаще всего это мраморы). Многочисленные глубокие ущелья, прорезающие плато в прибрежной зоне Байкала, позволяют видеть истинную картину: плащ глыб кварцитов перекрывает любые породы и структуры метаморфического комплекса. Нужно отметить, что в составе этого комплекса присутствуют и сами кварциты, давшие начало глыбовым развалам.

На плато в свое время были пройдены линии канав. Некоторые из них вскрывают рыхлый чехол. Он представлен желтыми супесями и суглинками с горизонтами кварцитового щебня. Крупные глыбы кварцитов залегают (в тех канавах, которые нам удалось увидеть) поверх толщи супесей, они иногда вдавлены в нее. Возможно, это позволяет думать, что поступление глыбового кварцитового материала происходило позже, чем накопление толщи желтых или

рыжих супесей. Впрочем, возможны и другие решения. Сейчас нам кажется интересным обратить внимание на ситуации, связанные с техникой картирования. Только истинно коренные выходы кварцитов позволяют с уверенностью показывать такие породы на геологической карте. Глыбовые развалы, независимо от размера глыб, подозрительны, в данном районе они в подавляющем числе случаев оказались не просто делювием, а компонентом перемещенной коры выветривания. Сами же горизонты кварцитов вместе с другими породами участвуют в складчатой структуре, и мощность таких горизонтов сравнительно невелика. На поверхности плато она, по-видимому, не превышает 5–20 м. Разумеется, требует объяснения тот факт, что огромное количество глыб кварцитов на плато кажется несравнимым с массой кварцитов в истинно коренных выходах. Выход из этого противоречия можно видеть, если предположить, что генезис кварцитовых глыб связан с формированием коры выветривания. Именно в этом случае количество обломков кварцитов будет нарастать, а глыбы и щебень других пород – уничтожаться. Разрезы, вскрытые в канавах, подтверждают, как кажется, это предположение. Первыми разрушаются и переводятся в супесь остальные породы площади (мраморы, амфиболиты, граниты, кальцифиры и т.д.). Кварцитовый материал, ввиду своей исключительной устойчивости, сохраняется гораздо дольше, и он поступает в «рыхлый разрез» позже всех других пород.

Многие вопросы в связи с этими находками остаются пока нерешенными. Первый из них – соотношения перемещенной коры выветривания зоны Оргойта–Змеиная падь с известными в регионе проявлениями остаточной палеогеновой коры выветривания. Второй вопрос – масштабы этого процесса. По нашим данным, они могут быть значительными. В зоне Оргойта–Змеиная падь площадь кварцитовых покровов составляет примерно 30 км². В виде протяженного языка этот покров картируется в юго-западном направлении, где он пересекает границу раннепалеозойской Главной сдвиговой зоны. В современном срезе здесь локализован узкий и протяженный грабен – рифт (сателлит байкальской системы таких структур). В днище грабена многочисленны находки хорошо окатанных галек кварцитов. Следовательно, делювиальный кварцитовый материал вовлекался в обработку речными потоками или озерными водами. Северо-западнее, на площади Чернорудской зоны раннепалеозойской коллизионной системы, обнаружены несколько площадей развития водораздельных валунов и галечников кварцитов высокой степени окатанности (районы Еланцы, Тонта, Кучелга, Черноруд). Юго-восточнее, в зоне Орсо, такие же галечники располагаются в самых низких частях плоских днищ грабенообразных структур, протянувшихся вдоль скального побережья Байкала. Наконец, русло современной реки Анги переполнено прекрасно окатанными валунами и гальками кварцитов – они не отличаются от таких же водораздельных отложений. Изучение кварцитового материала в делювиальных глыбах и окатанных обломках может привести к расшифровке многих деталей новейшей геологической истории региона. При этом нужно, конечно, иметь в виду, что в регионе в целом источниками кварцитового материала в делювиальных и аллювиальных обломках, поступающих из кор выветривания, могли быть разновозрастные комплексы коренного ложа. Кварциты здесь известны не только в составе толщ Ольхонской коллизионной системы раннего палеозоя. Они участвуют и в строении Сибирского кратона (например, палеопротерозойская анайская свита сарминской серии) и точно так же, как и кварциты раннего палеозоя, вовлекались в процессы выветривания, составляли обломочный материал переотложенных продуктов такой коры. Можно предположить, что на границе кратона и раннепалеозойской коллизионной системы, вдоль подножия уступа Приморского разлома, палеопротерозойские и раннепалеозойские кварциты в составе делювиального и аллювиального материала переотложенной коры выветривания вообще перемешаны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00177), программы фундаментальных исследований Президиума РАН (направление «Электронная Земля»), программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса».

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД РАЗНЫХ УЧАСТКОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В.А. Макрыгина*, В.Г. Беличенко**, Л.З. Резницкий**

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН,

В составе вулканогенно-терригенной толщи Тункинского террейна, слагающей аллохтонный комплекс, в разные годы выделялись разновозрастные свиты и толщи (хонголдойская, шумакская, хангарульская, уртагольская и др.). Их относили к разным структурам, в частности к Хонголдойской и Шумацкой глыбам [1, 2]. Р.Г. Боос показал, что почти все они относятся к одной стратиграфической толще, нижней, существенно терригенной с прослоями метавулканитов (уртагольская свита) и преимущественно карбонатной в верхней части (толтинская свита) [3]. Чтобы подтвердить этот вывод, мы проанализировали пробы метатерригенных пород двух разобренных участков выходов толтинской толщи: Мункусардыкского по притокам в верхнем течении р. Иркут и Богохонголдойского по р. Бого-Хонголдой, правому притоку р. Китой (рис. 1).

На обоих участках метатерригенные породы представлены биотит-хлорит-серицитовыми, двуслюдяными сланцами с примесью карбонатного материала (метапелиты и метаалевролиты). На р. Иркут проявлен метаморфизм биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

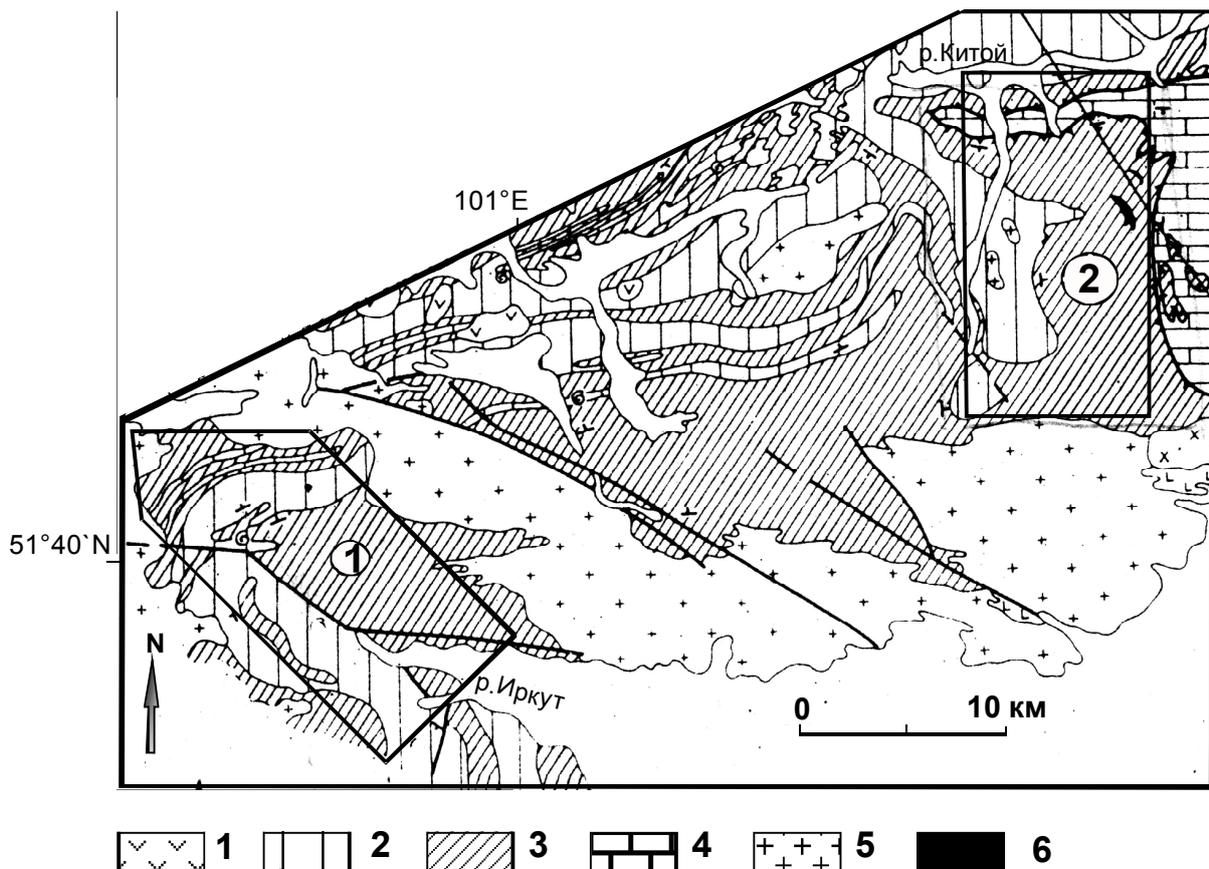


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Тункинских гольцов по [3].

1 – платобазальты (CZ); 2–3 – свиты (ε): 2 – толтинская, 3 – уртагольская; 4 – карбонатный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента; 5 – граниты (PZ₂); 6 – ультрабазиты.

Цифры в кружках – участки работ: 1 – Мункусардыкский, 2 – Богохонголдойский.

Лишь в пачке, обогащенной Mn, появляется гранат [4]. На Богохонголдойском участке степень метаморфизма от устья реки к верховьям, к вершинам Тункинских гольцов, повышается до гранат-ставролитовой субфации амфиболитовой фации.

Вторая группа терригенных пород в разной степени обогащена вулканогенным материалом. Это метатUFFиты, представленные эпидот-биотит-хлоритовыми, иногда с актинолитом сланцами, также с примесью карбонатов и пирита или магнетита. Они переслаиваются с актинолитовыми и биотит-актинолитовыми сланцами (метавулканитами). Выше в разрезе начинают преобладать кальцитовые, реже доломитовые мраморы собственно толтинской свиты. На Богохонголдойском участке присутствует нашлепка офиолитового покрова, представленная серпентинитами, тальк-карбонатными и гранат-тальк-карбонатными сланцами ультраосновного состава.

Геохимическое изучение сланцев показало, что среди терригенных пород можно выделить группы глиноземистых метапелитов (17–20 мас.% Al_2O_3), сланцев, резко обогащенных барием либо Zr, Nb и PЗЭ (рис. 2, В, Г). Для метатUFFитов характерны пласты, богатые FeO (до 13–18 мас.%), TiO_2 и элементами группы железа (рис. 2, А). Некоторые пачки тUFFитов обогащены хромом.

Концентрация бария в отдельных прослоях метаалевролитов повышается до 3500–5500 г/т и более и не всегда коррелируется с калием. Более того, высокие концентрации бария иногда встречаются в соседних прослоях тUFFитов. Поскольку почти все пробы имеют примесь карбонатов, можно предположить присутствие в сланцах этой пачки витерита или барита, что предстоит проверить.

Важно, что те же группы сланцев характерны для разрезов уртагольской свиты и на р. Иркут, и на р. Бого-Хонголдой, что отчетливо видно по распределению в них широкой группы редких элементов (рис. 2). Повторение таких своеобразных по составу метатерригенных пород в разрезах уртагольской свиты на разных участках, которые ранее относились даже к различным структурам, подтверждает принадлежность изученных пород и к одному стратиграфическому уровню, и к единой структуре Тункинского террейна.

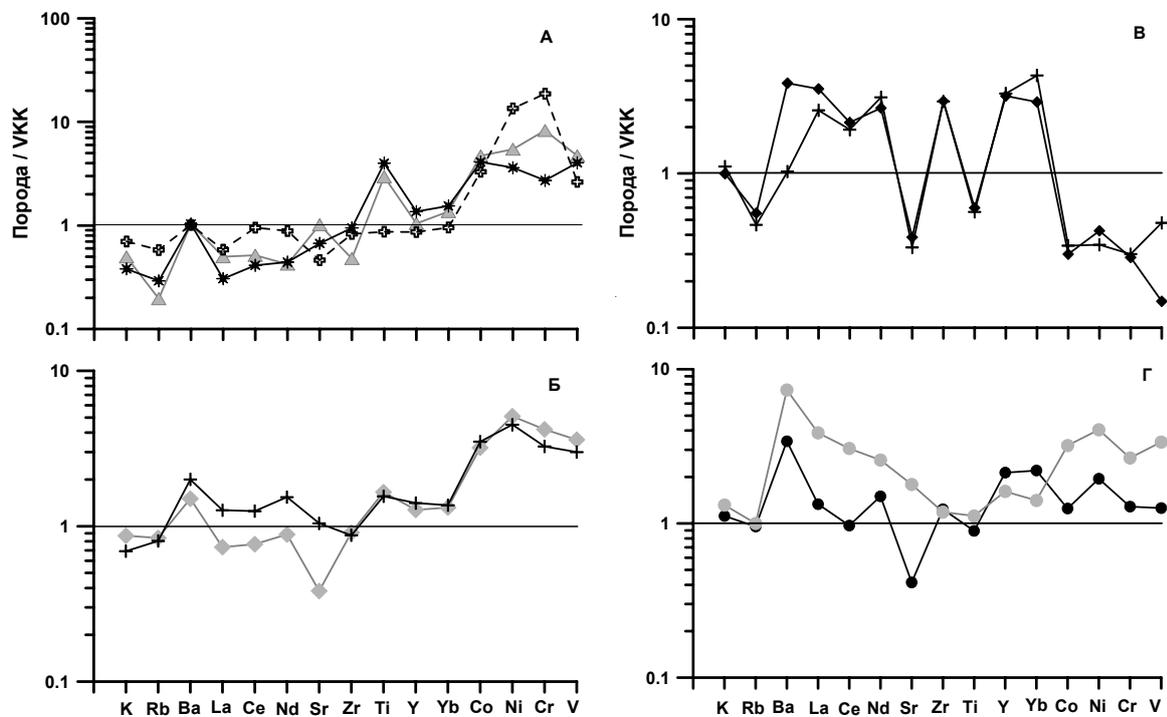


Рис. 2. Спайдердиаграммы для средних составов Fe-метатUFFитов (А), кресты – с высоким содержанием Sr; глиноземистых метапелитов (Б), метапесчаников, богатых Zr, Nb и PЗЭ (В); метаалевролитов, обогащенных Ba (Г). Черные значки – Мункусардыкский, серые – Богохонголдойский участки.

Особенностью разреза уртагольской свиты на Мункусардыкском участке является наличие на р. Средний Иркут пачки метапесчаников, содержащих много Zr (обломочный циркон), Nb и РЗЭ (ортит) (рис. 2, В) и шахматный альбит, развивающийся по калишпату. Аналогов этих пород на р. Бого-Хонголкой не встречено. Видимо, источником сноса материала для этой пачки послужил небольшой гранитный массив с редкометалльной минерализацией, тем более что модельный возраст этих метапесчаников моложе других терригенных пород – 1469 млн лет при оценках модельного возраста остальных сланцев 1807–1975 млн лет (см. статью Л.З. Резницкого и др. в настоящем сборнике).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ СО РАН (7.10.1) и РФФИ (проект 08-05-00403).

- [1] *Парфенов Л.М.* Природа Хонголкойской «глыбы» архея. (Тункинские гольцы Восточного Саяна) // Геология и геофизика. – 1964. – № 5. – С. 133–138.
- [2] *Бузиков И.Л., Обручев С.В.* Стратиграфия и тектоника докембрия Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монголкойской АССР. Вып. 3. – Улан-Удэ, 1957. – С. 69–90.
- [3] *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 143 с.
- [4] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г.* Геохимия метапелитов Хамардабанского и Тункинского террейнов (к проблеме их разделения) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 8–11.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ПРИМЕРЕ ПРЕДИВИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Н.Ю. Матушкин

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

Предивинский террейн сложен островодужными и офиолитовыми комплексами и вместе с Исаковским террейном Енисейского кряжа входит в состав Приенисейской островной палеодуги [1–4], аккреция которой к Сибирскому кратону произошла в позднем неопротерозе. Палеодуга с востока отделена от других террейнов Енисейского кряжа Приенисейским тектоническим швом, который, согласно геофизическим исследованиям, протягивается от Южно-Енисейского сегмента кряжа до северного окончания Заангарья и имеет большую глубину залегания с падением плоскости сместителя на запад [5, 6]. В зоне сочленения Предивинского и Ангаро-Канского террейнов Приенисейская зона разломов прослеживается по непосредственным геологическим признакам, а также по отчетливо выделяемой коленообразной положительной аномалии силы тяжести, ограниченной гравитационными ступенями. Выделяются также локальные положительные аномалии, особенно характерные проявления вблизи контакта и наиболее мощных тектонических нарушений. Эти аномалии подчеркивают неоднородности, вероятно связанные с крупными массивами более плотных габброидов [7]. Структурное положение Приенисейского шва позволяет интерпретировать его как надвиг, по которому происходила обдукция островной дуги на Сибирский кратон.

С запада Предивинский террейн также отделен от структур Западно-Сибирской плиты крупным региональным разломом. Этот разлом выделяется в левом борту р. Енисей по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей на большой глубине и прослеживается как в Южно-Енисейском сегменте, так и на протяжении сотен километров к северу – в Заангарье Енисейского кряжа [8, 5, 9]. Геологическими признаками эта разломная зона фиксируется в северо-западной части Предивинского террейна по тектоническим взаимоотношениям со среднеюрскими песчано-глинистыми отложениями итатской свиты [10]. Более поздние геофизические исследования показывают, что эта зона разломов имеет восточное падение [11, 6, 12] и продолжается еще дальше на север в – Турухано-Норильскую тектоническую зону [13]. Таким образом, зона сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты ограничена с запада и востока региональными разломными зонами глубокого заложения, падающими навстречу друг другу.

Предивинский террейн имеет общую антиклинорную структуру, простирается на северо-северо-запад более чем на 50 км и делится на три тектонические зоны по продольным и диагональным разрывам, сонаправленным с Приенисейским разломом. Юго-Западная и Центральная зоны представлены палеостроводужным комплексом пород. Породы Юго-Западной зоны представлены метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации вулканитами известково-щелочной серии и карбонатно-глинистыми осадками. Породы Центральной зоны представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации вулканитами известково-щелочной серии и туфами. Вулканиты этой зоны характеризуют более зрелый, по сравнению с породами Юго-Западной зоны, тыловодужный магматизм [10]. Северо-Восточная тектоническая зона представлена породами офиолитового комплекса пород – апогарцбургитовыми серпентинитами, метаморфизованными габбро и толеитовыми базальтами. Формирование офиолитов происходило в обстановке задугового окраинного моря, предположительно в неопротерозе [14]. Возраст метариолитов и плагиогранитов известково-щелочной дифференцированной серии Центральной зоны в южной части Предивинского террейна был определен U-Pb методом по цирконам и составляет соответственно 637 ± 5.7 [3] и 628 ± 3 млн лет (Ягуновский массив), что свидетельствует о поздненеопротерозойском возрасте островодужного магматизма [4].

Структурные исследования, проведенные в береговых обнажениях р. Енисей, в районе поселка Предивинск, в краевых и центральной частях террейна, показали, что степень и характер

деформаций в каждой из тектонических зон отличаются и закономерно изменяются с юго-запада на северо-восток. Рассматривались залегание метаморфической полосчатости и сланцеватости, морфология складчатости течения, зоны пластичных деформаций, деформации кливажных трещин и кварцевых прожилков и кинематические индикаторы (с-с-структуры, δ - и σ -структуры порфиробластов, эшелонное смещение зерен), а также ориентированные шлифы.

Юго-западная зона характеризуется северо-восточным падением разрывных нарушений и полосчатости. В этой зоне характер полосчатости и кинематические индикаторы в пластичных шер-зонах указывают на субширотное и северо-восточное направление сжатия с левосдвиговой компонентой. Центральная зона характеризуется усилением деформированности пород до сланцеватости и плейчатости в сторону Приенисейского разлома. Кинематические индикаторы и структуры, наблюдаемые в обнажениях, указывают на левосдвиговую компоненту деформаций и концентрируются в осевой части зоны. Разрывные дислокации и сланцеватость в юго-западной части зоны имеют северо-восточное падение, а в северо-восточной части – юго-западное, сонаправленное с Приенисейским разломом. В северо-восточной части разломы имеют взбросовую кинематику с левосдвиговой компонентой. Северо-восточная зона является тектоническим швом, отделяющим островодужный комплекс от окраины Сибирского кратона. Она характеризуется юго-западным падением разрывов, имеющих взбросовую кинематику с левосдвиговой компонентой. Ориентировка полосчатости и сланцеватости свидетельствует о субширотном и северо-восточном направлении сжатия.

Пластичные и разрывные деформации, наблюдаемые в породах Предивинского террейна, говорят о наличии в нем структуры «palm tree» (пальмового дерева), образованной при транспрессии – комбинации сжимающего напряжения со сдвиговым [15]. Левосдвиговая компонента могла быть обусловлена поворотом террейна по часовой стрелке во время аккреции к окраине Сибирского кратона, что подтверждается палеомагнитными исследованиями вулканитов тыловодужного комплекса [16] и наличием кливажа юго-восточного падения во всей зоне сочленения, по-видимому, связанного с разрывными напряжениями, ассоциирующими со сдвигами.

- [1] Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 82–87.
- [2] Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ophioliti. – 1997. – V. 22, № 2. – P. 195–200.
- [3] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 2. – С. 255–259.
- [4] 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. – P. 147–168.
- [5] Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 8. – С. 154–165.
- [6] Горюнов Н.А. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы МТЗ по маршруту «Батолит»: Отчет Семиреченской к/п № 1/95-2002 за 1995–2002 гг. – Енисейск, 2002. – 200 с.
- [7] Попов Н.В. Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 7. – С. 1028–1041.
- [8] Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1967. – № 2. – С. 3–15.
- [9] Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 5. – С. 425–436.
- [10] Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИГ СО РАН, 2000. – 21 с.
- [11] Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 4. – С. 736–745.

- [12] Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 76–85.
- [13] Егоров С.А. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – 199 с.
- [14] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. Позднепротерозойская эволюция офиолитовых и островодужных комплексов западного обрамления Енисейского кряжа // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. – М.–СПб., 1999. – С. 17–19.
- [15] Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and Fractures. – San Diego: Academic Press, 1987. – 697 p.
- [16] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносков И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // ДАН. – 2004. – Т. 399, № 1. – С. 90–94.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ ПАЛЕОЗОЯ БИРАМЬИНО-ЯНГУДСКОЙ ЗОНЫ (ВЕРХНЕ-АНГАРСКИЙ ХРЕБЕТ)

О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских

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

Бирамьино-Янгудская зона расположена в пределах Байкало-Муйского пояса. Существует несколько схем расчленения палеозойских стратифицированных отложений этой зоны. В схеме Л.И. Салопа [4] холоднинская, туколамийская и кооктинская свиты отнесены к нижнему–среднему кембрию. В схеме М.М. Языра, Б.А. Далматова [5] холоднинская и туколамийская свиты датированы вендом, а в кембрии, по аналогии с Бирамьино-Янгудской зоной, выделены золотовская (доломитовая часть кооктинской) свита, аиктинская надсвита (известняковая часть кооктинской свиты) и огненная (кумакская) свита. По схеме В.И. Давыдова [2] холоднинская свита отнесена к рифею, а венд-кембрий представлен олдакитской, туколамийской, кооктинской и кумакской свитами. Кооктинская и кумакская (огненная) свиты содержат обильную скелетную фауну археоциат и трилобитов нижнего и среднего кембрия. Возраст холоднинской и туколамийской свит во всех этих схемах определялся условно. Позже, после обнаружения Т.А. Дольник в 1984 г. в этих свитах рифейских комплексов микрофоссилий, они стали датироваться рифеем.

Нами в пределах Верхне-Ангарского хребта были изучены отложения туколамийской, кооктинской и кумакской свит, по которым получены новые данные.

Туколамийская свита терригенно-карбонатного состава постепенно сменяет холоднинскую. Свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и алевропелитов с подчиненными горизонтами и пачками гравелитов и мелкогалечных конгломератов, алевролитистых известняков. Нами детально изучена нижняя часть разреза свиты, которая выделялась Ю.М. Бажиным [1] как олдакитская свита и отличалась от туколамийской марганценосностью и ритмичным строением. Обобщая полученные данные, в строении свиты можно выделить два типа пачек – терригенные и карбонатно-терригенные, неоднократно повторяющиеся в разрезе и замещающие друг друга по латерали. Терригенные пачки сложены чередованием грубо-крупнозернистых массивных плохо отсортированных песчаников и грубоплитчатых песчаников с прослоями и линзами гравелитов, алевролитов, с прослойками алевропелитов, обогащенных углистым веществом и рудными минералами. Карбонатно-терригенные пачки представляют собой ритмичное чередование мелкозернистых карбонатных песчаников, алевролитов и алевропелитов и пачек переслаивания углистых алевролитов, алевропелитов и алевролитистых известняков. Для свиты характерно присутствие органического углистого вещества и аутигенного пирита.

В палеонтологических шлифах из алевролитистых известняков встречены остатки колоний с пузырьчатой тканью, по мнению Р.В. Горюновой схожие с остатками гелиолитоидей, распространенных в ордовике – карбоне. По разрезу свиты изучено 20 палинологических проб, из которых выделен богатый комплекс микрофоссилий. В составе комплекса, кроме миоспор, распространенных в девоне–карбоне, встречены виды, характерные для отложений фаменского яруса верхнего девона – нижнего карбона. Таким образом, возраст олдакитской свиты по новым данным может оказаться позднедевонско-раннекаменноугольным.

Кооктинская свита сложена светло-серыми, серыми и реже темно-серыми доломитами, известковистыми доломитами и известняками. По мнению предшественников и по нашим наблюдениям, кооктинская свита слагает отдельные тектонические блоки и не образует непрерывного разреза. Выделялись нижняя доломитовая подсвита (золотовская свита) в составе трех пачек и верхняя известняковая подсвита (аиктинская надсвита) в составе четырех пачек. По простиранию пачки не прослежены. Сводный разрез кооктинской свиты имеет мощность 2510–2560 м.

Нами карбонатные отложения свиты изучены по рекам Иномакиткан и Коокта. В карбонатном комплексе кооктинской свиты мы выделяем шесть пачек, или типов, пород, слагающих отдельные фрагменты и чередующиеся в разрезе.

Первая пачка – известняковая, сложенная светлыми массивными известняками и извест-

няками с водорослевыми текстурами. Содержит многочисленные изометричной формы органические постройки – биогермы с фауной трилобитов, брахиопод, археоциат и водорослей нижнего кембрия.

Вторая пачка сложена темно-серыми микрозернистыми массивными микритовыми известняками. Известняки содержат слабую глинистую примесь, часто неравномерно доломитизированы, биотурбированы.

Третья пачка сложена чередованием косослоистых и тонко-волнистослоистых биокластовых известняков. При раскалывании известняки имеют сероводородный запах.

Четвертая пачка – доломитовая «пестроцветная», сложена ритмичным переслаиванием светло-серых, массивных доломитов и желтоватых, буроватых известковистых тонкослойчатых доломитов с тонкими прослоями глинистых доломитов (мергелей). Отличительной особенностью этих пород является присутствие на поверхностях напластования глиптоморфоз мергелистого материала по крупным, до 2–3 см, скелетным кристаллам соли, встречены трещины усыхания, песчинки и обломки кварцевого состава, напоминающие трубки хиолитов, и биоглифы (следы ползания червей и волочения обломков). Доломиты содержат мелкие биостромы строматолитов.

Пятая пачка сложена светло-серыми, розоватыми тонкозернистыми, массивными кремненными доломитами с прослоями темно-серых, тонкослоистых плитчатых известковистых доломитов. По всему разрезу пачки отмечаются прослои и гнезда кремней. Среди доломитов встречаются органогенные постройки типа биостромов.

Внутри карбонатных образований кооктинской свиты обнаружен олистостромовый горизонт, выделяемый нами как **шестая пачка**. Она представляет собой комплекс пород с хаотическим внутренним строением и является олистостромовой толщей. Предшественниками эти образования выделялись как горизонты внутрiformационных и тектонических брекчий. Олистострома хорошо обнажена в среднем течении р. Иномакиткан и по водоразделу рек Лев. и Прав. Коокта. Мощность олистостромового горизонта более 200 м.

По правому борту р. Иномакиткан в коренных обнажениях наблюдались обломки, крупные глыбы – олистолиты, сложенные породами всех вышеперечисленных пачек и погруженные в карбонатный матрикс. Размеры олистолитов от первых метров до десятков метров. Редко среди олистолитов встречаются зеленоватые породы габбровой текстуры, образующие угловатые обломки и блоки размером от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. В матриксе обломки ориентированы по рассланцеванию и облекаются им. Для олистостромы характерно незакономерное, часто разноориентированное расположение олистолитов в матриксе, их непостоянное соотношение. Нередко олистолиты вытянуты по слоистости или рассланцеванию матрикса, контакты их четкие, без литофациальных переходов. Матрикс представлен желтыми рассланцованными карбонатными доломитами, серыми, буроватыми слоистыми алевритистыми известняками и широко распространенными бурыми карбонатными брекчиями. Тела хаотических брекчий часто имеют линзообразную форму. Брекчии сложены угловатыми разной размерности обломками (обычно первые до первых десятков сантиметров) карбонатного состава, аналогичного породам кооктинской свиты, погруженными в терригенно-карбонатный псаммито-псефитовый цемент с примесью желтовато-бурой глинистой массы. Матрикс олистостромы обычно рассланцован, встречается утыкание слоистости матрикса в олистолиты. По слоистости наблюдаются небольшие оползневые складки, на отдельных участках – текстуры оползания, шлейфы обломков, сопровождающих олистолиты. По поверхностям слоистости в матриксе довольно часто развиты стилолитовые швы (зоны растворения) с концентрацией в них углеродистого вещества.

Микститы, встреченные на водоразделе Прав. и Лев. Коокта, слагают горизонт мощностью около 140 м. Большую часть объема микстита составляет грубо- и среднеобломочный матрикс карбонатного состава, практически не содержащий цементирующего вещества песчаной размерности. Отмечается мономиктовый состав микстита. Олистолиты – обломки, размером от первых десятков сантиметров до первых метров, представлены только серыми, мелкозернистыми слоеватыми известняками, аналогичными подстилающим породам кооктинской свиты.

Таким образом, карбонатные микститы слагают, по крайней мере, два тела на разных уровнях карбонатного комплекса кооктинской свиты. В целом интерпретация микститового комплекса пока затруднена. Можно предположить, что формирование олистостромы происходило

в результате гравитационных процессов, но имело явную тектоническую составляющую, так как в отдельных обнажениях отмечается брекчирование, трещиноватость карбонатных пород, многочисленные кальцитовые жилы, участками породы преобразованы в катаклазиты, тела которых обычно кососекущие. По-видимому, микстит отвечает комплексу фаций передового склона карбонатной платформы.

Возраст карбонатного комплекса в настоящее время определяется как венд-нижнекембрийский. Органические остатки установлены в первой и второй пачках. Кооктинский комплекс археоциат И.Т. Журавлевой был сопоставлен с комплексом солонцовского горизонта унифицированной схемы нижнего кембрия. Комплекс трилобитов сопоставляется с комплексом, известным на Сибирской платформе из верхов ленского надъяруса. Во всех остальных пачках органические остатки пока не обнаружены. Но есть предварительные данные о том, что в палеонтологических шлифах из пестроцветной четвертой и слоистой третьей пачки обнаружены водоросли, по мнению Ю.П. Катюхи, схожие с водорослями, распространенными с силура до карбона, и образования, напоминающие кораллы. В известняках этих пачек, которые могут оказаться вмещающими для микститового комплекса, выделен комплекс миоспор, распространенных в верхнем девоне – нижнем карбоне.

Кумакская свита распространена только на водораздельном пространстве рек Лев. и Прав. Коокта. Это известный разрез среднего кембрия Бурятии, где амгинский ярус представлен в полном объеме. Общая мощность его составляет 730–750 м. Кумакская свита, по мнению Б.А. Далматова, отвечает всем требованиям «Стратиграфического кодекса» для выделения местного подразделения этого ранга и принята в качестве справочного разреза (гипостратотипа) для отложений амгинского яруса среднего кембрия Бурятии вместо инвалидной «огненной свиты». В фациальном отношении свита неоднородна и представлена переслаиванием темно-серых до черных глинистых и алевролитистых известняков (доминируют) и светлых, почти без примеси терригенного материала, известняков, реже доломитов. По комплексам трилобитов свита подразделяется на четыре зоны и, соответственно, четыре горизонта с географическим названием: иномакитканский, левокооктинский, правокооктинский, кумакинский [3].

В результате палинологического изучения разреза (21 проба) установлены микрофоссилии, среди которых преобладают формы, характерные для ниже-среднекембрийских отложений. Нами по разрезу собрана коллекция трилобитов, по смене которых уже в поле возможно наблюдать границы горизонтов.

Состав отложений олдакитской, кооктинской и кумакской свит, временные интервалы распространения органических остатков хорошо коррелируются с отложениями Бамбуйско-Олингдинской и Уакитской зон. Карбонатные разрезы кооктинской свиты, юктоконской серии, золотовской свиты, аиктинской надсвиты литологически близки, содержат сходные комплексы органических остатков. Возрастной интервал олдакитской свиты соответствует времени образования мухтунной свиты, микститов огненной свиты (бассейн р. Бамбуйки), терригенно-карбонатных пород, включаемых в состав аиктинской надсвиты и суховской (по Ю.А. Клейменову жанокской) свиты бассейнов рек Олингды, Жанок, В. Горбылок и верхнего течения р. Бамбуйки.

Таким образом, на примере этих разрезов показано, что только детальные биостратиграфические исследования по комплексам ископаемых организмов, среди которых все большее значение приобретают микрофоссилии, дают возможность установить стратиграфическую последовательность напластования и выявить ее нарушения. Полученные данные уже на этом этапе изучения позволяют предположить, что в пределах Бирамьино-Янгудской зоны возможно выделение верхнепалеозойского комплекса осадков, сходного с осадками Бамбуйско-Олингдинского и Уакитского палеобассейнов девона–карбона.

[1] Бажин Ю.М., Сорокин В.А., Дарижатов А.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Верхняя Ангара, Чуро и Янчуй. Лист О-49-XXXУ. Отчет Янчуйской ГСП за 1966–1968 гг. – Улан-Удэ, 1969.

[2] Давыдов В.И., Мальшев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. – Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1981. – 148 с.

[3] Далматов Б.А., Ветлужских Л.И. Этапы развития трилобитовых комплексов амгинского яруса Бурятии, их значение для познания полноты геологической летописи // Актуальные вопросы геологии и

географии Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 120-летию основания Томского государственного университета. – Томск: Изд-во ТГУ, 1998. Т. 1. – С. 201–203.

[4] *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. Т. I. – 515 с.

[5] *Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К.* Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Т. I. Палеозой. – М.: Недра, 1975. – 184 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ ИКАТ-БАГДАРИНСКОЙ И ЕРАВНИНСКОЙ ЗОН ЗАБАЙКАЛЬЯ

О.Р. Минина*, С.В. Руженцев**, В.А. Аристов**, Б.Г. Голионко**, Ю.П. Катюха***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

**Москва, Геологический институт РАН

***Улан-Удэ, ГФУП «Бурятгеоцентр»

Работы последних лет показали [1–3], что на территории внутренних частей Западного Забайкалья сравнительно широко распространены средне- и верхнепалеозойские отложения. Они изучались нами в пределах Икат-Багдаринской и Еравнинской зон.

Икат-Багдаринская подзона Икат-Багдаринской структурно-формационной зоны (СФЗ) занимает внутреннюю часть Западного Забайкалья. Район наших работ охватывает территорию бассейна рек Талая, Усой, Багдарин. В структурном отношении это крупная синформа, где тектонически совмещены различные в формационном отношении комплексы. Мы различаем здесь три таких комплекса [2].

Ороченский комплекс включает отложения усойской, суванихинской, ороченской, нижней и верхнеякшинской подсвит. Отложения первой представлены риолитами, трахириолитами, дацитами, реже базальтами и их туфами. Возраст свиты 840–790 млн лет [4]. *Усойские* вулканиды слагают отдельные клинья и отнесены к ороченскому комплексу условно. *Суванихинская* свита условно нижнепалеозойского возраста состоит из двух толщ, связанных постепенным переходом – нижней, сложенной черными флишоидами с прослоями песчаных известняков, и верхней, представленной зеленовато-серыми филлитизированными граувакками. Структурно выше с базальными конгломератами (мощность 20–80 м) в основании залегают доломиты ороченской свиты (руч. Уоакит). Конгломераты крупногалечные, галька окатанная, угловато-окатанная и представлена вулканидами – базальтами, риолитами и их эпикластами. Выше они сменяются переслаиванием гравеллитов и песчаников с линзовидными прослоями конгломератов, рассланцованных граувакков, жильного кварца, основных и кислых вулканидов и известняков, в том числе водорослевых и криноидных. Присутствие последних говорит о том, что возраст этих отложений не древнее ордовика. *Ороченская* свита сложена светлыми известковистыми доломитами и известняками, в которых здесь найдены криноидеи и водоросли, позволяющие датировать свиту как силурийско?-девонскую. В *якшинской* свите установлены табуляты, колониальные ругозы, конодонты, мшанки и комплексы миоспор, определяющие возраст нижнеякшинской подсвиты как верхнедевонский (франский), а верхнеякшинской подсвиты, скорее всего, как фаменско-раннекаменноугольный [1, 2].

Точерский комплекс включает породы сивоконской (?), усойской и точерской свит. *Сивоконская* свита представлена (южный склон хр. Шаман) альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами, включающими тела габбро-диоритов и плагиогранитов. Зеленосланцевая толща неопротерозоя возникла по мигматизированным амфиболитам, прорванным телами гранитов с возрастом 972 млн лет [4]. *Точерская* свита несогласно с базальными конгломератами залегает на докембрийских породах. Свита сложена однообразными терригенными породами (мощность не менее 2.5 км). В основном это филлитизированные граувакки, содержащие прослои известняков. В прослоях известняков выделены конодонты (на рисунке показаны точки сбора конодонтов в бассейне р. Ауник). Наряду со старыми сборами (точки 1 и 4), указывающими в основном на фаменский возраст вмещающих отложений (здесь и далее определение конодонтов В.А. Аристова), получены новые данные (точки 2, 3 и 5). В точках 2 и 3 установлены *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Mull., *P. cf. marginifera* Helms., *Polygnathus glaber* Ulr. et Bass., характерные для отложений ниже-среднефаменского подъяруса верхнего девона, а *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp. распространены во фране. Встречены также отдельные фрагменты криноидей. В точке 5 установлены *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, распространенные в турнейском ярусе нижнего карбона. Точерская свита охватывает стратиграфический интервал от верхнего девона франского яруса до турнейского яруса нижнего карбона, что позволяет сопоставлять ее с нижней и верхнеякшинской подсвитами ороченского комплекса.

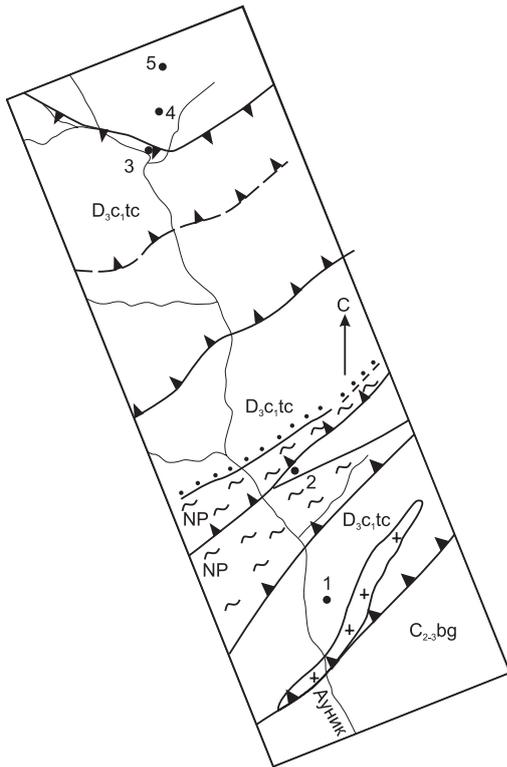


Схема расположения точек сбора конодонтов из точерской свиты в долине р. Ауник.

1–5 – точки сбора конодонтов: 1 – P-46/1 (*Palmatolepis* ex/ gr. *triangularis*, *P. cf. perlobata*, *Polygnathus* sp., *Ozarcodina* sp. – D₃fm); 2 – M -3029 (54°29'42" с.ш., 113°23'49" в.д., *Palmatolepis* cf. *marginifera* – *P. perlobata* *schindewolfi* – D₃fm₂; переотложены: *Ancydorella* sp. – D₃f, *Palmatolepis* cf. *circularis*, *Polygnathus* cf. *glabe* – D₃fm₁); 3 – M-2036/1 (54°32' 30" с.ш., 113°22'29" в.д., *Palmatolepis* sp. (стержневой элемент D₃f₂?); 4 – P-59 (*Neopolygnathus communis* D₃fm₂ – C₁); 5 – M – 2037/1 (54°31'51" с.ш., 113°22'14" в.д., *Pseudopolygnathus triangularis* – C₁t).

Багдаринский комплекс включает отложения багдаринской свиты. Это мощная (до 1.5–2.0 км) пестроцветная терригенная толща, возраст которой на основании многочисленных сборов остатков мшанок, реже криноидей и флоры мы считаем средне- и верхнекаменноугольным. Соотношения багдаринской свиты с более древними толщами, как правило, тектонические.

Таким образом, в пределах Икат-Багдаринской зоны выделяются два структурных этажа:

байкальско-каледонский (неопротерозой – нижний палеозой) и герцинский (средний–верхний палеозой), разделенные поверхностью регионального несогласия.

Еравнинская СФЗ рассматривается как энсиалическая островная дуга. Считается [5–7 и др.], что в значительной степени она образована раннепалеозойскими вулканитами олдындинской свиты (C₁), выше следует сероцветная терригенная толща химгильдинской свиты (C₁₋₂) и пестроцветная, имеющая молассоидный облик терригенная иташинская свита (C₃-O₁). Пространственно-временные соотношения указанных свит до сих пор не вполне ясны. Анализ накопившихся палеонтологических данных и данных абсолютного датирования позволяют [3] существенно пересмотреть возраст указанных свит и их положение в сводном разрезе зоны. Иташинская свита отнесена к нижнему франу, химгильдинская свита по р. Витим – к фамену, по руч. Химгильда – нижнему карбону – низам среднего карбона, часть олдындинской свиты – к фамену – нижнему карбону. Нами разрез олдындинской свиты изучался в бассейне р. Ульдзутуй. На водоразделе рч. Ульдзутуй – Известковый (район высоты 1421.8), по нашим данным, можно выделить четыре толщи. *Первая* (карбонатно-терригенная) слагает два блока. В пределах одного (высоты 1226.7 и 1239.4) наблюдается чередование (до 350 м) пестроцветных (преимущественно фиолетовых) песчаников и алевролитов, туффитов, детритовых известняков, содержащих линзы (до 1.5 м) розовых археоциатовых и белых (до 30 м) мраморизованных известняков. На восточном склоне выс. 1226.7 канавой вскрыта кровля толщи, выше которой залегают конгломераты и гравелиты, сложенные обломками фиолетовых терригенных пород, порфиринов, археоциатовых известняков. Выше следуют плагиопорфиры, их туфы, вулканомиктовые породы, также содержащие гальку и валуны археоциатовых известняков. Во втором блоке (выс. 1237.9 и 1280.1) обнажаются грубослоистые, светло-серые, мраморизованные известняки с археоциатами, мощность не менее 200 м. Разрез *второй* (вулканогенной) толщи (выс. 1421.8) представлен последовательно сменяющимися друг друга пачками (снизу вверх) – зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с плавающей галькой археоциатовых известняков, различных эффузивов, терригенных пород первой пачки (мощность до 80 м); полимиктовыми песчаниками, содержащими прослойки туффитов, тефротурбидитов, плагиопорфиритов, согласные тела фельзитов и плагиопорфиритов, прослойки детритовых известняков второй пачки (мощность до 150 м); плагиопорфиритами, содержащими конформные тела фельзитов третьей пачки (мощность не менее 400 м); плагиопорфиритами, кварцевыми порфиритами, их туфами чет-

вертой пачки, относимыми к раннекембрийскому субвулканическому комплексу [7]. В двух прослоях (мощностью 1.5–2.0 м) детритовых известняков (53°02'47.5" с.ш., 111°40'08.3" в.д.) установлены обильные остатки тентакулитов (S-D), криноидей, мшанок и кораллов (не древнее О). Здесь обнаружены остатки брахиопод *Cyrtospiriferidae* gen. indet. vel *Syringothyridae* gen. Indet., распространенных в девоне–нижнем карбоне. Третья (терригенная) толща (выс. 1380.4) сменяет кварцевые порфиры второй толщи, на которых залегает горизонт мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, содержащих продукты перемыва подстилающих пород (мощность колеблется от 0.5 до 7.0 м). Контакт хорошо обнажен в коренных выходах на гребне высоты 1380.4. Далее следуют: песчаники серые, кварцевые, сливные (мощность 10–12 м); песчаники серые, кварц-полевошпатовые (мощность 25–30 м); известняки светло-серые, плитчатые, песчанистые, с прослойками (до 0.5 см) обохренных кварцевых алевролитов (мощность 15–20 м); переслаивание кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, туффитов, туфоалевролитов, пепловых туфов, содержащих силлы габбро-диабазов (видимая мощность до 250 м). Четвертая (вулканогенная) толща (выс. 1359.01) представлена однообразными флюидалными плагиопорфирами и фельзитами. Мощность не менее 400–500 м. Структурно она надстраивает третью толщу, но контакт задернован. Возможно, она является частью второй толщи, надвинутой на третью. Возраст первой толщи, скорее всего, раннекембрийский, второй – силурийско-девонский (точнее пока не определен), третьей – девонский (возможно, частично каменноугольный). Возраст четвертой толщи не определен.

Таким образом, очевидно, что в пределах восточной части Западного Забайкалья наряду с древними докембрийско-нижнепалеозойскими достаточно широко распространены средне- и даже верхнепалеозойские образования. Это касается как Икат-Багдаринской, так и Еравнинской СФЗ. Различные в формационном отношении вещественные комплексы, слагающие эти зоны, образуют геодинамическую систему, детали строения которой сейчас расшифрованы недостаточно. В этом смысле данные, приведенные в статье И.В. Гордиенко и др. [3], имеют принципиальное значение, так как позволяют подойти к разработке геодинамической модели развития этого региона в среднем и позднем палеозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409).

- [1] Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 31–34.
- [2] 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.
- [3] Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 154–159.
- [4] Некрасов Г.Е., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb датирование цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье // ДАН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.
- [5] Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. – М.: Наука, 1969. – 207 с.
- [6] Язмир М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XX. – Улан-Удэ, 1972. – С. 57–65.
- [7] Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. – Новосибирск: Наука, 1977. – 126 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКОЙ ДВУМЕРНОЙ Р-ТОМОГРАФИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА ПОД ХАНГАЕМ

*В.В. Мордвинова**, *А.В. Треусов***, *Е.В. Шарова**, *В.И. Гребенщикова****

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

** Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, treussov@ifz.ru

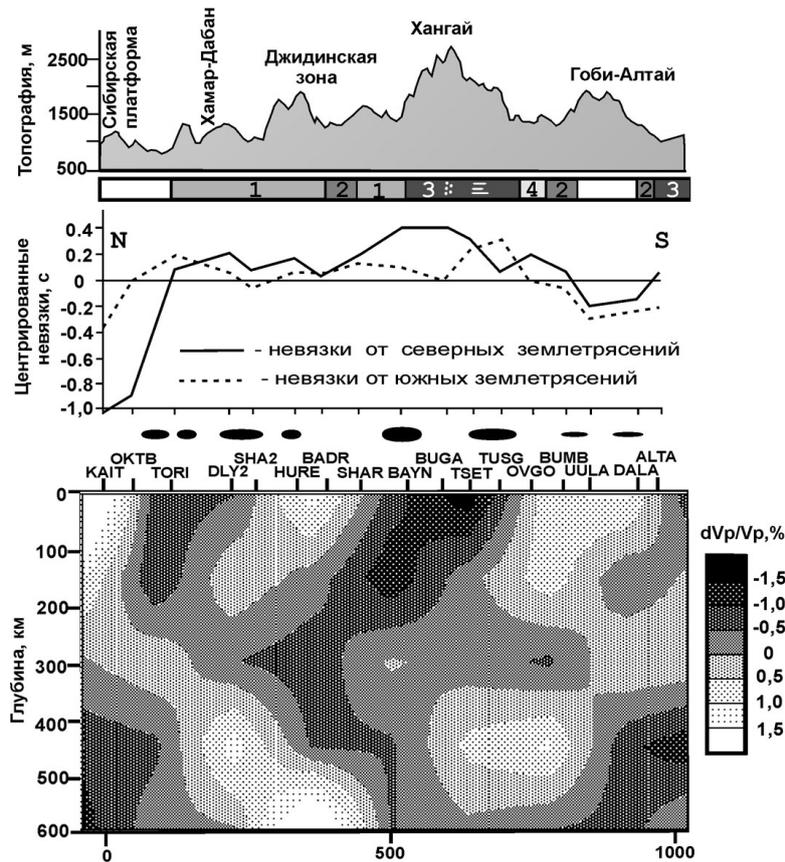
*** Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vgreb@igc.irk.ru

Глубинные плюмы – восходящие потоки флюидов с преобладанием газов и летучих компонентов широкого круга элементов – играют огромную роль во всех эндогенных процессах, в том числе в рудогенезе, в изменении облика Земли. Многочисленные геологические данные свидетельствуют, что эти сложные подвижные энергетические системы, пронизывающие все глубины, начиная от коромантийной границы до близповерхностных уровней Земли, претерпевают постоянную перестройку в ходе эволюции Земли [1–3]. С помощью геофизических методов предпринимаются попытки по определению современной геометрии плюмов [4–7].

Томографический скоростной разрез до глубины 600 км построен нами по невязкам времен пробега Р-волн далеких землетрясений к станциям международного Монголо-Байкальского трансекта MOBAL_2003. Примерно вдоль 101-го меридиана трансект пересекает юг Сибирской платформы, Байкальскую рифтовую зону, Хангайское поднятие и Гоби-Алтай, т. е. в основном проходит по территории, которая характеризуется сложной топографией, разновозрастным гранитоидным магматизмом, позднекайнозойским базальтовым вулканизмом (рисунок), повышенным тепловым потоком и тонкой (менее 90 км) литосферой [8]. Используются землетрясения, эпицентры которых расположены приблизительно в створе профиля. Определены теоретические времена пробега Р-волн землетрясений к станциям трансекта, и рассчитаны невязки времен пробега, центрированные относительно группы регистрирующих станций. После введения поправок за рельеф и толщину коры величины невязок составили интервал от –1.0 до +0.4 секунды (рисунок). Обращение невязок в скоростной разрез от поверхности до глубины 600 км выполнено известным методом К. Аки [9]. Результирующая томографическая модель объясняет около 49 % невязок, что является удовлетворительным показателем для задач телесеismicкой томографии. Скоростные аномалии приведены в виде процентных отклонений от начального скоростного разреза, в качестве которого принята стандартная модель Земли IASP91 [10]. Средний уровень флуктуации скорости более чем в 2 раза превышает уровень стандартной ошибки, которая изменяется в разных блоках от 0.45 до 0.55 %. Максимальные отклонения от стандартной скоростной модели сравнительно невелики и равны ± 2 %. Как показало тестирование на искусственных неоднородностях, используемая система лучей землетрясений, обусловленная довольно большим расстоянием между сейсмическими станциями (~50 км), уверенно локализует неоднородности, но делает менее четкими их контуры и занижает амплитуды аномалий. Таким образом, реальные скоростные аномалии могут быть вдвое больше.

Томографический разрез обнаруживает интенсивную низкоскоростную аномалию под самым высоким поднятием Хангая (рисунок). Аномалия прослеживается до глубины 200 км, заглубляясь в направлении Джидинской покровно-складчатой зоны. Под Байкальской рифтовой зоной (Тункинский бассейн, хребты Хамар-Дабан) также наблюдается значительное понижение скорости в верхних 200 км. Целесообразно назвать всю эту низкоскоростную аномалию Байкало-Хангайской.

Южный край Сибирской платформы проявляется на разрезе интенсивной высокоскоростной аномалией до глубин 150–180 км. Более слабые высокоскоростные аномалии примерно на тех же глубинах присутствуют под Джидинской покровно-складчатой зоной, а также под Озерной и Гоби-Алтайской зонами на юге. На севере Байкало-Хангайская аномалия граничит с высокоскоростной, которая начинается непосредственно от подошвы Сибирской платформы и достигает максимальной интенсивности в интервале глубин 550–600 км. Ее существование, так же, как и существование высокоскоростной глубинной аномалии южнее Хангая, обнаруживается и поверхностно волновой томографией [12]. Между ними, в интервале глубин 450–600 км,



Результат инверсии аномалий времен пробега продольных волн к станциям трансекта MOBAL_2003.

Под схемой рельефа вдоль направления трансекта прямоугольниками с цифрами показана проекция гранитоидов [11] на поверхность. 1 – архейско-протерозойские гранитоиды; 2 – протерозойско-раннепалеозойские; 3 – среднепалеозойские; 4 – раннепалеозойские; белыми черточками обозначены мезозойские палингенные гранитоиды нормальной щелочности; белыми точками – мезозойские субщелочные гранитоиды. Над томографическим разрезом овалами обозначена относительная интенсивность позднейкайнозойских вулканических полей вдоль линии профиля.

находится наиболее узкая часть Байкало-Хангайской аномалии, которую, предположительно, можно ассоциировать с достигающей этих глубин стволочной частью плюма (зоной сублимации) [3]. С продвижением вверх объем аномалии увеличивается, а ее конфигурация усложняется, что согласуется с плюмовой концепцией, согласно которой геометрия плюма в верхних горизонтах Земли обусловлена взаимодействием вещества глубинного флюида с субстратом верхней мантии и зависит от различной зрелости литосферы. Благодаря интенсивной флюидизации выше 200 км могут быть созданы условия для зон объемного плавления [3].

Низкоскоростные максимумы Байкало-Хангайской аномалии на глубинах менее 200 км согласуются с расположением зон позднейкайнозойского щелочного вулканизма (рисунок), с гидротермальной активностью, свойственной Байкальской рифтовой зоне и Хангайскому поднятию, с длинноволновыми гравитационными аномалиями [5], с новыми сведениями об азимутальной сейсмической анизотропии в мантии вдоль профиля MOBAL и максимальными высотами рельефа. Совокупность этих данных позволяет предположить, что кайнозойское поднятие всего Монгольского плато и связанное с ним литосферное утонение [5, 8], рифтогенез и магматизм не вызваны исключительно Индо-Азиатской коллизией, а являются результатом воздействия глубинного мантийного плюма. Территория Хангайского поднятия характеризуется также наличием наиболее крупного в исследуемом регионе палеозойского гранитного батолита, картируются и мезозойские граниты (рисунок). Это может служить указанием на цикличность плюмовой активности.

В заключение выражаем свою признательность организаторам международного проекта MOBAL_2003, а также французской, монгольской и российской командам, осуществившим наблюдения на сейсмическом профиле.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64117, 06-05-64148) и Интеграционного проекта СО РАН № 6.17.

- [1] *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1296–1307.
- [2] *Добрецов Н.Л.* Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 1060–1074.
- [3] *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблема рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.
- [4] *Zhao D., Lei J. et al.* Deep structure and origin of the Baikal rift zone // Earth and Planet. Science Letters. – 2006. – V. 243. – P. 681–691.
- [5] *Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. – 2003. – V. 371. – P. 153–173.
- [6] *Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др.* Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // ДАН. – 2000. – Т. 372, № 2. – С. 248–252.
- [7] *Кулаков И.Ю.* Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 3. – С. 248–261.
- [8] *Мордвинова В.В., Дешам А. и др.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 11–22.
- [9] *Aki K., Christofferson A., Husebye E.* Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere // J. Geophys. Res. – 1977. – V. 82. – P. 277–296.
- [10] *Kennett B.L.N.* IASPEI91 Seismological tables. – Canberra: Australian National University, 1991.
- [11] *Koval P.V., Grebenshchikova V.I., Lustenberg E.E.* Structure of geological-geochemical data base granitoids of Mongolia-Okhotsk zone. – Irkutsk: Institute of Geochemistry SB RAS, 1997. – 48 p.
- [12] *Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of Eastern Asia from multimode surface waveform tomography // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, № 10. – B10304. – doi: 10.1029/2005JB004082.

БИОТИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ПРИ РУДООБРАЗОВАНИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*В.К. Немеров**, *А.М. Станевич***

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

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

Образование рудопроявлений и месторождений металлов в осадочных толщах чаще всего объясняются либо синхронной осадконакоплению гидротермальной деятельностью, либо процессами постседиментационных преобразований толщ (диагенез, катагенез, метаморфизм), либо поздними наложенными процессами, обусловленными тектоно-магматическими активизациями. В этой работе делается акцент на важном рудоподготовительном этапе в углеродсодержащих осадках – прижизненной концентрирующей роли микроорганизмов [1–4], связывающих многие, не только биофильные, элементы в своих клетках. Аномальное концентрирование рудных элементов микроорганизмами в морских бассейнах предполагается только в случае наличия дополнительных источников (гидротермы, вулканическая деятельность, апвеллинг).

Наиболее рудопродуктивные горизонты в разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ юга Сибирского кратона (ЮСК) приурочены к узкому возрастному интервалу неопротерозоя в 730–630 млн лет (дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты [5, 6]). Породы верхней части дальнетайгинского и жуинского горизонтов имеют две взаимосвязанные особенности. Первая – это то, что в разных зонах ЮСК отложения этого интервала включают повышенные содержания Au, Ag, Cu, Co, Ni, Pb, Zn, P, Mn и их известные рудопроявления. Вторая характерная черта заключается в том, что, независимо от фациальной принадлежности, к этому интервалу неопротерозойского седиментогенеза приурочены максимальные, по сравнению с более древними толщами, концентрации органофильных элементов и $C_{орг}$ и максимальные массы и разнообразие бактерий, водорослей и фитоолитовых построек. Стоит отметить, что в позднепротерозойских бассейнах, в отличие от биотического разнообразия фанерозойских морей, были распространены только простейшие водоросли и доминирующие сообщества разнотермальных бактерий.

Повышенная органофильная составляющая и концентрации металлов увязываются с геодинамическим режимом территории. При литолого-геохимическом анализе фациальных рядов реконструируется последовательный ряд обстановок осадконакопления, соответствующих задуговому бассейну, а южнее – островодужной системе [5]. Эксплозивная деятельность вулканических аппаратов южной, Байкало-Муйской, зоны оказывала влияние на геохимические особенности амагматических отложений Бодайбинской, Приленской и Прибайкальской зон. На существование подводных эксгаляций при формировании рудовмещающих толщ указывают увеличенные в 3–5 раз значения эксгалятивного модуля в отложениях ондокской, хомолхинской и аунакитской свит.

С изложенными фактами можно сопоставить свидетельства эффективной при определенных обстоятельствах концентрации разных металлов, в том числе и Au, бактериальными сообществами. В современных глубоководных гидротермальных областях, недоступных для фотосинтеза, донные сообщества и, в первую очередь, бактериальные сообщества осуществляют биодифференциацию поступающего с флюидами вещества и концентрируют тяжелые металлы [7]. Происходит синтез органического вещества, основанный только на энергии химических связей. Ее высвобождают десятки видов бактерий, окисляя поднимаемые из глубин Земли соединения железа и других металлов, серы, марганца, сероводорода и метана. Очевидно, что роль данного хемобиоса в жизни Мирового океана является весьма значительной. Ещё А.К. Лисицыным и Э.С. Кузнецовым показана лидирующая роль анаэробных бактерий в формировании восстановительных биохимических барьеров и концентрации металлов в более мелководных зонах бассейнов [8].

Исследованиями, в том числе и экспериментальными, установлено, что золото замещает бактериальные клетки полностью или отлагается на их внутренних стенках [1, 2]. Известно также, что некоторые бактерии имеют хорошую сорбционную способность для концентрации

золота на внешней поверхности клетки. Из имеющихся на сегодня данных можно предположить, что первичное накопление золота в осадках месторождения Сухой Лог осуществлялось с помощью бактериальных сообществ. Вероятно, можно говорить и о том, что в формировании Pb-Zn руд Холоднинского месторождения принимали активное участие сульфатредуцирующие бактерии фотической зоны палеоморя [9]. В пользу этого свидетельствуют рудопроявления Pb и Zn в строматолитовых карбонатах ондокской и улунтуйской свит.

Из вышеизложенного следует, что основные рудовмещающие отложения позднего рифея на ЮСК образовались в период вулканической и подводно-гидротермальной деятельности, в условиях задугового бассейна. Концентрации элементов в осадках с повышенным содержанием органических веществ связываются с жизнедеятельностью анаэробных бактериоценозов, остатки которых в ряде случаев являются пороодообразующими и формируют элементарные слои [5]. Седиментогенное накопление продуктов вулканической и гидротермальной активности являлось первым этапом формирования месторождений и рудопоявлений. При дальнейшей эволюции территории произошла постседиментационная трансформация специализированных толщ с перераспределением рудных компонентов.

- [1] Коробушкина Е.Д., Коробушкин И.М. Взаимодействие золота с бактериями и образование «нового золота» // ДАН СССР. – 1986. – Т. 287, № 4. – С. 978–980.
- [2] Куимова Н.Г. Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами, выделенными из рудных и россыпных месторождений: Дис. ... канд. биол. наук. – Благовещенск: Комплекс. науч.-исслед. ин-т ДВО РАН, 1999. – 154 с.
- [3] *Bio-mineralization* / Ed. P.M. Dove, J.J. De Yoreo, S. Weiner. Rev. in mineralogy and geochemistry. – Washington, 2003. V. 54. – 381 p.
- [4] Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982. – 208 с.
- [5] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. – 204 с.
- [6] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 60–79.
- [7] *Гидротермальный рудогенез океанского дна* / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.М. Сагалевич, Е.Г. Гурвич. – М.: Наука, 2006. – 527 с.
- [8] Виниченко П.В. Теория биогенного рудообразования на примере урановых месторождений. – Иркутск: «Сосновгеология», 2004. – 216 с.
- [9] Астафьева М.М., Викерс-Рич П., Вилде А., Розанов А.Ю., Хувер Р. О возможности биогенного образования среднепротерозойских полиметаллических руд месторождения Мак-Артур-Ривер в Северной Австралии // Палеонтологический журнал. – 2005. – № 6. – С. 3–7.

МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РЫБИНСКО-ПАНИМБИНСКОГО ПОЯСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

*А.Д. Ножкин**, *О.М. Туркина**, *Н.В. Дмитриева**, *А.Н. Ларионов***, *А.В. Травин**

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

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

В центральной части Енисейского кряжа выделяется Рыбинско-Панимбинский пояс, прослеживающийся от р. Ангары до р. Панимбы и далее, судя по геофизическим данным, на северо-запад до р. Чапы, на расстояние около 300 км [1]. В строении пояса принимают участие позднепротерозойские преимущественно метаультрабазит-базитовые вулканические и плутонические ассоциации, которые вместе с риолитоидами и высокотитанистыми базальтами предположительно рассматривались как продукты рифтогенеза и последующего частичного (рассеянного) спрединга континентальной коры [2] или как офиолиты с сокращенным типом разреза, представляющие фрагменты коры окраинных бассейнов [3, 4]. В последнее время авторами получены новые данные, свидетельствующие о гетерогенности и разновозрастности осадочно-вулканогенных толщ и ассоциирующих субвулканических образований этого пояса, формирование которых происходило в два этапа: мезо- и позднепротерозойский.

Повышенный интерес к магматическим ассоциациям пояса обусловлен ограниченностью сведений о проявлениях тектоно-магматизма этих эпох в структурах юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления, а также пространственной сопряженностью Рыбинско-Панимбинского пояса и Главной золотоносной полосы Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа. В вулканогенно-осадочных толщах и субвулканических интрузиях этого пояса, нередко с повышенным фоном (кларком) золота, размещены месторождения и рудопроявления золота, сурьмы и колчеданных руд.

В Приангарье (бассейны рек Рыбная, Б. Мурожная, Татарка, Ангара) породы Рыбинско-Панимбинского пояса слагают сложнодислоцированный тектонический покров, разбитый на отдельные, перемещенные друг относительно друга блоки и пластины [2–4]. Выходы вулканогенных пород приурочены к зонам Ишимбинского и Татарского разломов, носящих в современной структуре черты крутопадающих надвигов, где они прерывисто обнажаются среди мезопротерозойских метатерригенных отложений нижней части сухопитской и палеопротерозойских метакarbonатно-терригенных толщ тейской серии, служащих для них автохтоном.

В бассейне р. Рыбная основная часть вскрытого скважинами разреза вулканогенной толщи мощностью более 450–500 метров сложена метакорами пикрит-базальтовой ассоциации. Эта ассоциация преимущественно высокомагнезиальных пород представлена лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями пикритового, пикробазальтового и базальтового состава, в которых местами проявлены слоистость и полосчатость, миндалекаменные и флюидалные текстуры, порфиоровые и обломочные структуры. Среди них развиты горизонты углеродистых тонко-обломочных терригенных и туфогенных сланцев, а также субвулканические тела амфиболизированных диабазов и пикритоидов. Все породы метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, включают зоны рассланцевания, дробления и гидротермального метаморфизма, несущие золотосульфидную минерализацию. Наблюдаемые вулканы – это обычно серпентин-хлорит-тремолитовые, хлорит-тремолит-актинолитовые ортосланцы, плагио-оклазовые амфиболиты и амфиболовые ортосланцы по пикритоидам и базальтам, содержащие реликты клинопироксена и хромшпинелида. Наиболее измененные их разности превращены в зеленые «мыльные» сланцы карбонат-талк-хлоритового состава.

Более мощный разрез массивных и сланцеватых амфиболизированных базитов такого же петрохимического состава обнажается на р. Ангаре, ниже пос. Рыбное, где эти породы надвинуты на углеродистые филлиты и милониты нижних горизонтов сухопитской серии. Значительная часть разреза, обнажающегося на протяжении 5.5–6.0 км по правому берегу р. Ангары, образована амфиболизированными габбро-диабазами и габброидами, которые слагают несколько дифференцированных силлов. Габбро-диабазы прорываются аналогичными по составу

дайками метаморфизованных диабазов, а также отдельными телами более свежих высокотитанистых базитов. Выше по разрезу конформно с метагаббро-диабазами залегают покровы амфиболитовых пиллоу-базальтов, включающие горизонты полевошпат-актинолитовых сланцев по гиалокластитам и туфогенным сланцам средне-основного состава. Все породы смяты в опрокинутые складки и разломами разделены на разноранговые блоки. Общая мощность разреза около 800–1000 м.

Петрохимический и редкоэлементный состав базальтов и пикробазальтов близок таковым толеитовых базальтоидов – деплетированных разновидностей срединно-океанических хребтов. Подтверждением этому служит петрогеохимическое сходство низкокальциевых базальтов и пикробазальтов с базитами NMORB ($(La/Yb)_n < 1$, низкое содержание Ni, Co, Cr и др.). Формирование пикрит-базальтовой ассоциации могло происходить в условиях окраинного моря с рассеянным типом спрединга.

В этой же Рыбинской зоне, по данным авторов, имеется совершенно другая ассоциация вулканитов, представленная метариолитоидами, туфами кислого, реже среднего состава и более высокотитанистыми и железистыми (в сравнении с описанными) базитами с повышенным содержанием Na_2O (до 3.8 %). В бассейне р. Рыбной (зимовье Асташевское) в ряде скважин устанавливается трехчленное строение вулканогенно-осадочной толщи, состоящей из трех пластин, различающихся по строению разрезов и составу слагающих пород. Границы между ними тектонические. Верхняя пластина (мощность 250–300 м) сложена доломитами, черными углеродистыми кварц-хлорит-серицит-карбонатными сланцами, темно-серыми углеродистыми и светло-серыми серицит-кварц-полевошпатовыми ортосланцами по туфам и туфогенным породам кислого состава, переслаивающимися с отдельными горизонтами метариодацитов и метаплагиориолитов, метабазальтов и терригенных бластоалевропсаммитов. Средняя пластина (мощность 160–200 м) представлена преимущественно метабазитами и туфами основного, реже среднего состава. Нижняя пластина (мощность более 200–250 м) образована рассланцованными метапикритоидами и подчиненными метабазитами. Характерно, что метаморфизм пород верхней пластины не выше хлоритовой зоны зеленосланцевой фации: алеврито-глинистое вещество сланцев слабо перекристаллизовано. Судя по строению разрезов, парагенезисам пород и их петрохимическим характеристикам, в метаосадочно-вулканогенной толще Рыбинского участка представлены две ассоциации пород (снизу): метапикрит-базальтовая и базальт-плагиориолитовая, которые наряду с породами эффузивной фации включают и субвулканические тела метаморфизованных пикритов, диабазов и габбро-диабазов и соответственно риолит-порфиоров, дацит-порфиоров и диабазовых порфиритов.

U-Pb анализы цирконов пробы туфа плагиориолита выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II по принятой в ЦИИ ВСЕГЕИ методике. Конкордантное значение возраста циркона 780 ± 4 млн лет ($СКВО = 1.08$), что соответствует позднему неопротерозою. Кислые вулканиты формировались из континентального корового источника ($\epsilon_{Nd}(780) = -8.7$ и -10.0) с палеопротерозойской оценкой Sm-Nd модельного возраста ($T_{Nd}(DM-2st) = 2211$ и 2299 млн лет). Породы базальт-плагиориолитовой ассоциации и их субвулканические аналоги характеризуются петрогеохимическими признаками (повышенные содержания Ti, Fe, Sr, Th, дифференцированный спектр РЗЭ, $(La/Yb)_n = 6$ в базитах, отсутствие в их мультиэлементных спектрах деплетирования Ta и Nb относительно Th и легких РЗЭ), которые присущи магматитам внутриплитных и континентальных рифтовых структур.

Метабазальт-пикритовая ассоциация, к которой относятся и базиты ангарского разреза, имеет более древний донеопротерозойский возраст, что подтверждается Ar-Ar датированием амфибола и плагиоклаза из метадиабазы. Их возраст соответственно составляет 1051 ± 22.5 и 916 ± 4.7 млн лет [4]. Полученные нами новые данные подтверждают этот возраст. Роговая обманка из метагаббро-диабазы показывает Ar-Ar возраст 1043 ± 12 млн лет. Эти датировки следует рассматривать как время метаморфизма пород пикрит-базальтовой ассоциации. Формирование ее по геологическим признакам происходило в раннем мезопротерозое, поскольку вулканиты аналогичного состава отмечены в опорных разрезах нижних горизонтов кординской свиты сухопитской серии.

С проявлением гренвильской орогении на рубеже 1100–1000 млн лет связан зональный метаморфизм пород нижней части сухопитской серии и пикрит-базальтовой ассоциации, развитие ранней ассоциации коллизионных гранитогнейсовых куполов и пегматитов тейского типа и

шарьирование вулканогенных образований Рыбинско-Панимбинского пояса на толще пассивной окраины Сибирского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00521), Президиума СО РАН по программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (№ 6.7.1).

- [1] *Ножкин А.Д.* Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 34–46.
- [2] *Ножкин А.Д.* Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. – 98 с.
- [3] *Хераскова Т.Н.* Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 15–27.
- [4] *Черных А.И.* Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2000. – 20 с.

МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

А.Б. Перепелов

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

Современная структура полуострова Камчатки представляет собой область сочленения континентальной окраины (Западная и Южная Камчатка) и северного сегмента Курило-Камчатской островодужной системы (Восточная Камчатка). Граничными структурами для континентальной окраины и островодужной системы являются Центрально-Камчатская депрессия, Малко-Петропавловская зона разломных дислокаций и зона сочленения с Алеутской островной дугой, формирование которых в позднем кайнозое связано прежде всего с трансформными и коллизионными режимами геодинамического развития обстановки зоны перехода «океан–континент». Континентальной окраине Камчатки свойственны не только повышенные мощности коры, выступы гранитно-метаморфического фундамента, субплатформенные и рифтогенные структуры, рудные и нефтегазовые месторождения, но и специфические вещественные типы магматизма. В этом отношении представляется важным продемонстрировать результаты геологических исследований и геохимической типизации магматизма континентальной окраины Камчатки и показать его связь с определенными этапами геодинамической эволюции структуры.

Как окраинно-континентальная структура территория Западной и Южной Камчатки начинает развиваться с палеоцен-эоценового времени в завершение процессов коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит и формирования надсубдукционного Западно-Камчатского вулканического пояса. При этом на протяжении всего кайнозоя континентальная окраина Камчатки продолжает оставаться магматически и тектонически активной.

В позднем эоцене и раннем олигоцене на территории субплатформенной области Западной Камчатки, характеризующейся мощным терригенно-осадочным чехлом, проявляется магматизм E-MORB-гавайитового внутриплитного геохимического типа (WPB), фиксирующий этап реализации процессов рассеянного рифтогенеза. В то же время и в пространственной ассоциации с рифтогенным магматизмом здесь развивается К-щелочной и субщелочной магматизм, представленный, в частности, абсарокитами, трахибазальтами и шонкинитами. Во многом полярные геохимические характеристики рифтогенного и калиевого щелочного магматизма (HFSE, LILE) предполагают участие в формировании магм не только астеносферного мантийного источника вещества, но и вещества метасоматизированной в результате предшествующих субдукционных процессов литосферной мантии.

В среднем–позднем олигоцене в результате начала процессов субдукции океанической плиты Кула формируется окраинно-континентальный вулканический пояс Срединного хребта и Южной Камчатки. С этого времени процессы рифтогенеза в тыловой области Западной Камчатки прекращаются, а среди магматических комплексов вулканического пояса в строении крупных страто- и кальдера-вулканов фиксируется развитие умеренно- и высококалиевых известково-щелочных серий пород «островодужного» геохимического типа (IAB). Модель формирования магм такого типа предполагает, как известно, участие в процессах плавления вещества деплетированной надсубдукционной мантии и гидратированных флюидов.

Начиная со среднего миоцена, в регионе происходит тектоническая перестройка. В результате коллизии с континентальной окраиной внутриокеанических островных дуг субдукционные процессы прекращаются. С этого времени и вплоть до раннего плиоцена в тыловых зонах континентальной окраины вновь активизируются процессы рифтогенеза. На территории Западной Камчатки эпизодически проявляются базанит-щелочно-базальтовые магмы, формирование которых связывается с подъемом астеносферного вещества в условиях растяжения и утонения литосферы. В то же время в пределах окраинно-континентального вулканического пояса Срединного хребта и Южной Камчатки значительное место начинает занимать высококалиевый известково-щелочной, шононит-латитовый (щитовые и стратовулканы) и палингенный гранитоидный магматизм, свидетельствующий о вовлечении в процессы магнообразования вещества

глубоко метасоматизированной литосферной мантии и вещества нижних горизонтов коры континентального типа. Кроме того, в этот период в результате коллизии по вектору поперечных разломных систем происходит смещение центральных сегментов континентальной окраины на запад–северо-запад.

С началом в позднем миоцене новых субдукционных процессов, а именно субдукции более молодой Тихоокеанской океанической плиты, помимо формирования фронтального островодужного вулканического пояса Восточной Камчатки, происходит активизация развития сегментированного окраинно-континентального пояса Срединного хребта и Южной Камчатки. С этого времени и вплоть до голоцена среди магматических комплексов окраинно-континентального вулканического пояса фиксируются проявления как умеренно-калиевых, так и высококалиевых серий пород надсубдукционного геохимического типа. Следует отметить, что субплатформенная область Западной Камчатки в позднеплиоцен-четвертичное время характеризуется крайне слабой магматической активностью.

Особое место в магматическом развитии окраинно-континентального пояса в сегменте Срединного хребта на новейшем плиоцен-четвертичном этапе занимает щелочно-оливин-базальтовый, щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовый и щелочно-базальт-гвавайитовый магматизм. Начиная с позднего плиоцена, магматизм такого типа приводит здесь к формированию крупных щитовых вулканов, дифференцированных экструзивно-дайковых комплексов и зон ареального вулканизма. Геохимические характеристики щелочно-базальтового вулканизма континентальной окраины являются переходными между IAB и WPB типами магм. Геодинамический режим, определяющий формирование таких «конвергентных», переходных между IAB и WPB геохимическими типами магм, может рассматриваться в рамках моделей поступления астеносферного вещества в область метасоматизированной литосферной мантии в связи с образованием «slab-window» в субдуцированной океанической литосфере, а также с плавлением эклогитизированного слэба в условиях его погружения в область астеносферной мантии или с плавлением вещества нижних горизонтов континентальной коры при ее деламации.

Геохимические исследования и типизация позднекайнозойских магматических комплексов пород континентальной окраины Камчатки демонстрируют их отчетливые вещественные отличия в сравнении с породами фронтальных надсубдукционных вулканических поясов Курило-Камчатской островодужной системы. Это выражается в их существенном обогащении LILE компонентами, изотопных характеристиках и минеральном составе. На уровне серий пород такие различия прослеживаются в преимущественном развитии в пределах континентальной окраины высококалиевых известково-щелочных, шошонит-латитовых и К-щелочных серий, а также в проявлении здесь WPB типов магм и развитии вещественно конвергентных IAB-WPB магматических ассоциаций. Изотопные характеристики пород континентальной окраины демонстрируют при этом нередко более радиогенный состав источников магм. Только лишь в пределах исследуемой области Курило-Камчатской провинции в породах повышенной щелочности установлены нефелин-лейцитовые, нефелин-содалитовые и энигматит-эгириновые минеральные парагенезисы.

Реконструкции геодинамического развития окраинно-континентальной структуры Камчатки в позднем кайнозое, таким образом, не могут быть проведены исключительно в рамках модели конвергенции литосферных плит. Установленные связи вещественных типов магматизма с определенными этапами геодинамического развития территории могут накладывать достаточно жесткие ограничения на разрабатываемые модели взаимосвязи магматизма и геодинамики исследуемого региона. Представляется, что рассматриваемый ранее как «аномальный» для островодужных систем магматизм, отличающийся по вещественным характеристикам от «надсубдукционного» геохимического типа, может найти свое определенное и свойственное только лишь ему место при детализации геологических и петролого-геохимических исследований и ревизии геодинамического развития зон перехода «океан–континент», в частности Камчатки.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00959_a) и Президиума СО РАН (ИП № 6.9).

РАННЕПЕРМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПУТСТВУЮЩЕЕ Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЕ ГОБИ-ТЯНЬШАНЬСКОГО ПОЯСА КАК РЕЗУЛЬТАТ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА

Г.В. Поляков, А.Э. Изох, А.С. Борисенко, А.В. Вишневецкий

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

На протяжении фанерозоя в Центральной Азии возникли разновозрастные внутриплитные магматические области – раннепалеозойская (Алтае-Саянская область и Западная Монголия), раннедевонская (Алтае-Саянская и Вилуйская), пермотриасовая (Сибирская трапповая, Западно-Сибирская, Баргузино-Витимская и Центрально-Азиатская), позднемезозойско-кайнозойская. Предполагается, что развитие этих областей либо определялось активностью отдельных мантийных плюмов [1], либо контролировалось длительно существовавшим Северо-Азиатским суперплюмом [2, 3].

В последнее время в западной части Центральной Азии установлен раннепермский (290–275 млн лет) этап плюмового магматизма, который представлен траппами (Таримская платформа и Джунгарский блок) [4], ареалами пикродолеритовых и пикритовых интрузивов с Cu-Ni и платиновым оруденением [5, 6] и бимодальными вулканическими сериями [7]. В частности, кепинские базальты западной окраины Таримской плиты, принадлежащие к щелочно-базитовой и толеитовой вулканическим сериям пермского возраста, связаны с глубинным мантийным плюмом. В северо-восточной части Таримского блока, кроме того, широко проявлены раннепермские бимодальные ассоциации (трахибазальты и кислые туфы). Карбон-пермская бимодальная вулканоплутоническая (базальт-щелочно-риолитовая) ассоциация хр. Ноен и Тост в Южной Монголии также относится к Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне, развитие которой связывается с перекрытием континентальной литосферой мантийного плюма [3]. Характерно, что рифтогенез в обрамлении Джунгарского и Таримского блоков протекал в условиях активной континентальной окраины и сопровождался крупноамплитудными сдвигами (280–290 млн лет).

Индикаторами крупных изверженных провинций, связанных с мантийными плюмами, являются, как известно, пикритовые и пикродолеритовые ассоциации. Для Таримского плюма такими образованиями считаются раннепермские пикрит-долеритовые комплексы и сопряженные с ними Cu-Ni рудопроявления Гоби-Тяньшаньского пояса, разделяющего Таримский и Джунгарский древние блоки, и Зайсан-Гобийской зоны, ограничивающей последний с северо-востока [5, 6, 8].

В Гобийском сегменте крайнего юго-восточного фланга ЗГЗ раннепермские пикрит-долеритовые интрузии выявлены нами в области сопряжения Эдрэнгийской и Барунхурайской структур герцинид Юго-Западной Монголии. Ареалы развития таких же интрузий установлены и в соседних каледонских и докембрийских структурах Северного мегаблока Западной Монголии, что свидетельствует о выходе позднепалеозойского ультрабазит-базитового магматизма в структуры обрамления герцинид Южной Монголии. В этих структурах пикритовые и пикрит-долеритовые интрузии установлены в южной части Монгольского Алтая, в юго-восточных районах Озёрной зоны, а также на территории Байдарикского докембрийского блока, где они тесно ассоциируют с раннепермским бимодальным вулканизмом.

В герцинидах Юго-Западной Монголии пикрит-долеритовые интрузии приурочены преимущественно к Булгано-Заалтайской системе региональных разломов, отделяющей Внешнюю (Гобийскую) и Внутреннюю (Заалтайскую) области. Эти структуры находятся на продолжении Иртышской сдвиговой зоны Казахстана и Северо-Западного Китая. Массивы размещаются в Барунхурайской и Эдрэнгийской структурно-формационных зонах, образуя многочисленные очаговые ареалы: Баирта-Даба, Бадмин-Хора-Тологой, Харулын-Обо, Алтан-Гадас-Ула и др. Сюда же, вероятно, могут быть отнесены расположенные юго-восточнее существенно пикритовидные интрузии района р. Гоханчин-Гол (Шара-Ундур) и хребта Ярын Хад к югу от сомона Цэл. Вмещающими для этих интрузий являются в большинстве случаев средне-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы (S₂-C₁). В некоторых ареалах пикрит-долеритовые

интрузивы находятся в виде мелких разобщенных останцов в кровле позднепалеозойских (C₃-P) гранитоидов.

По составу в рассмотренных ареалах выделяются существенно пикритоидные и более сложные дифференцированные пикрит-долеритовые тела. Первые сложены преимущественно пикритами, которые нередко сопровождаются плагиоперидотитами и шрисгеймитами. Они встречаются в равной степени как в герцинских структурах Южной Монголии, так и в отдельных ареалах Северного мегаблока, обрамляющего с севера Южно-Монгольский пояс герцинид (Байдарагин-Гол). Вторая разновидность, представленная пикрит-долеритовыми интрузивами, близкими по составу к ультрабазит-базитовым массивам района Колотонк в Северном Синьцзяне и максутского комплекса Зайсанской области Восточного Казахстана, распространена наиболее широко в граничащей с Китаем Барунхурайской зоне Юго-Западной Монголии. Интрузивы этого типа сложены преимущественно оливиновыми габбро и долеритами, в ассоциации с которыми находятся в сравнительно меньших объемах пикриты, плагиоперидотиты и шрисгеймиты.

Петрохимические характеристики, основанные на больших выборках химических анализов пород этих ассоциаций, соответствуют их минеральным особенностям. В первом случае в парагенезисе находятся породы только ультрамафитовой группы, содержащие больше 16 % MgO. Во втором – это более сложные ассоциации, состоящие из доминирующих мафитов и менее распространенных ультрамафитов. Характер распределения породообразующих окислов в ультрамафитах обоих типов ассоциаций очень сходен и подчиняется фактически одинаковым трендам.

- [1] Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие с ними гранитоиды // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 6, № 9. – С. 870–890.
- [2] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского «горячего» поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. – С. 246–262.
- [3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
- [4] Цзян Чанъи, Ли Ючжу, Чжан Пэнбо, Шуфен Е. Петрогенезис пермских базальтов Западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 2. – С. 232–241.
- [5] Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 166–182.
- [6] Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшанского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 605–620.
- [7] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноен и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 4. – С. 358–383.
- [8] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Куйбида М.Л. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в литосфере и мантии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–640.

ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

А.А. Постников*, А.А. Терлеев*, А.Б. Кузнецов**, Б.Б. Кочнев*,
А.Д. Ножкин***, А.М. Станевич****

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

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor@ak9723.spb.edu

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

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

Вороговская серия, впервые выделенная И.Г. Николаевым в 1924 г. [1], пользуется широким развитием на северо-западе Енисейского кряжа от бассейна р. Порожная до р. Верх. Сурниха (Вороговский прогиб, Исаковская структурно-фациальная зона). Залегает серия с размытом на позднедокембрийских метаморфических образованиях, офиолитах и островодужных комплексах Исаковского пояса [1–5]. Именно это обстоятельство, а также залегание в разрезе ниже чапской серии (поздний рифей по [6] или венд по [7]) и лебяжинской свиты кембрия определяли ее позднерифейский возраст и корреляцию с чингасанской серией северо-восточной части кряжа. Позднерифейский возраст (700 млн лет) чингасанской серии в настоящее время подтвержден Ag-Ag методом по биотиту и титан-авгиту базальтоидов чивидинской свиты в верховьях р. Вороговка [8].

Однако в результате проведенного нами изучения пород северореченской свиты, опробованных в 2003 г. в среднем и нижнем течении р. Вороговка, обнаружены разнообразные органические остатки и получены новые изотопно-геохимические данные, позволяющие относить вороговскую серию к верхам венда – кембрию.

Разрез вороговской серии представлен карбонатно-терригенными отложениями (снизу вверх) северореченской, мутнинской и сухореченской свит. Северореченская свита (500–1500 м) в нижней своей части сложена нестратифицированными пестроцветными конглобрекциями и конгломератами, гравелитами и грубыми песчаниками. Средняя часть представлена слоистыми зелено-серыми песчаниками и алевролитами, а в верхах свиты преобладают серые терригенно-известняковые разности с пачками онколитовых запесоченных известняков, содержащие органические остатки.

Грубые отложения низов северореченской свиты слагают пакеты мощностью до 70 м с редкими 2–3-метровыми слоями песчаников с резкими границами. Вверх по разрезу количество песчаников возрастает, а грубые разновидности выполняют отдельные врезы-карманы и обособленные линзы мощностью до 2 м. При этом красноцветные песчаники начинают переслаиваться зелено-серыми разностями, количество которых постепенно возрастает вверх по разрезу. Данные породы представляют собой отложения пролювиальных конусов выноса и дебрисных потоков в бассейн седиментации. Для верхней терригенно-карбонатной части разреза характерно чередование пакетов с массивной и волнистой (бугорчатые формы размером до 0.5×1.2 м) структурой. В основании слоев с крупноволнистой слоистостью наблюдаются интракласты подстилающих пород. Далее к ним добавляются пачки слоистых, тонкоплитчатых (до листоватых) разностей известковистых алевроаргиллитов, онколитовых известняков с запахом сероводорода, а затем происходит обогащение карбонатов терригенным материалом, в том числе вулканокластикой.

Все отмеченные особенности позволяют связывать смену обстановок седиментации северореченского бассейна от эпиконтинентальных и далее к мелководно-морским (глубина воздействия волновых и штормовых процессов), частично замкнутым эвксинным, с влиянием синхронного вулканизма.

Характеристика расположенных выше свит вороговской серии достаточно детально дана в работах Ю.К. Советова и В.В. Благовидова [4, 9]. Мутнинская свита (1000–1500 м) сложена в нижней части зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками с градиционной слоистостью, серыми и темно-серыми аргиллитами, известняками и доломитами. В верхней части преоблада-

дают песчанистые известняки, иногда с оползневыми структурами.

Сухореченская свита (до 2000 м) представлена серыми, реже темно-серыми, часто песчанистыми и глинистыми известняками с градационной и горизонтальной слоистостью и прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов.

При этом породы мутнинской свиты формировались в обстановках бровки шельфа и склона бассейна, а сухореченской – в условиях уже открытого шельфа [9].

Палеонтологические остатки наиболее широко распространены в верхней части северореченской свиты в пачке серых онколитовых известняков, залегающих выше пачки известковистых алевроаргиллитов и глинистых известняков, обнажающихся в левом борту р. Вороговка, в 3.5–1.5 км выше устья р. Мутниной. Они представлены известковыми водорослями родов *Korilophyton*, *Renalcis* и мелкими кубками фауны (до 3 мм по высоте и 1.5 мм в диаметре), которые по морфологическим особенностям разделяются на три группы:

1. Кубки прямые и изогнутые, узкоконические и субцилиндрические. Базальный конец с овальным отверстием изогнут практически под прямым углом к продольной оси кубка. По своим размерам и морфологии эти остатки близки к склеритам семейства *Wiwaxiidae*.

2. Кубки, подобные одностенным археоциатам (отряд *Monocyathidae*). Выделяются две разновидности: небольшие кубки полушаровидной, мешковидной формы с простыми полигональными порами, хорошо видимыми в тангенциальном сечении. Наблюдается вогнутая пельта. Другая разновидность представлена одиночными правильными узкоконическими, иногда роговидно изогнутыми кубками с хорошо видимой пельтой и редкими порами округлой формы.

3. Мелкие одностенные или двустенные кубки с двусторонней симметрией. Наружная стенка имеет поперечно-ленточное строение. Внутренняя стенка и образованная ею камера расположены эксаксиально и своим нижним концом прикрепляются к одной из сторон наружной стенки. Приведенные характеристики соответствуют диагнозу класса *Cribricyathia*.

Одностенные археоциаты, крибрициаты и виваксии известны из отложений нижнего кембрия многих регионов мира. Однако, учитывая отсутствие в данном материале типичных раннекембрийских форм органики, можно с известной долей вероятности говорить о переходном поздневендском–раннекембрийском возрасте пород северореченской свиты.

Кроме описываемых органических остатков, в северореченской свите при химическом растворении найдены микрофоссилии, представленные следующими формами акритарх (определения К.Е. Наговицина и А.М. Станевича): *Bavlinella faveolata* Shep., *Bavlinella variabilis* (Moorman), *Floris* cf., *Micristridium* sp., *Sibiriella* sp., *Simplassosphaeridium* sp., *Tchuja zonalis* Stan., мелкими акантоморфными формами *Skiagia* cf. Найдены также эукариотические остатки, близкие к *Paleovaucheria clavata* Herm. В мутнинской свите найдены формы: *Bavlinella faveolata* Shep., *Bavlinella variabilis* (Moorman), *Micristridium* sp., *Paracrassosphaera? sp.*, *Sibiriella* sp., *Simplassosphaeridium* sp. Часть этих форм появляется на разных уровнях рифея, а часть известна с подвендских слоёв. Вместе с тем, находки некоторых из указанных таксонов в палеозойских отложениях и большая вероятность переотложения их в более молодые осадки не противоречат заключению о возрасте, сделанному по вышеприведенным скелетным остаткам.

При изотопно-геохимических исследованиях была проанализирована 31 проба (5 из мутнинской и 26 из сухореченской свит). Для изучения Rb-Sr системы были выбраны семь проб с малым содержанием Mn и Fe (1 – мутнинской и 6 – из сухореченской). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет около 0.70820 ± 0.00002 . Все изученные пробы удовлетворяют геохимическим критериям сохранности Rb-Sr систем и пригодны для оценки изотопного состава Sr в конкретной среде седиментации. В нашем случае вороговский бассейн был связан с океаном и характеризуется обстановками шельфа и склона бассейна [9] и мы вправе применить метод Sr хемотратиграфии для определения возраста карбонатов вороговской серии. Сравнение полученных стронциевых соотношений со сводной кривой неопротерозоя и нижнего палеозоя [10] показывает, что вороговская серия не может быть древнее позднего венда.

Таким образом, независимые данные по палеонтологии и хемотратиграфии свидетельствуют о поздневендском–раннекембрийском возрасте вороговской серии и о необходимости коренного пересмотра ее корреляции и структурного положения в неопротерозойском разрезе Енисейского кряжа.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01107).

- [1] Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 242 с.
- [2] Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). – М.: Наука, 1973. – 126 с.
- [3] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Новосибирск, 1983. – 215 с.
- [4] Советов Ю.К. Вороговская серия – эволюция типового осадочного бассейна «неудавшегося рифта» во время распада суперконтинента Родиния (верхний рифей, Енисейский кряж) // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. – С. 258–262.
- [5] Sovetov J.K. Sedimentologic sequences in Late Riphean aulacogenes at south-western margin of the Siberian platform related to sea-floor spreading // Report no 4 on the JGGP Project 283: Geodynamic evolution of Paleasian ocean. – Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1993. – P. 164–167.
- [6] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 185 с.
- [7] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper. – 2007. – 423. – P. 549–578.
- [8] Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицын К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях образования // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 12. – С. 1307–1320.
- [9] Советов Ю.К., Благовидов В.В. Шельфовое осадконакопление на поздней стадии развития Вороговского прогиба (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 4. – С. 45–51.
- [10] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратовской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–34.

УРАЛЬСКИЙ ОРОГЕН: СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ, КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ, ТИПИЧНЫЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ

В.Н. Пучков

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, puchkv@anrb.ru

На тектонических картах Уральский ороген вплоть до настоящего времени причисляется к варисцидам [1]. Однако это не более чем дань традиции, следующей некоторым устаревшим положениям канона Штиле (в частности, выделению поздних варисцид с мифической пфальцской фазой складчатости). В тектонотипе варисские орогенические деформации закончились в конце карбона, а в Аппалачах – в ранней перми. На Урале же орогенез продолжался в течение всей перми, сменившись в триасе интенсивными поднятиями, связанными с Урало-Сибирским суперплюмом. Затем орогенические движения и деформации возобновлялись на Урале дважды: в ранней юре и в плиоцен-четвертичное время. Эти особенности роднят Урал с Таймыром с одной стороны, и с Южным Тянь-Шанем – с другой; вдобавок эти структуры находятся на простирании друг у друга, образуя гигантскую дугу. В палеотектоническом плане они отвечают непрерывному, сужавшемуся в позднем девоне–раннем карбоне океаническому пространству, объединявшему Туркестанский, Палеоуральский океаны и северную часть Центрально-Азиатского океана. Эти аргументы кажутся достаточными для объединения Южного Тянь-Шаня, Урала, Новой Земли и Таймыра в систему уралид, отличную по возрасту от варисцид.

В историческом плане Уральский ороген является продуктом развития в рамках типичного цикла Вильсона. Последовательными стадиями развития, документируемыми соответствующими формационными комплексами-индикаторами, являются:

1. Рифтогенез с раскалыванием Балтики по ее восточному (в современных координатах) краю и образованием грабеновых комплексов в кембрии–среднем ордовике.

2. Спрединг океанического дна с образованием Палеоуральского океана. При датировке офиолитов этого океана следует принимать во внимание в качестве достоверных лишь изотопные и палеонтологические данные по базальтам верхней части офиолитового разреза (не древнее аренига-лландейло). Докембрийские датировки, полученные в последнее время по габбро-гипербазитовому комплексу палеозойских офиолитов Урала [2, 3 и др.], говорят лишь о том, что в мантийной части офиолитов могут сохраняться реликты структур и изотопных соотношений, характеризующие древнюю историю мантии – наряду со свидетельствами палеозойских событий [4, 5].

3. Образование пассивной континентальной окраины с формированием стабильной фациальной пары – шельфа и батинальной зоны края континента, одновременно с началом спрединга [6].

4. Заложение зоны субдукции в конце ордовика с образованием Тагильской островной дуги и Платиноносного пояса расслоенных базит-гипербазитовых комплексов в ее пределах в силуэре. Последующие перескоки зоны субдукции, с образованием Магнитогорской дуги в эмсе и Валерьяновской в турне [7].

5. Коллизия южной части Магнитогорской островной дуги с пассивной окраиной противоположащего континента (Лавруссии). Образование аккреционного комплекса, включающего сложную многофазно деформированную структуру антиформы Уралтау, с эксгумацией в ней максютовского метаморфического комплекса высоких давлений и относительно низких температур. Образование двух флишевых прогибов по обе стороны авулканической кордильеры Уралтау. Вероятный отрыв слэба в начале карбона, с образованием несубдукционных вулканических комплексов на отмершей части Магнитогорской дуги и перескоком зоны субдукции [7, 8].

6. Продолжение коллизии северной части Магнитогорской островной дуги с противоположащим континентом в раннем карбоне, с диахронным повторением событий, аналогичных тем, что уже проявились на юге Урала (образование аккреционного комплекса с метаморфитами высоких давлений и флишем) [7].

7. Коллизия континентов Лавруссии и Казахстана, начиная с башкирского времени, когда

прекращаются проявления субдукционного вулканизма. Интенсивное сгущивание коры и образование «горячего» корня гор в Восточно-Уральской зоне, сопровождавшееся в течение перми гранитоидным палингенным магматизмом с возникновением Гранитной Оси Урала [7, 9, 10]. Формирование бивергентного орогена, захватившего на западном крыле жесткий край кратона, а на востоке – более легко деформируемые блоки молодой Казахстана. Разница в механических свойствах континентов привела к асимметрии орогена: на западе кристаллический фундамент и граница Мохо относительно слабо затронуты деформациями (детачмент проходит преимущественно выше их), тогда как на востоке наблюдается тектонический срыв по Мохо.

8. Прекращение орогенических движений к концу перми, проходившее диахронно (несколько раньше – на Южном Урале). На границе перми и триаса, практически одновременно с Центральной Сибирью, имеют место псевдоорогенические поднятия, связанные с проявлениями траппового вулканизма Урало-Сибирского суперплюма [11].

9. Дополнительные складчато-надвиговые деформации древнекиммерийского времени, интенсивность которых нарастала в северном направлении.

10. Формирование мел-палеогенового пенеплена.

11. Внутриплитные деформации сжатия, приведшие к формированию современных Уральских гор преимущественно в плиоцен-четвертичное время.

Наряду с общими, типичными закономерностями, проявленными на Урале, для него характерны особенности, придающие орогену неповторимую индивидуальность. Среди них:

- чрезвычайно длительный период орогенической активности (верхний девон–ранняя юра) – почти 200 млн лет, не считая неорогении;

- уникальная сохранность океанических и островодужных комплексов, «роскошное» проявление структур и комплексов, связанных со столкновением дуги и континента; низкий процент сокращения структур форланда на Южном и Среднем Урале;

- прекрасно развитый Платиноносный пояс;

- сохранение тяжелого, сравнительно холодного корня в современной структуре;

- редкая по сохранности бивергентная структура орогена.

Вместе с тем, эти особенности не делают Урал каким-то феноменом в ряду складчатых систем. Скорее всего, характеристика каждого орогена может рассматриваться как сочетание типовых и индивидуальных черт.

- [1] *Atlas of geological maps of Central Asia. Tectonic map Scale 2 500 000. Urals* / Ed. by O. Petrov, Yu. Leonov, Li Ting Dong, O. Tomurtogoo, Hwang Jae Ha. – St.-Petersburg: Map Publishing Office, 2008.
- [2] Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сьум-Кей (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. – 2003. – № 3. – С. 353–371.
- [3] Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н., Сулов П.В., Бережная Н.Г. Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 2006. – С. 160–164.
- [4] Пучков В.Н. О возрасте офиолитов Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения А.Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 2006. – С. 121–129.
- [5] Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконология лерцолит-гранатового пироксенит-дуניתового комплекса Узянский Крака (Ю.Урал) // III Чтения памяти С.Н. Иванова. – Екатеринбург, 2008. – С. 153–156.
- [6] Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain building in the Uralides: Pangea to the Present / Eds. D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. AGU Geophysical Monograph Series. – 2002 – 132. – P. 9–32.
- [7] Puchkov V.N. Evolution of the Uralian orogen / Ed. by B. Murphy. Mem. of the Geol.Soc. London. (in print).
- [8] Brown D., Spadea P., Puchkov V., Alvarez-Marron J., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Gorozhanina Y. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. – 2006 – V. 79. – P. 261–287.
- [9] Bea F., Fershtater G., Montero P. Granitoids of the Urals: Implications for the evolution of the orogen // Mountain building in the Uralides: Pangea to the Present / Eds. D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. AGU Geophysical Monograph Series. – 2002 – 132. – P. 211–232.
- [10] Brown D., Juhlin C., Ayala C., Tryggvason A., Bea F., Alvarez-Marron J., Carbonell R., Seward D., Glas-macher U., Puchkov V., Perez-Estaun A. Mountain building processes during continent-continent collision in the Uralides // Earth Science Reviews. – 2008. – doi: 10.1016/j.earscirev.2008.05.001

- [11] Reichov M.K., Al'Mukhamedov A.I., Andreichev V.L., Buslov M.M., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian traps Large Igneous Province: Implications for the End-Permian Environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett. (in print).

СОГЛАСОВАННЫЕ ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ КАЛИЯ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ ТИБЕТА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: РЕЗОНАНС ПРОЦЕССОВ ИНДО-АЗИАТСКОЙ КОЛЛИЗИИ В ЦАОС

С.В. Рассказов, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, И.С. Чувашова

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

Базальтовый магматизм Тибета, сопровождавший коллизионное взаимодействие Индостана и Азии (начавшееся по разным оценкам во временном интервале 66–50 млн лет назад), был низкокалиевым, а последующий – преимущественно высоко- и ультракалиевым. Подобное общее увеличение роли калия имело место в эволюции кайнозойского базальтового магматизма Центральной Монголии. В настоящей работе мы обращаем внимание на временную согласованность вариаций калия базальтовых магм этих территорий и интерпретируем этот факт как показатель общей геодинамической природы мантийных процессов зоны Индо-Азиатской коллизии и Центрально-Азиатской орогенной системы (ЦАОС). По эволюции магматизма мы сопоставляем южную и центральную части Тибета (соответственно, террейны Лхаса и Кьянгтанг) с южной частью Центральной Монголии (Долина Озер, Гобийский Алтай, Заалтайская и Средняя Гоби), а северную часть Тибета (террейн Сонгпан-Ганзи) – с центральной и северной частями Центральной Монголии (Хангай, Орхон-Селенгинское среднегорье).

В последние годы магматические события Тибета были подробно датированы [4 и др.]. Установлено, что в террейне Лхаса во временном интервале 94–42 млн лет назад формировался крупный гранитоидный батолит Гангдес. В интервале 65–37 млн лет назад изливались низкокалиевые расплавы Линзизонг основного–среднего состава (SiO_2 45–60 мас %), а в интервале 62–45 млн лет назад – расплавы среднего–кислого состава (SiO_2 60–75 мас %). Около 24–22 и 13 млн лет назад проявились фазы высоко- и ультракалиевого базальтового магматизма, а 17–15 млн лет назад – низкокалиевого. В интервале от 26 до 8 млн лет назад имел место вулканизм среднего–кислого состава. В террейне Кьянгтанг кайнозойский базальтовый магматизм начался одновременно с магматизмом террейна Лхаса, но его эволюция была иной. Во временном интервале 65–44 млн лет назад в западной части террейна Кьянгтанг извергались низкокалиевые базальты. В интервале 51–39 млн лет назад проявился гранитный магматизм. В восточной части террейна магматизм начался 50–45 млн лет назад. Максимум высоко- и ультракалиевого магматизма пришелся на интервал 36–32 млн лет назад с последующим пространственным смещением в западную часть террейна Кьянгтанг в интервале 31–24 млн лет назад. В террейне Сонгпан-Ганзи первые извержения произошли 18 млн лет назад. Высококалиевый базальтовый магматизм сменялся около 10 млн лет назад ультракалиевым магматизмом с некоторым последующим снижением роли калия. Магматизм среднего–кислого состава проявился ~19, 13–5 и <3 млн лет назад.

Получены новые геохронологические данные и для базальтов Центральной Монголии, в том числе авторами доклада. В южной части Центральной Монголии высококалиевый состав определен в раннемеловых базальтах. Наиболее молодые латиты с высоким содержанием калия (3.35 масс %) на хр. Арц-Богд имеют позднемеловую K-Ar датировку 94.3 ± 2.2 млн лет. Шесть датировок валовых проб и полевых шпатов трахибазальт-бенморейтовой серии обозначили вулканический интервал 91–82 млн лет назад с умеренной концентрацией калия 1.48–1.91 % [3]. В этот интервал попадают базанит и тразиандезибазальт Заалтайской Гоби с датировками 88–84 млн лет, а умеренно- и низкокалиевые меланефелиниты, базаниты и трахибазальты впадины Бордзонгийн-Гоби датированы интервалом 76–71 млн лет [2]. Во временном интервале 66–47 млн лет назад умеренно- и низкокалиевые базальты были рассредоточены на площади 140 тыс. км² в южной части Центральной Монголии, в Средней и Заалтайской Гоби. Датировки границы мела–палеогена получены для двух неков вулканического поля Улан-Цоб-Худук (Долина Озер): 66 ± 2 и 65 ± 2 млн лет (данные авторов) и интервал датировок 62–47 млн лет – для вулканических пород Заалтайской Гоби (поле Далан-Дзадгад) и Средней Гоби (поля Ундэр-Шильское, Мандал-Гобийское, Алтан-Ширэ) [1, 2]. Этап рассредоточенного базальтового магматизма Гоби был отделен от предшествовавших и более поздних событий эпизодами извер-

жений базальтов 66–65 и ~43 млн лет назад с относительно узким диапазоном концентраций калия при его низком содержании и соответствовал по времени и сравнительно низкокалиевому составу расплавов Центрального Тибета.

Следующий этап магматизма южной части Центральной Монголии относится к временному интервалу 41–25 млн лет назад. Этап был отделен от более поздних извержений лавами с относительно узким диапазоном калия при его низком содержании (эпизод 23–21 млн лет назад). Вулканизм с повышенными концентрациями калия (2.3–3.5 масс %) временного интервала 41–32 млн лет назад пространственно соответствовал вулканическому ареалу позднемеловой вулканической деятельности, завершившейся 82 млн лет назад. В интервале 32–25 млн лет назад концентрации калия в лавах снижались (до 1.0 %). Извержения перераспределялись с территории Заалтайской Гоби в вулканическую зону Долины Озер. Зона протянулась от района вулканического интервала 41–32 млн лет назад в западно-северо-западном направлении на расстояние около 500 км и характеризовалась синвулканическими левосторонними сдвиговыми смещениями. Этап калиевого базальтового вулканизма Заалтайской Гоби с распространением извержений в Долину Озер сопоставляется с подобным одновременным пространственным перераспределением высоко- и ультракалиевого базальтового магматизма из восточной части террейна Кьянганг в его западную часть. Пространственное перераспределение калиевого магматизма в Центральной Монголии и Тибете было однонаправленным. Однако, если магматизм первой территории проявился в интервале 41–32 млн лет назад в районе позднемеловой вулканической активности и смещался в прежде амагматичный район, смещение магматизма второй территории было направлено от амагматичного района террейна Кьянганг в район раннекайнозойского магматического интервала 65–44 млн лет назад.

Пространственно-временное распределение магматизма Восточного Хангая и Орхон-Селенгинского среднегорья рассматривается нами в рамках этапов 17–10 и <10 млн лет назад. В вариациях калия в лавах выражена квазипериодичность 7.0, 2.5 и 0.4 млн лет. Эти этапы сопоставляются с двумя этапами калиевого базальтового магматизма террейна Сонгпам-Ганзи Северного Тибета.

Выявленное сходство временных вариаций калия в базальтовых расплавах Тибета и Центральной Монголии свидетельствует об отчетливых резонансных соотношениях кайнозойских мантийных процессов территорий, расположенных на расстоянии 2000–2500 км. Магматизм Тибета отражал временные изменения глубинного состояния мантии непосредственно в зоне взаимодействия Индостана и Азии. Резонансные магматические процессы распространялись во Внутренней Азии.

Раннекайнозойский магматизм Южного, Центрального Тибета и Гоби получил развитие после позднемелового магматизма, т.е. был унаследованным. Пространственное соответствие батолиту Гангдес низкокалиевого базальтового магматизма Линзизонг подчеркивает единство геодинамической природы глубинных процессов. В результате коллизии надсубдукционный гранитоидный магматизм сменялся базальтовым, обусловленным дальнейшим развитием субдукционных процессов. В Центральной Монголии подобным образом низко- и умереннокалиевые базальты начального этапа кайнозойского магматизма были пространственно связаны с магмами позднемелового временного интервала 91–71 млн лет назад, но на этой территории не только в раннем кайнозое, но и в мелу магматизм был базальтовым.

Территория начального (синколлизийного) магматизма Тибета временного интервала 65–44 млн лет назад была ограничена с юга взбросом, отделявшим литосферу Индостана от литосферы Азии. Магматизм был сосредоточен вдоль северо-западного сдвигового разлома Каракорам в прилегающей полосе террейнов Лхаса и Кьянганг шириной до 300 км. Распределение синхронного магматизма Центральной Монголии также было пространственно подчинено структурам северо-западной ориентировки.

Возможно, начальная «мягкая» коллизия Индостана с окраиной Азии сменялась более «жесткой» конвергенцией этих крупных геоблоков [4]. Смена характера взаимодействия влекла за собой структурные перестройки в зоне коллизии, отразившиеся в существенном пространственном перераспределении магматизма Тибета и Центральной Монголии 44–43 и 23–21 млн лет назад. Последующие изменения магматизма 13–8 и 2.6–1.2 млн лет назад были менее выразительными.

Судя по механизмам очагов землетрясений, в настоящее время коллизийный тектониче-

ский стресс зоны Индо-Азиатской коллизии распространен на значительной территории Центральной и Восточной Азии. Из анализа сейсмического момента и данных GPS-геодезии следует, что Западный и Центральный Китай охвачены однотипными современными коровыми деформациями, резко ослабевающими на территории Монголии [5]. Вывод о подобной пространственной смене коровых деформаций сделан П. Ингланом и П. Молнаром по результатам фрактального анализа размерности тектонических блоков. Максимальный суммарный эффект воздействия Индийского индентера на верхнюю часть коры выражен во фронтальной зоне Индо-Азиатской коллизии с последовательным ослаблением в северном направлении. В Центральной Монголии воздействие индентера ничтожно мало. Однако в юго-западной части Байкальской рифтовой системы нами установлены надвиги, свидетельствующие о существенном проникновении, по крайней мере, плиоцен-четвертичного импульса коллизионного сжатия верхней части коры. Выявленная временная согласованность кайнозойских магматических процессов свидетельствует о том, что мантийная структура Центральной Монголии, сформировавшаяся к началу кайнозоя, обладала повышенной восприимчивостью к коллизионному Индо-Азиатскому тектоническому стрессу. Эволюция магматизма первоначально определялась распределением мантийных неоднородностей, сформировавшихся в зоне структурного шва, известного как «Урало-Монгольский линеамент».

- [1] *Генишафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. – М.: Наука, 1990. – 71 с.
- [2] *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Позднемеловой–раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // *Вулканология и сейсмология.* – 2007. – № 1. – С. 3–31.
- [3] *Enkhtuvshin H.* A petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian plateau: Master thesis. – Shimane University, 1995. – 119 p.
- [4] *Mo X., Hou Z., Niu Y, Dong G., Qu X., Zhao Zh., Yang Zh.* Mantle contribution to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in Southern Tibet // *Lithos.* – 2007. – V. 96. – P. 225–242.
- [5] *Qin C., Papazachos C., Papadimitriou E.* Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summation of earthquakes // *Tectonophysics.* – 2002. – V. 359. – P. 29–46.

НИЖНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА ПРОТОЛИТОВ ХАМАРДАБАНСКОГО, ТУНКИНСКОГО И ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ: Sm-Nd-ДАННЫЕ ПО МЕТАТЕРРИГЕННЫМ ПОРОДАМ

Л.З. Резницкий*, В.А. Макрыгина**, В.П. Ковач***, В.Г. Беличенко*, А.Б. Котов***

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

**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

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

В пределах Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются Тувино-Монгольский, Хамардабанский, Тункинский и Джидинский террейны (рисунки), характеристики и принимаемые авторами границы которых рассматривались ранее [1, 2]. Подчеркивалась не только сложность определения границ террейнов в ряде участков, но и проблематичность выделения как самостоятельной единицы Тункинского террейна из-за сходства литотипов толщ и полифациального метаморфизма. Определяющее значение в выделении террейнов имеет установление геодинамических обстановок накопления протолитов, для чего обычно используются (мета)вулканиты. Но важную информацию об условиях формирования толщ, типах палеобассейнов и источниках сноса можно получить по геохимии метатерригенных пород, а их Sm-Nd-изотопная систематика позволяет установить средний модельный возраст источников сноса и оценить нижнюю временную границу седиментогенеза. Участки, на которых проведено систематическое опробование метатерригенных пород трёх террейнов, показаны на рисунке:

1. Хамардабанский террейн, слюдянская (култукская и перевальная свиты) и хангарульская (харагольская и безымянская свиты) серии – в Южном Прибайкалье, в области высокоградного, до гранулитовой фации, метаморфизма.

2. Тункинский террейн, толтинская и уртагольская свиты – по р. Иркут и его правым притокам – Аерхан, Белый и Средний Иркут. Метаморфический диапазон от биотитовой (догранатовой) ступени фации зелёных сланцев до фибролитовой зоны.

3. Джидинский террейн, вблизи его северной границы – по рекам Зун-Мурун и Уту-Жалга, в области их слияния. Здесь авторами выделяется Зунмурунский покров [2], сложенный породами зунмурунской и шубутуйской свит. Отнесение их к Джидинскому террейну дискуссионно; ряд исследователей считает эти толщи верхними подразделениями Хамардабанского террейна. Участок расположен в гранат-ставролит-фибролитовой метаморфической зоне.

4. Выходы метатерригенных пород в Восточном Прихубсугулье (Монголия), где диагностика толщ и разграничение террейнов особенно затруднительны, так как большие площади заняты гранитоидами или перекрыты базальтами и непосредственное прослеживание свит невозможно. Здесь выделяется несколько участков: 4А – высокоградные гнейсы по рекам Тойн-Гол и Хэвен; с большой степенью вероятности относятся к Хамардабанскому террейну (хангарульская серия); 4Б – выходы метатерригенных пород на побережье оз. Хубсугул вблизи его южного окончания; 4В – слоистые толщи по р. Чандомань; 4Г – часть разреза по р. Ури-Гол, вблизи её верховьев. Породы последних трёх участков метаморфизованы до уровня первого силлиманита – фибролита и предположительно отнесены к Джидинскому террейну (зунмурунская–шубутуйская свиты), но не исключена их принадлежность к корниловской свите. Последняя ранее включалась в хамардабанскую серию, хотя на большей части Хамар-Дабана и В. Прихубсугулья отделить её от безымянской свиты с аналогичным флишоидным типом разреза не удаётся. Вероятно, правильнее корниловскую свиту считать частью хангарульской серии. Заметим, что близкий литологический состав и строение имеет джидинская свита одноимённого террейна, что ещё больше усложняет диагностику.

Везде отбирались пробы преимущественно гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гнейсов, в ряде случаев с силлиманитом, кианитом, ставролитом, кордиеритом, гиперстеном, в единичных участках (ниже изограды граната) – биотит-серицитовых (\pm хлорит) сланцев. По химическому составу их протолиты реконструируются как граувакки, алевролиты и пелиты. Геохимические особенности метатерригенных пород рассматривались ранее [3–6]. За отдель-

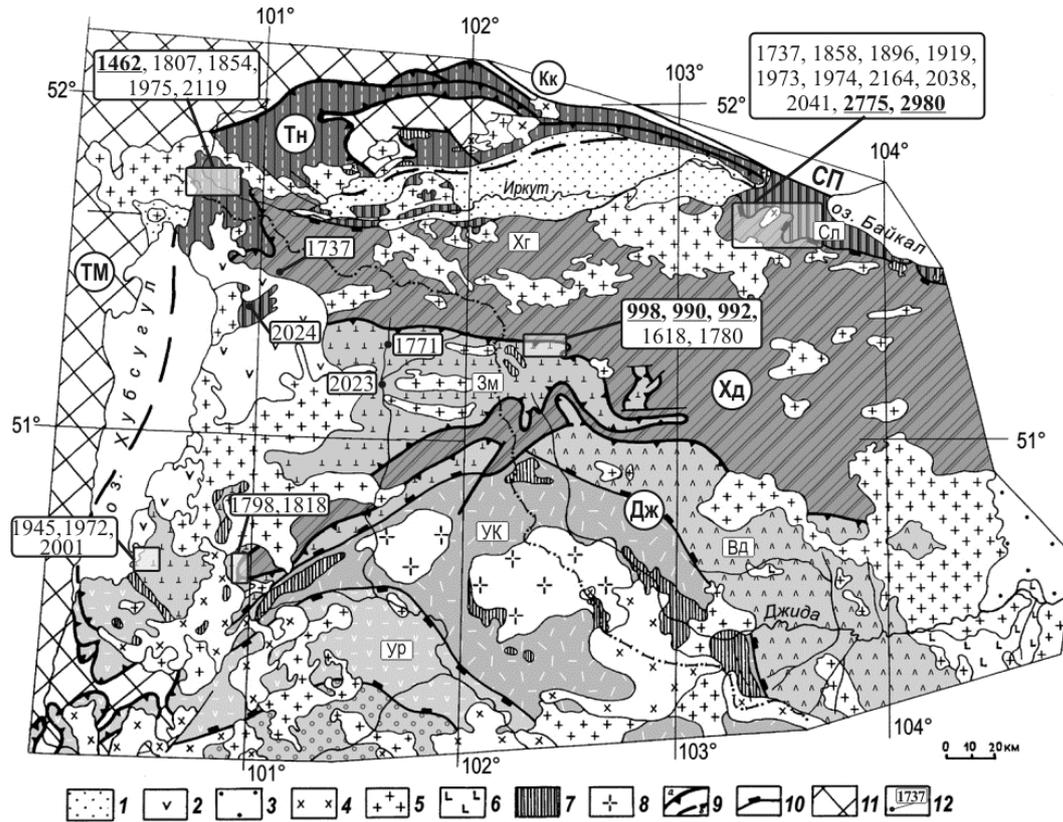


Схема размещения террейнов Байкал-Хубсугульского региона (северо-восточная часть Палеоазиатского океана).

1 – кайнозойские отложения Тункинской впадины; 2 – кайнозойские базальты; 3 – мезозойские отложения; 4 – сиениты, граносиениты (С); 5 – гранитоиды (нерасчлененные – О); 6–7 – габбро-диорит-тоналитовый комплекс: 6 – Дархинтуйского типа, 7 – Модонкульского типа; 8 – плагиограниты – Нашитуйский комплекс; 9 – границы террейнов; 10 – границы тектонических покровов (субтеррейнов); 11 – Тувино-Монгольский массив; 12 – места отбора проб и модельный $T_{Nd}(DM)$ возраст.

Аббревиатура: террейны (в кружках): Дж – Джидинский; Хд – Хамардабанский; Тн – Тункинский; Кк – Китокийский; ТМ – Тувино-Монгольский; СП – Сибирская платформа. Покровы и субтеррейны (в прямоугольниках) УК – Уилган-Купчинский; Ур – Уригольский; Вд – Верхнеджидинский; Зм – Зунмуринский; Сл – Слюдянский.

ными исключениями по основным геохимическим характеристикам гнейсы и сланцы всех подразделений при некоторых вариациях оказались довольно близкими. Было сделано заключение о единой питающей провинции, средние геохимические параметры которой отвечают докембрийскому гранулитогнейсовому комплексу типа шарьжалгайского в Присаянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы.

Новую информацию дали Sm-Nd-изотопные данные, полученные по 30 образцам, представляющим все упомянутые выше подразделения и участки. Для большинства образцов устанавливается нижнепротерозойский модельный возраст $T_{Nd}(DM)$, преимущественно в диапазоне от 1700 до 2000 млн лет, при $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4 до -11 (рассчитывался на уровень порядка 500 млн лет, близко отвечающий возрасту метаморфизма или наиболее ранних прорывающих толщ гранитоидов). Результаты как будто согласуются с выводом о единой питающей провинции, сделанным по геохимии пород. В то же время наметилась интересная закономерность. Для двух образцов из слюдянской серии (или субтеррейна) установлен архейский модельный возраст 2775 и 2980 млн лет (при очень низких $\epsilon_{Nd}(T) = -25$ и -26), не встречающийся ни в вышележащей хангарульской серии (субтеррейне), ни в других подразделениях. В Тункинском террейне, наряду с преобладающим нижнепротерозойским возрастом, для одного образца получено среднепротерозойское значение 1469 млн лет. Образец взят из пачки сланцев со специфическими геохимическими характеристиками (высокие Zr, Nb, P3Э), указывающими на редкометалльные

граниты как вероятный источник материала. В Восточном Прихубсугулье на всех объектах получены только нижнепротерозойские датировки; вероятно, большая часть развитых здесь метатерригенных пород относится к свитам Хамардабанского террейна. Зато в Зунмуринском покрове (Джидинский террейн?) обнаружались ϵ -положительные породы с верхнепротерозойским модельным возрастом 992–998 млн лет (3 из 5 анализированных проб). Таким образом, намечается явная диверсификация террейнов по диапазону средних модельных возрастов областей сноса, соответственно, по нижней временной границе накопления протолитов. Наиболее резко обособливается Джидинский террейн, что необходимо подтвердить анализом терригенных пород, бесспорно относящихся к нему (джидинская свита).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ СО РАН (7.10.1) и РФФИ (проект 08-05-00403).

- [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] *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараиш И.Г.* Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозоид. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 37–40.
- [3] *Петрова З.И., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А.* Геохимические параметры метатерригенных пород слюдянской серии как индикаторы источника и условий формирования протолита (Юго-Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2002. – № 4. – С. 399–410.
- [4] *Петрова З.И., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З.* Геохимия метаграувакк в южном обрамлении Сибирской платформы и их значение для палеогеодинамических реконструкций // Геохимия. – 2005. – № 8. – С. 836–847.
- [5] *Макрыгина В.А., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г.* Геохимические особенности метаморфитов Тункинского и Хамардабанского террейнов и условия накопления их протолита (Юго-Западное Прибайкалье) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 155–159.
- [6] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Геохимическая характеристика и условия накопления терригенных осадков юго-западной части Хамардабанского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 13–15.

ГРАНИТОИДЫ ОГНИТСКОГО КОМПЛЕКСА В БИРЮСИНСКОЙ ЗОНЕ: U–Pb ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

*Л.З. Резницкий**, *Е.Б. Сальникова***, *Г.Я. Абрамович****, *В.И. Левицкий*****,
*А.Б. Котов***, *И.Г. Бараиш**

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

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

***Иркутск, Иркутский государственный университет

****Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

В традиционных моделях механизм формирования южного складчатого обрамления Сибирской платформы рассматривается как последовательная коллизия разновозрастных палеоокеанических структур и террейнов с континентом. В последнее десятилетие активно разрабатывается альтернативная модель, согласно которой первоначально, независимо от кратона, сформировался каледонский супертеррейн в результате аккреции «системы венд-кембрийских островных дуг, задуговых бассейнов и расположенных между ними докембрийских террейнов докембрийского формирования...». Позже произошло «мягкое» причленение супертеррейна к Сибирскому кратону по сдвиговой границе типа трансформного разлома [1]. Основанием для создания модели послужили, в первую очередь, резкие различия в эндогенной активности в нижнем палеозое в пределах южного краевого выступа фундамента платформы и прилегающих террейнов складчатого пояса. В последних установлен раннепалеозойский возраст высокоградного метаморфизма и интенсивно проявлен син- и постаккреционный (или син-, постколлизционный, син-, постметаморфический) гранитоидный магматизм преимущественно в диапазоне от 490–510 до 470–460 млн лет. При этом синколлизционные процессы метаморфизма и магматизма, которые должны были проявиться при «лобовой» коллизии, в фундаменте платформы не фиксируются. Такая картина действительно наблюдается в области сочленения Шарьжалгайского блока с Хамардабанским, Ольхонским и Китойкинским террейнами. Но совершенно иная ситуация характерна для Бирюсинской зоны (по другой терминологии «глыбы», «блока», «террейна»), которая в абсолютном большинстве тектонических схем включается в Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы.

В Бирюсинскую зону обычно выделяется крупный клиновидный блок в центральной части Восточного Саяна между глубинными разломами: Главным Саянским с юго-запада и Бирюсинским с северо-востока. Блок вытянут к северо-западу от бассейна р. Оки до бассейна р. Агул более чем на 400 км, расширяясь от 10 до более 100 км. При разнообразии представлений о внутреннем строении зоны, стратиграфии и метаморфизме, докембрийский возраст слагающих её метаморфических пород и комплексов никем не подвергался сомнению. В пределах всей Бирюсинской зоны широко распространены гранитоиды раннепалеозойского возраста. На последних изданных геологических картах, в частности «Карте магматических формаций...» [2], палеозойские гранитоиды Бирюсинской зоны разделены на два комплекса – бугульминский, относимый к силуру–ордовику, и огнитский – к среднему девону. Надёжных изотопно-геохронологических данных для гранитоидов обоих комплексов в пределах Бирюсинской зоны не было, и их возраст принимался по геологическим критериям и корреляции со смежными территориями Центрально-Азиатского складчатого пояса. Учитывая важность этого факта, мы провели датирование гранитов огнитского комплекса U–Pb методом по аксессуарному циркону.

Огнитский комплекс, выделяемый с 50-х гг. прошлого века, включает от четырех до семи (по разным авторам) фаз гранитоидов, варьирующихся по составу от диоритов, сиенитов и монзонитов до аплитов и гранит-порфиров (субвулканических жерловых фаций). Проба для датирования (ПГГ-2) отобрана из одного из петротипических массивов – Огнитского, расположенного в бассейне р. Чёрный Огнит и в междуречье рек Чёрный и Красный Огнит, сливающихся в р. Огнит. Вмещающие массив толщи – преимущественно метаморфиты алхадырской свиты (или неройской серии), считающейся нижнепротерозойской. Место отбора – правый борт р. Чёрный Огнит, в 15 км от устья. Проба представлена среднезернистым двуполевошпатовым гранитом, практически лейкократовым (очень немного биотита), относящимся ко второй

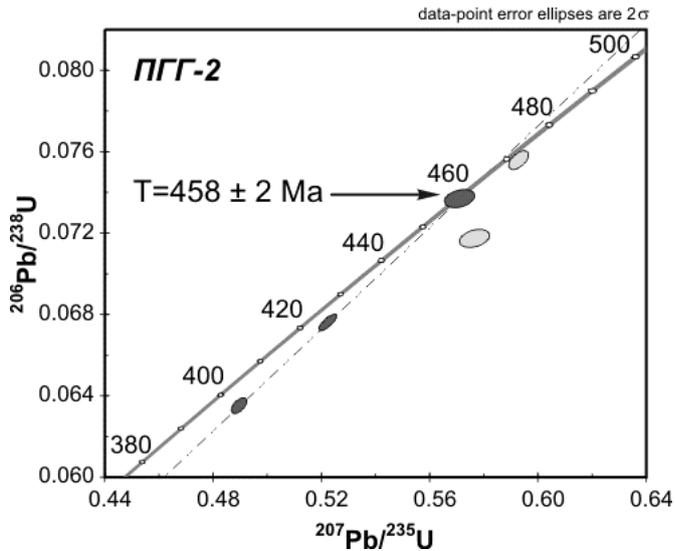


Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Огнитского массива.

ные (постколлизийные) гранитоидные комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса [1] По геологическим данным бугульминский комплекс должен быть несколько древнее, и возможно, в Бирюсинской зоне есть и более древние граниты.

Из подтверждения палеозойского возраста гранитоидов вытекает два взаимоисключающих варианта следствий:

1. Ставится под сомнение модель «мягкого» сочленения кратона со складчатым поясом, включающая предшествующее образование каледонского супертеррейна. Для отсутствия «каледонской активизации» в Шарыжалгайском блоке существуют и другие объяснения, основанные на признании того факта, что современные границы кратона могут значительно не совпадать с существовавшими на момент коллизии. В частности, Ю.А. Зорин с соавторами [3] считают, что каледонские метаморфические комплексы обрамления после пика регионального метаморфизма надвинуты на платформу далеко (300–350 км) от зоны столкновения и в современном срезе граничат с «холодным» нерееоморфизованным фундаментом. Добавим, что модель с «независимым» супертеррейном не объясняет четкой асимметрии в интенсивности метаморфизма складчатого обрамления: почему наиболее высокоградные зоны (гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций) тяготеют к выступам фундамента?

2. Второй, более кардинальный, вариант требует пересмотра тектонической позиции и возраста метаморфизма Бирюсинской зоны. Отнесение метаморфитов зоны к раннему докембрию основано на находках реликтов минеральных парагенезисов гранулитовой фации в одной из толщ (хайламинская свита) и геологических корреляциях. Современные изотопно-геохронологические исследования, позволяющие достоверно оценить время проявления прогрессивного метаморфизма, здесь не проводились (по крайней мере, опубликованных данных на этот счёт нет). Полученные в последнее десятилетие нижнепротерозойские U-Pb датировки постметаморфических гранитов саянского интрузивного комплекса выполнены для массивов, расположенных к северу от Бирюсинского разлома (Гиргантуйский, Подпорожский, Удинский), т.е. за пределами Бирюсинской зоны [4, 5]. На изданных геологических картах Бирюсинская зона параллелизуется не с Шарыжалгайским выступом, а со слюдяным и хамардабанским комплексами и Китойкинским блоком, для которых доказан ордовикский возраст метаморфизма. В Бирюсинской зоне выделяются прогрессивные метаморфиты низких–средних ступеней амфиболитовой фации, например двуслюдяные гнейсы со ставролитом [6], совершенно не свойственные докембрием гранулитогнейсовым областям и не встречающиеся в Шарыжалгайском выступе. Наконец, ранее уже предлагались схемы тектонического районирования, в которых Бирюсинская зона включалась в складчатый пояс, а граница с платформой проводилась по Бирюсинскому разлому [7].

Разумеется, второй вариант в настоящее время чисто гипотетичен, но ясно, что остро на-

фазе комплекса. По соотношению SiO_2 (73.9) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (8.5, при некотором преобладании K_2O) гранит ПГГ-2 попадает в поле субщелочных лейкогранитов. На дискриминационных диаграммах Nb–Y, Rb–(Y+Nb), FeO/MgO–(Zr+Ce+Nb+Y) и $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ –(Zr+Ce+Nb+Y) фигуративные точки гранитоидов огнитского комплекса, включая пробу ПГГ-2, стабильно ложатся в поля внутриплитных и анорогенных гранитоидов. Результаты U–Pb изотопного исследования акцессорного циркона представлены на рисунке. За возраст становления гранитов Огнитского массива принимается конкордантное значение 458 ± 2 млн лет, отвечающее среднему ордовику. Заметим, что аналогичный или близкий возраст имеют многие постаккреционные

зрела необходимость систематических геохронологических исследований в этой крупной структурной единице юга Сибири.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.
- [2] Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР м-ба 1:1500000 / Ред. Г.Я. Абрамович, Г.Л. Митрофанов, Г.В. Поляков, П.М. Хренов. – М.:ГУГК, 1989.
- [3] Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х. и др. Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии // Геотектоника. – 2002. – № 3. – С. 40–52.
- [4] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 717–731.
- [5] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 3. – С. 292–303.
- [6] Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). – Новосибирск: Наука, 1988. – 160 с.
- [7] Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1975. – 196 с.

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОГО БАТОЛИТА (ТУВА)

*С.Н. Руднев**, *А.Н. Дистанова**, *В.И. Лебедев***, *А.М. Сугоракова***, *Г.А. Бабин****,
*Е.Н. Лепехина*****, *Д.И. Матуков*****, *А.Н. Ларионов*****

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

** Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
samina51@inbox.ru

** Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, babin@sniiggms.ru

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

Определение возраста, последовательности формирования, генезиса и тектонической позиции магматических ассоциаций, формирующих крупные по масштабам раннепалеозойские батолиты среди венд-нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ, является одной из главных проблем геологии Алтае-Саянской складчатой области (АССО). За прошедшие годы получен большой объем данных, свидетельствующих о полихронном строении гранитоидных батолитов, образующих протяженные пояса в раннекаледонских структурах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Батеневского кряжа [1]. В структурах Восточной Тувы также выделяется ряд гранитоидных батолитов раннепалеозойского возраста (Каахемский, Хамсаринский, Бийхемский и Восточно-Таннуольский), которые по своим масштабам являются самыми крупными в АССО. Ранее считалось, что основной объем гранитоидов, слагающих эти батолиты, представлен таннуольским комплексом среднего–позднего кембрия [2, 3], рассматриваемого в качестве представителя формации гранитоидных батолитов «пестрого состава». Однако проведенные за прошедшие годы в Восточной Туве геохронологические и петрологические исследования позволили установить, что эти батолиты также имеют полихронное строение. В настоящее время на примере Хамсаринского и Каахемского батолитов уже доказано, что таннуольский комплекс расчленяется на ряд самостоятельных гранитоидных и габброидных ассоциаций, тесно сопряженных во времени и пространстве и отражающих контрастную смену геодинамических обстановок в ходе раннепалеозойского роста Сибирского континента [4–8].

В данной работе на примере Восточно-Таннуольского гранитоидного батолита, расположенного в пределах Таннуольской островной дуги, были проведены геохронологические и петрогеохимические исследования гранитоидов. Предварительные исследования пород этого батолита (хребет Восточный–Таннуола) на отдельных опорных участках позволили установить, что он, так же, как и Каахемский батолит, имеет полихронное строение. В его строении принимают участие разнообразные по вещественному составу (толеитовые, известково-щелочные, монцонитоидные) и геодинамическим условиям формирования (островодужные и постколлизийные) гранитоидные ассоциации, формирование которых происходило в возрастном диапазоне от 520 до 450 млн лет на трех возрастных рубежах (520±5, 475±7, 450±5 млн лет).

К наиболее ранним (520±5 млн лет) гранитоидным ассоциациям, формировавшимся в островодужной обстановке, относятся породы низкоглиноземистой толеитовой (тоналит-плагиогранитная) и известково-щелочной (диорит-тоналит-плагиогранитная) серий. Породы первой ассоциации образуют небольшие массивы в южной части Восточно-Таннуольского батолита среди полей развития вулканитов ирбитейской свиты раннего кембрия. U-Pb изотопный возраст, полученный по единичным зернам циркона (ВСЕГЕИ, SHRIMP-II) из плагиогранитов этой ассоциации (правый борт р. Холь-Ожу), составил 518±2 млн лет.

Породы известково-щелочной серии диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации являются наиболее распространенными. Они прорывают вулканиты кадвойской (V?-C₁) и ирбитейской (C₁) свит и, в свою очередь, прорываются породами более поздних ассоциаций. Возраст пород этой ассоциации, согласно данным U-Pb изотопного датирования по циркону из кварцевых диоритов (верховья р. Ирбитей), равен 522±4 млн лет. Обращает на себя внимание близкий возрастной уровень формирования плагиогранитоидов и предшествующих им пород Ирбитей-

ского габброидного массива (518 ± 2 млн лет [9]), с которыми они имеют «рвущие» взаимоотношения.

На более позднем возрастном уровне (475 ± 7 млн лет) в постколлизивной геодинамической обстановке происходило формирование пород монцонитоидной серии монцодиорит-гранитоидит-гранитной ассоциации. Породы этой ассоциации наблюдаются в виде небольших массивов в междуречье Холь-Ожу и Хыралыг-Хем, где они прорывают более ранние плагиогранитоиды диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации. Возраст пород этой ассоциации, согласно данным U-Pb изотопных исследований по единичным зернам циркона из гранитов, равен 476 ± 7 млн лет. Отметим, что полученный возраст совпадает с временем формирования гранитоидных ($478-474$ млн лет) и габброидных ($484-478$ млн лет) ассоциаций, развитых в составе Каахемского батолита в Восточной Туве [7], Тесхемского батолита в Юго-Восточной Туве [1, 8, 10] и других сопредельных регионах АССО. В том и другом случае это обстоятельство свидетельствует о самостоятельном ранне-среднеордовикском возрастном рубеже гранитообразования, которому, как правило, предшествуют близкие по возрасту габброидные и монцонитоидные ассоциации.

Самыми поздними (450 ± 5 млн лет) раннепалеозойскими интрузивными образованиями в Восточно-Таннуольском батолите являются гранитоиды известково-щелочного ряда, среди которых выделяются две ассоциации. Наиболее ранними являются породы низкоглиноземистой диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, широко проявленной в южной (район р. Холь-Ожу) и восточной (участок перевала Шурмак–Самагалтай) частях батолита. U-Pb изотопные исследования, проведенные по единичным зернам циркона из гнейсовидных диоритов нижнего течения р. Холь-Ожу, свидетельствуют о возрасте, равном 450 ± 2 млн лет. Аналогичный изотопный возраст (457 ± 3 млн лет) был также установлен и для кварцевых диоритов в районе перевала Шурмак–Самагалтай [10]. В сопредельных районах гранитоиды аналогичного возраста и состава также фиксируются в составе Каахемского и Тесхемского батолитов [1, 5, 7, 11]. К более поздним образованиям относятся плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа тоналит-плагиогранитной ассоциации. Они прорывают породы предшествующей диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, образуя среди них серию мощных жил и отдельных штоков, и отличаются от последних массивным строением и петрогеохимическими особенностями состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64767), Президиума СО РАН (ИП № 7.10.2) и Совета при Президенте РФ (ИШ-2715.2008.5)

- [1] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // ДАН. – 2004. – Т. 396, № 3. – С. 369–373.
- [2] Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. – 110 с.
- [3] Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 389 с.
- [4] Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 3–57.
- [5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизивного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // ДАН. – 1998. – Т. 360, № 4. – С. 514–517.
- [6] Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. Аксугское порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1119–1132.
- [7] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2. – С. 3–33.
- [8] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизивного тектогенеза // ДАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.
- [9] Монгуш А.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Раннекембрийская вулканоплутоническая ассоциация хр. Восточный Танну-Ола (Тува): геология, геодинамическая позиция // Материалы совещания “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 41–44.

- [10] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 6. – С. 631–643.
- [11] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангиленга // Геология и геофизика. – 2000. – № 3. – С. 398–413.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

С.В. Руженцев*, Г.Е. Некрасов*, Б.Г. Голионко*, Д.А. Лыхин**

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

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

Базовым положением многих моделей тектонического развития Центрально-Азиатского региона является последовательное наращивание Сибирского кратона байкальскими, каледонскими и герцинскими сооружениями. Эта относительно стройная схема нарушается в связи с появлением здесь системы тектонических зон, образованных верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, представленными преимущественно терригенными, часто флишеидными сериями, а также разнообразными вулканитами. Указанные зоны объединяются в Монголо-Охотский пояс. Считается, что он сформировался на месте обширного бассейна (или системы бассейнов), смыкавшегося на востоке с Мезопацификой. Указанный пояс – киммерийское складчатое сооружение, расположенное между Северо-Азиатским каледонским континентом и системой докембрийских массивов (микроконтинентов): Центрально-Монгольского, Аргунского и Буреинского. В его забайкальской части выделяются две зоны: Агинская и Даурская. Первая возникла на месте палеоокеанического бассейна, вторая – на каледонском основании южного выступа Северо-Азиатского континента. В разрезе Агинской зоны выделяются три структурных этажа: силурийско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнеюрский и среднеюрский-меловой (орогенный). Тектоническое развитие забайкальской части Монголо-Охотского пояса, на наш взгляд, сводится к следующему.

1. Проблема древних (РЄ–Є) структурно-формационных комплексов в Агинской зоне остается наименее ясной. В принципе мы не отрицаем возможности их существования, однако считаем, что сейчас нет фактических данных, подтверждающих это. Определенно можно говорить о силурийско-среднепалеозойском возрасте агинских офиолитов («Пришилкинский офиолитовый пояс») [3, 9]. Их формирование отражает среднепалеозойский импульс раскрытия Агинского (Кулиндинского) палеобассейна. Именно в это время (S₂–D) в пределах Аргунского массива оформилась пассивная окраина (шельфово-склоновая терригенно-карбонатная серия). На территории Даурской зоны терригенная, существенно аркозвая серия (агущинская и горячинская свиты) также маркирует девонскую пассивную окраину.

2. В пределах варисского этажа (S–C₁) реконструируется следующий ряд палеоструктур (с запада на восток): 1) Даурский выступ Северо-Азиатского палеоконтинента; 2) Чиндантско-Устьборзинская зона (чиндантская, устьборзинская и зуншивеинская свиты, D₁–C₁), соответствующая ее склону и подножью [1]; 3) собственно Агинский (Кулиндинский) палеобассейн (пришилкинские офиолиты, кулиндинская и ононская свиты, S–D); 4) аккреционная призма вдоль внешнего края Шерловогорской раннекаменноугольной дуги, где тектонически совмещены надсубдукционные вулканиты, терригенные отложения преддугового прогиба (уртуйская свита, C_{1v}–s) и внутриплитные базальтоиды (D₃–C₁) [5, 8]; 5) Шерловогорская островная дуга [4], фрагменты разреза и островодужные граниты которой с возрастом 350 и 331 млн лет (U–Pb SHRIMP), считавшиеся ранее докембрийскими [2], изучены нами в блоках Шерловогорского серпентинитового меланжа; 6) край Аргунского микроконтинента, насыщенный диабазовыми дайками Цугольского массива. Мы считаем, что появление указанной дайковой серии, сформировавшейся в послепозднесилурийское время [7], а также внутриплитных бимодальных вулканитов чиндантской и устьборзинской свит (D₁–D₃) [8] связано со среднепалеозойским импульсом раскрытия Агинского палеобассейна. Специально отметим, что это событие в общем соответствует возрасту пришилкинских офиолитов и базальтоидов кулиндинской свиты. Некоторое расхождение в датировках (S и D₁₋₂) связано, по-видимому, с введением в складчатую структуру различных участков коры этого палеобассейна.

3. На рубеже раннего и среднего карбона происходит становление покровно-складчатой структуры, которое выразилось в обособлении системы тектонических покровов. В первую

очередь это касается внутренних частей Агинской зоны, где образование покровов сопровождалось структурным расслоением ее коры, динамометаморфизмом и напряженной дисгармоничной складчатостью. Специально отметим, что тектоническое скупивание не привело к появлению на большей части Агинской зоны гранитно-метаморфического слоя. Среднепалеозойские гранитоиды здесь отсутствуют.

4. Для позднепалеозойского–раннемезозойского этапа характерен совершенно иной стиль тектонического развития. В это время происходит кардинальная перестройка структурного плана Агинской зоны. Вместо единого палеоокеанического бассейна на варисском складчатом основании возникла система обособленных прогибов. Это Чиронский (C_2-P_1), Борзинский (P_2), Акшаилинский ($P_2?-T_1$) и Могойтуйский (T_3n) прогибы. Они представляют собой седиментационные ванны, заполнявшиеся преимущественно терригенными, с незначительным объемом основных вулканитов, флишоидными сериями. Их формирование шло за счет размыва как внезональных (преимущественно сиалических), так и внутризональных источников. Появление в позднем палеозое полимиктовых терригенных отложений со зрелой аркозовой специализацией, по-видимому, указывает на сближение Северо-Азиатского и Аргунского континентальных массивов. Нестабильная тектоническая обстановка, связанная с постепенным сужением и в конечном счете закрытием Агинского бассейна, обусловила пространственную миграцию областей седиментации, инверсию режимов поднятия и прогибания, наличие многочисленных перерывов и несогласий. Закончился период саморазвития Агинского бассейна, когда его раскрытие компенсировалось субдукцией океанической литосферы под Шерловогорскую островную дугу. В условиях общего тектонического скупивания обстановка пассивных окраин по периферии обрамляющих континентальных массивов меняется в связи с формированием на них вулканоплутонических комплексов, обозначающих активные окраины андийского типа.

5. Рассмотренный этап развития Агинской зоны завершился в лейасе общим воздыманием ее территории и формированием среднеюрской континентальной молассы. В это время произошло дооформление покровно-складчатой структуры, выразившееся в регенерации варисских дислокаций. В средней юре окончательно оформилась Агинская аллохтонная масса как единая система покровов, шарьированная на Аргунский массив. Время завершения этого процесса фиксируется достаточно точно внедрением средне- и верхнеюрских гранитоидов, блокирующих Восточно-Агинский надвиг. Массовое появление в Агинской зоне и обрамляющих континентальных блоках средне-верхнеюрских гранитоидов отражает процесс нивелировки тектонических режимов, обусловленной коллизией Северо-Азиатский континент – Аргунский микроконтинент.

6. Сказанное позволяет рассматривать позднепалеозойско-мезозойский бассейн (или систему бассейнов) как наложенную структуру, отмирание которой шло с запада на восток [6]. Это отразилось в последовательной смене наземных осадочных формаций морскими, смещении западных границ магматических ареалов к востоку, проявлении коллизионных обстановок на западе (Хангай) в перми, в Западном Хэнтэ перед поздним триасом, в Восточном Хэнтэ, Давурии и в Агинской зоне – в средней юре, в Амуро-Охотском сегменте – в поздней юре – раннем мелу. В этом смысле Агинская зона занимает промежуточное положение по сравнению со структурами Приамурья, где разрезы мезозойских отложений более полные, а основные вулканиты представлены гораздо шире. Послесреднеюрские деформационные события, представлявшие финальный эпизод континентальной коллизии, локализовались вдоль Монголо-Охотского разлома (сдвиг в условиях транспрессии [10]). В конце юры – в мелу в пределах рассматриваемого региона шло формирование постколлизионных впадин забайкальского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409).

[1] Аристов В.А., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия чиндантской, устьборзинской и уртуйской свит Агинской зоны Монголо-Охотского пояса (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 18–20.

[2] Геологическое строение Читинской области // Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1 : 500 000 / Ред. И.Г. Рутштейн и Н.Н. Чабан. – Чита: Читагеология, 1997. – 239 с.

[3] Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000, лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 132 с.

[4] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского

- террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
- [5] Дриль С.И., Татарников С.А., Казимировский М.Э. Вулканиды уртуйской свиты Восточного Забайкалья – геохимические особенности и геодинамическое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 101–104.
- [6] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1. – 396 с.
- [7] Лыхин Д.А., Пресняков С.Л., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Балашова Ю.С. Вопросы геодинамики области сочленения Агинской и Аргунской зон Забайкалья (данные U-Pb SHRIMP датирования пород Цугольского габбро-плагиогранитного массива) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 5. – С. 668–672.
- [8] Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Среднепалеозойская геодинамика Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 210–213.
- [9] Руженцев С.В., Некрасов Г.Е., Падерин И.П., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А. Возраст пришилкинских офиолитов (Агинская зона, Монголо-Охотский пояс) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 46–48.
- [10] Рутштейн И.Г. К палеогеодинамике Монголо-Охотского складчатого пояса // Вестник ТГУ. – 2003. – № 3(1). – С. 149–151.

ИСТОЧНИКИ ПОРОД И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СТРУКТУРАХ БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Е.Ю. Рыцк*, В.П. Ковач*, В.В. Ярмолюк**, В.И. Коваленко**, Е.С. Богомолов*

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

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

Баргузино-Витимский супертеррейн (БВС) Восточного Забайкалья включает Хамардабан-Баргузинскую зону «турбидитовых» террейнов, Амалатский метаморфический террейн, Удино-Витимскую зону окраинно-континентальных вулканитов раннего палеозоя и Малхано-Западно-Становую зону метаморфических террейнов. Насыщенность территории разнотипными гранитоидами, включая Ангаро-Витимский ареал-плутон, оставляет дискуссионной домезозойскую тектоно-магматическую эволюцию БВС. Новые авторские Nd изотопные данные вместе с обобщением геолого-съемочных материалов позволяют предложить схему корреляции стратифицированных и магматических комплексов БВС, выявить источники пород и обосновать ведущие черты формирования эволюции континентальной коры в структурах БВС.

Большую часть площади **Амалатского метаморфического террейна** занимают различные гранитоиды и мигматизированные метаморфические толщи, образованные по первично-терригенным, вулканогенно-терригенным и вулканогенно-карбонатно-терригенным породам. Метаосадки орогочской и амалатской толщ характеризуются ранне- и позднерифейскими Nd модельными возрастными $T_{Nd}(DM) = 1.6$ и $0.95-0.76$ млрд лет, тогда как метапелиты и углеродистые сланцы орогочской, талалинской и хойготской толщ имеют раннепротерозойский модельный возраст $2.0-1.8$ млрд лет. Эти данные свидетельствуют о накоплении рассматриваемых толщ за счет размыва как раннепротерозойских источников, характерных для Сибирского кратона, так и источников позднерифейского возраста. Возраст 790 ± 6 млн лет для синтетектонических гнейсо-гранитов бассейна р. Байса 790 ± 6 млн лет является основанием для отнесения метаморфитов Амалатского террейна к раннебайкальскому комплексу. Гнейсо-граниты талалинского (790 млн лет) и баргузинского (около 300 млн лет) комплексов имеют величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4.4 до $+1.7$ и Nd модельный возраст в диапазоне $1.5-1.1$ млрд лет, что, скорее всего, указывает на формирование исходных расплавов при переработке коры раннепротерозойского и раннебайкальского возраста.

Хамардабан-Баргузинская зона включает с юго-запада на северо-восток «турбидитовые» Хамардабанский, Итанца-Туркинский, Витимкан-Ципинский и карбонатно-терригенный Баргузинский террейны.

Баргузинский террейн сложен терригенно-карбонатной толщей баргузинской свиты верхнего рифея с Nd модельным возрастом $1.0-0.9$ млрд лет. Синметаморфические гнейсо-граниты в пределах ореола высокотемпературного зонального метаморфизма имеют возраст 470 млн лет, положительные величины $\epsilon_{Nd}(T) = +1.6 \dots +4.6$ и $T_{Nd}(DM) = 1.2-0.73$ млрд лет. В отличие от них гранитоиды баргузинского комплекса характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ – от -17.0 до -9.8 и древним модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2st)=2.5-1.9$ млрд лет. Можно предполагать, что формирование карбонатно-терригенных толщ Баргузинского террейна и синтетектонических гнейсо-гранитов происходило за счет размыва и переработки преимущественно раннебайкальских источников, впоследствии совмещенных с раннедокембрийской корой, послужившей источником гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Вероятным фрагментом комплекса основания *Витимкан-Ципинского и Итанца-Туркинского террейнов* является тектоническая пластина мигматизированных амфиболитов в хр. Шаман с возрастом плагиомигматитов 972 ± 14 млн лет [2]. Гранито-гнейсы считавшейся раннедокембрийской Гаргинской глыбы имеют возраст 490 млн лет и формировались в гнейсо-купольной структуре по раннедокембрийскому субстрату с $T_{Nd}(DM)$ более 2.0 млрд лет. Геологическое строение террейнов определяется ксенолитами и провесами кровли среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Ксенолиты сложены неравномерно метаморфизованными позднерифейскими и раннепалеозойскими комплексами вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений.

Позднерифейские (≤ 720 млн лет) метаосадочные породы имеют Nd модельный возраст в интервале 2.4–1.4, свидетельствующий о том, что их возможными источниками сноса являлись как раннедокембрийские, так и, вероятно, позднерифейские образования.

Венд-раннепалеозойские образования однотипны по своему составу и трехчленному строению разрезов общей мощностью до 5 км. Нижняя часть сложена вулканогенно-терригенно-сланцевыми толщами с экструзиями риолитов, карбонатные толщи образуют среднюю часть разреза, а завершают его терригенно-карбонатно-сланцевые толщи. Формирование раннепалеозойских отложений может быть связано с эволюцией единого палеобассейна окраинно-континентального шельфового или рифтогенного типов и завершилось становлением синколлизийных гнейсо-гранитов с возрастом 490 млн лет и внедрением постколлизийных известково-щелочных гранитных интрузий – 460–420 млн лет. Позднепалеозойский грубообломочный комплекс молассоидного характера перекрывает с несогласием подстилающие образования. Их возраст датируется по различным органическим остаткам в диапазоне от ордовика–силура до девона [1]. Краевые части этих террейнов вовлечены в коллизийные структуры Прибайкальского метаморфического пояса на рубеже раннего ордовика 480–470 млн лет назад. По изотопным характеристикам риолиты ивановской (около 650–550 млн лет) и точерской (около 350 млн лет) свит и «добатолитовые» гранитоиды с возрастом 490–460 млн лет могут быть разделены на две группы. Породы первой из них обладают древним Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM)=2.4-2.1$ млрд лет и сильно отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -18.5 до -13.7 , тогда как породы второй группы характеризуются менее отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -8.5 \dots -1.3$ и рифейским модельным возрастом в интервале 1.6–1.1 млрд лет. В совокупности, Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что в отличие от Баргузинского террейна в источниках сноса позднерифейских метаосадочных пород и родоначальных расплавов риолитов Витимкан-Ципинского и Итанца-Туркинского террейнов преобладали источники раннедокембрийского возраста, тогда как в процессы формирования раннепалеозойских гранитоидов были также вовлечены и позднерифейские источники.

Удино-Витимская зона сложена породами позднерифейского и раннепалеозойского возраста, прорванными гранитоидами Ангаро-Витимского батолита [1]. Формирование венд-раннепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса Удино-Витимской зоны было тесно связано с разновозрастными образованиями “турбидитовых” террейнов Хамардабан-Баргузинской зоны, и, очевидно, все они принадлежали единому палеобассейну осадконакопления, в котором раннекембрийские вулканы олдындинской свиты могли фиксировать фрагменты обстановки субконтинентального краевого вулканического пояса [4]. Завершение домезозойской эволюции Удино-Витимской зоны связано со становлением предположительно раннепалеозойских диорит-гранодиорит-гранитных массивов и широкого спектра интрузивных гранитоидов субщелочного состава с возрастом 270–280 млн лет. Осадочные породы и кислые вулканы имеют раннепротерозойский – среднерифейский Nd модельный возраст 2.0–1.4 млрд лет и отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T) = -8.7 \dots -1.3$, что отражает их формирование за счет смешанных древнекорковых источников предположительно раннепротерозойского–позднерифейского возраста. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4.1 до -3.2 и среднерифейским модельным возрастом $T_{Nd}(DM)=1.3-1.1$ млрд лет и, по-видимому, формировались посредством переработки смешанных источников с раннедокембрийскими и позднерифейскими Nd изотопными характеристиками при преобладании последних.

Малхано-Западно-Становая зона включает Малханский, Конда-Нечерский и Западно-Становой метаморфические террейны, формирование которых во многом определялось позднепалеозойской и мезозойской эволюцией Монголо-Охотского пояса. В строении этих террейнов преобладают сравнительно плохо изученные метаморфические породы, гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, образующие купольные структуры. Слабо метаморфизованные отложения верхнерифейского и ведского (?) возраста распространены фрагментарно. На основании исследования Заганских куполов на юго-западном фланге Малханского террейна [3] можно предполагать принадлежность всей региональной цепочки купольных структур зоны к структурам кордильерского типа. Интрузивные гранитоиды обычно выделяются в составе олекминского комплекса раннепалеозойского возраста.

Гранитоиды зазинского и куналейского комплексов *Хилок-Витимского* террейна характеризуются узким интервалом вариаций изотопного состава Nd – $\epsilon_{Nd}(T) = -3.4 \dots -1.0$ млрд лет и

$T_{Nd}(DM) = 1.4\text{--}1.1$ млрд лет. Это свидетельствует о том, что в формировании исходных расплавов гранитоидов принимали участие смешанные источники в среднем рифейского возраста, в которых, по-видимому, преобладал позднерифейский компонент. Раннепалеозойские гранитоиды и риолиты *Малханского террейна* имеют среднерифейский Nd модельный возраст около 1.1 млрд лет и величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +0.3 до +1.2, что позволяет предполагать их формирование преимущественно за счет переработки позднерифейских коровых источников с добавкой раннедокембрийского материала. Позднепалеозойские биотитовые граниты олекминского и гнейсо-граниты баргузинского комплекса *Кондинского террейна* отличаются более древним модельным возрастом $T_{Nd}(DM)=1.9\text{--}1.7$ млрд лет и величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -16.1 \dots -14.5$, что указывает на ремобилизацию долгоживущего раннедокембрийского корового материала.

В целом устанавливается последовательная консолидация структур БВС на рубежах 0.97–0.79–0.49 млрд лет с завершающими деформациями и гранитообразованием в период 320–280 млн лет. Nd изотопные данные отражают участие в строении БВС как раннедокембрийских, так и позднерифейских коровых источников, причем в основании разрезов большинства структур супертеррейна находится древняя континентальная кора с древними значениями $T_{Nd}(DM)$. Смешение таких источников в процессе осадконакопления или тектонического совмещения кор различного возраста и их последующая переработка привели к появлению многочисленных гранитоидов с ранне- и среднерифейским Nd модельным возрастом. Об этом свидетельствуют вертикальные тренды вариаций величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов близкого возраста. С другой стороны, несомненно, нельзя исключать и присутствие «ювенильных» источников ранне- и среднерифейского возраста. Таким образом, в БВС проявлены главным образом процессы переработки смешанных позднерифейских и раннедокембрийских коровых источников.

Несмотря на определенное сходство общих контуров истории развития БВС и Тувино-Монгольского микроконтинента, следует подчеркнуть, что ни сам супертеррейн, ни входящие в его состав террейны не могут рассматриваться в качестве микроконтинентов, так как байкальские и раннекаледонские стратифицированные комплексы по своему литофациальному составу, мощности и условиям образования не соответствуют понятию чехла микроконтинента. Вероятно, что раннебайкальские комплексы Баргузинского и Амалатского террейнов можно рассматривать в качестве фрагментов шельфа суперконтинента Родиния, аккрецированных подобно Байкало-Муйскому поясу (БМП) в единый массив на рубеже около 790 млн лет. Позднебайкальские и раннекаледонские разрезы супертеррейна тесно связаны между собой, при том что позднебайкальские коллизионные образования в пределах супертеррейна отсутствуют. Тонкозернистые туфогенные осадки краевого вулканического пояса Удино-Витимской зоны формировались главным образом за счет размыва древнекорового континентального источника. Изотопный состав осадочных пород супертеррейна свидетельствует о раннепротерозойском возрасте древней континентальной коры в источнике размыва и о его смешении с байкальскими ювенильными источниками. Эти данные могут свидетельствовать об изоляции палеоструктур БВС от Сибирской платформы как источника сноса, по крайней мере, до конца кембрия. Завершение развития каледонского составного террейна произошло на рубеже около 500–460 млн лет в результате аккреции разнородных литотектонических комплексов Палеоазиатского океана (докембрийских микроконтинентов, террейнов, включая БМП, островных дуг и океанических островов). Показателями аккреции стали складчатость, метаморфизм и многочисленные гранитоиды с возрастом от 500 до 450 млн лет. Эти граниты широко распространены в структурах БВС. Новые данные указывают на то, что на рубеже раннего ордовика террейны БВС, байкальские структуры БМП и древняя кора Сибирского кратона были объединены в единый континентальный массив. При этом, в соответствии с геолого-геофизическими данными, Баргузинский терригенно-карбонатный террейн в раннеордовикской коллизионной системе играл роль структурного уступа на фоне движения в южном направлении Алданского и Ангарского блоков Сибирского кратона. Более поздние герцинские коллизионные события (средний карбон – ранняя пермь) связаны уже с внутриплитными обстановками в области консолидированных забайкальских каледонид и завершились становлением Ангаро-Витимского батолита.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проекты № 07-05-00849, 07-05-92001).

[1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления

- юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] 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.
- [3] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 178 с.
- [4] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования // Геотектоника. – 1999. – № 4. – С. 3–20.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ БОЩЕКУЛЬСКОЙ И ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОЙ ЗОН КАЗАХСТАНА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

*А.В. Рязанцев**, *К.Е. Дегтярев**, *А.Б. Котов***, *Е.Б. Сальникова***

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

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

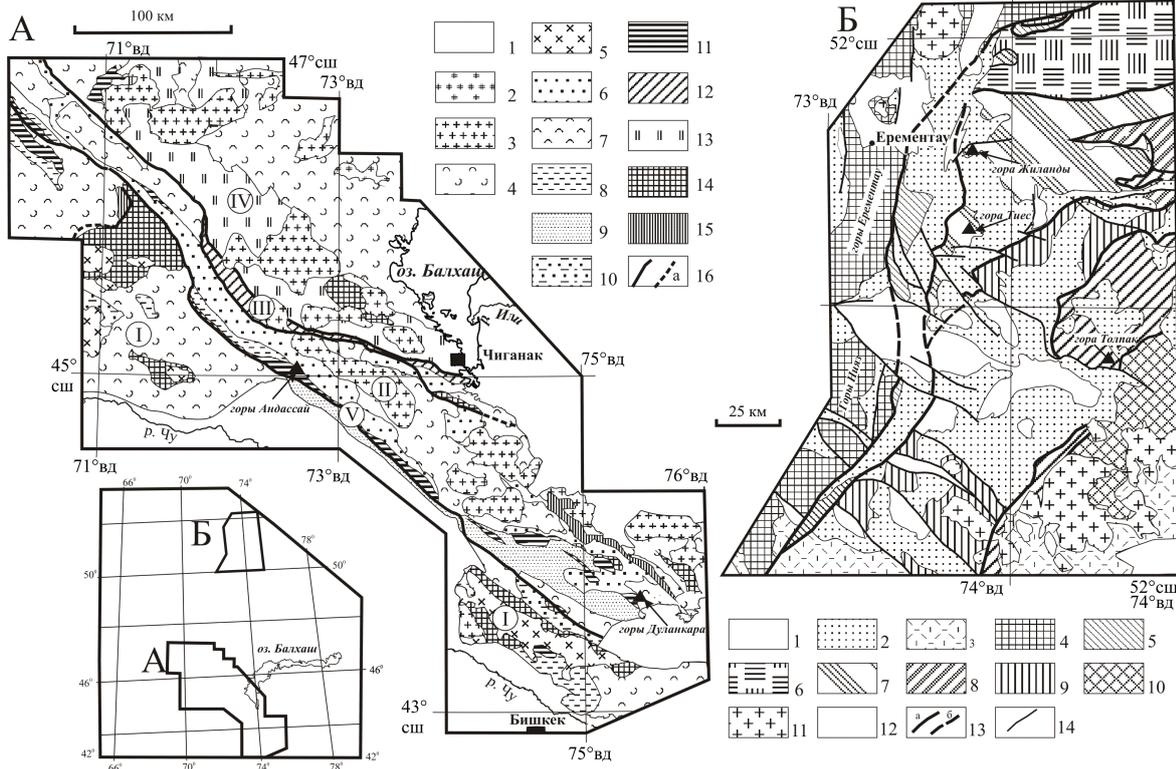
В восточной части Казахстана широко распространены нижнепалеозойские офиолитовые и островодужные комплексы, для которых характерно присутствие контрастных базальт-риолитовых серий и связанных ними гранитоидов. Такие образования известны и широко распространены в Бошкекульской зоне на северо-востоке Центрального Казахстана [1–4], а недавно выявлены и в Джалаир-Найманской зоне Чу-Илийского района на юго-западе Казахстана [3].

В Бошкекульской зоне офиолиты, базальт-риолитовая серия и гранитоиды широко распространены в центральной (район ручья Темирастау, окрестности гор Аже и Жиланды) и южной (район гор Тиес и Семизбугу) частях зоны (рисунок, Б). В районе гор Жиланды офиолиты представлены серпентинизированными гарцбургитами и долеритами комплекса силл в силле; структурно выше располагается базальт-риолитовая толща, причем базальты на этом участке развиты крайне ограниченно. Долериты комплекса силл в силле и базальты прорваны довольно крупным массивом гранитоидов сложного строения. Взаимоотношения гранитоидов с кислыми эффузивами тектонические. Наиболее ранней фазой в этом массиве являются крупнозернистые амфиболовые и амфибол-биотитовые тоналиты, которые прорываются крупно-среднезернистыми лейкократовыми плагиогранитами, более поздними являются дайки и небольшие тела плагиогранитов с гранофировой структурой. Тоналиты и отдельные дайки плагиогранитов с гранофировой структурой содержат ксенолиты габбро и долеритов.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований из тоналитов была отобрана проба Д-7130 (51°36'08,6" с.ш., 73°52'57,5" в.д.), из которой был выделен циркон и получен возраст его кристаллизации, составляющий 524±4 млн лет.

В Джалаир-Найманской зоне офиолиты слагают протяженные (200 км) полосы и отдельные массивы (рисунок, А). В центральной части зоны наиболее полные офиолитовые разрезы описаны между ручьями Андассай и Каршигалы (Андассайский массив) [5]. Среди мантийных респитов, кроме преобладающих гарцбургитов, присутствуют и лерцолиты. Наибольшие площади занимает полосчатый комплекс. Выше локально располагаются такситовые габбро, сменяющиеся комплексом долеритовых даек. Гранитоиды представлены плагиогранитами. В габбро они образуют тонкие (до 1 мм) инъекции, а среди долеритов дайкового комплекса – дайки или крупные залежи, мощность которых в районе гор Байгара достигает 200 м. На плагиогранитах с тектоническим контактом залегает базальт-плагиориолитовая толща (до 100 м). На одном из участков фрагмент разреза офиолитов включает (с севера на юг): 1) массивные однородные микрогаббро (65 м), 2) белые и зеленоватые среднезернистые плагиограниты (170 м). Из этих плагиогранитов для проведения U-Pb геохронологических исследований была отобрана проба (образец Р-6234 – 44°46'35.4" с.ш., 72°44'38.6" в.д.), из которой был выделен акцессорный циркон и получена оценка возраста его кристаллизации – 519±4 млн лет.

На юго-востоке зоны – в горах Дуланкара (Дуланкаринский массив) – в видимом основании разреза офиолитов залегают дуниты и клинопироксениты полосчатого комплекса (50–100 м), которые сменяются меланократовыми габбро (200 м). Габбро с тектоническим контактом перекрываются кварцевыми диоритами (300 м), которые постепенно сменяются лейкократовыми диоритами и гранодиоритами (300 м), переходящими в лейкократовые плагиограниты (400 м). Вдоль контакта габбро и гранитоидов прослеживаются линзы катаклазированных габбро, бластомилонитов, амфиболитов по габбро и разгнейсованных гранитов (до 50 м). В диоритах вблизи подошвы располагаются рой жил плагиогранитов с гранофировой структурой, ориентированных перпендикулярно или косо по отношению к зоне милонитов. Мощность жил – 0.1–1.0 м, протяженность до 50 м. На лейкократовых плагиогранитах с тектоническим контактом залегает контрастная вулканическая серия, представленная низкотитанистыми базальтами, риоли-



А. Схема структурной зональности и распространения палеозойских комплексов в Чу-Илийском районе.

1 – кайнозойские отложения; 2 – гранитоиды позднего палеозоя; 3–4 – комплексы среднепалеозойской активной окраины: 3 – девонские гранитоиды, 4 – стратифицированные силурийские, девонские и каменноугольные образования; 5–8 – ордовикские комплексы: 5 – гранитоиды, 6 – флиш и олистостромы, 7 – вулканиты, 8 – терригенно-карбонатные чехлы; 9 – флиш C_3-O_1 (джамбульская свита); 10 – терригенно-карбонатный чехол $C_2- C_3$; 11 – офиолиты; 12–13 – рифтогенные комплексы C_3-O_2 : 12 – кремнисто-базальтовые, 13 – терригенно-кремнистые; 14 – докембрийские метаморфические комплексы; 15 – высокобарические комплексы сутурных зон; 16 – крупные разломы на поверхности и погребенные (а). Цифрами обозначены: I – Чуйско-Кендыктасский массив, II – Джалаир-Найманская зона, III – Сарытумская зона, IV – Бурунтауская зона (край Актау-Джунгарского массива).

Б. Схема тектонического районирования палеозойских комплексов северо-востока Центрального Казахстана (мезозойско-кайнозойский чехол снят).

1–3 – комплексы среднепалеозойской активной окраины: 1 – терригенно-карбонатные образования D_3fm-C_1 , 2 – молассы, вулканиты и терригенно-карбонатные отложения задуговых прогибов $S-D_3$, 3 – вулканиты девонского пояса D_{1-2} ; 4–11 – раннепалеозойские структурно-формационные зоны: 4 – Акдымская (осадочные комплексы (R), терригенно-кремнистые и вулканогенные рифтогенные комплексы C_3-O_2), 5 – Восточно-Ерементауская (кремнисто-базальтовые комплексы $V-C_1$), 6 – Ащикольская, (островодужные комплексы O_{1-3}), 7 – Бошекульская (островодужные комплексы C_1-O_3 , офиолиты C_1), 8 – Кендыктинская (островодужные комплексы O_{1-3}), 9 – Караайгырская (молассы O_3-S_{1-2}), 10 – Майкаин-Кызылтасская (офиолиты O_{1-2}), 11 – Сатпаевская (офиолиты и островодужные комплексы O_{1-3}); 12 – гранитоиды PZ_{2-3} ; 13 – разломы, разделяющие зоны: на поверхности (а), скрытые (б); 14 – прочие разломы.

На врезке показано положение районов, А и Б.

тами, кремнистыми туффитами, а также силлами колчеданосных фельзитов.

Для U-Pb геохронологических исследований из маломощной (0.2 м) жилы плагиогранитов с гранофировой структурой, прорывающей кварцевые диориты, была отобрана проба P-695/2 ($43^{\circ}42'04.6''$ с.ш., $75^{\circ}19'42.8''$ в.д.), из которой был выделен циркон с возрастом кристаллизации 521 ± 2 млн лет.

Все полученные датировки гранитоидов Бошекульской и Джалаир-Найманской зон очень близки друг к другу и соответствуют самым верхам раннего кембрия [6].

Характерной особенностью нижнекембрийских комплексов Бошекульской и Джалаир-

Найманской зон, наряду с однотипностью строения стратифицированных разрезов, является одна и та же последовательность внедрения гранитоидов, которая начинается с тоналитов и кварцевых диоритов, продолжается лейкократовыми плагиогранитами и завершается жилами и дайками плагиогранитов с гранофировой структурой.

Эти данные подтверждают предположения о принадлежности нижекембрийских комплексов этих зон к одной палеоструктуре. Ее фрагменты выявлены в ряде зон Восточного, Северного, Центрального и Юго-Западного Казахстана и прослеживаются в современной структуре, описывая большую подкову, более чем на 2000 км [1].

Формирование базальт-риолитовых серий и гранитоидов, тесно связанных с офиолитами, характерно для областей задугового рифтинга энсиматических островных дуг. В дальнейшем эти комплексы являлись фундаментом, на котором происходило формирование среднекембрийских островодужных дифференцированных вулканических серий, широко распространенных в Бошекульской зоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проекты 06-05-65311, 06-05-64717).

- [1] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [2] Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. – М.: Наука, 2005. – С. 5–39.
- [3] Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны в Казахстане // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы ХLI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 214–219.
- [4] Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металогении Бошекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1986. – № 6. – С. 20–34.
- [5] Чу-Илийский рудный пояс: геология Чу-Илийского региона. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 504 с.
- [6] *A geological time scale* 2004. – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2004. – 384 p.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО

*В.М. Саватенков**, *Ф.М. Ступак***, *Е.А. Кудряшова***, *А.М. Козловский***,
*В.В. Ярмолук***, *А.С. Бурмистров**, *В.С. Абушкевич**

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

**Москва, Институт геологии, минералогии, геохимии и петрологии рудных месторождений РАН, volya@igem.ru

Удоканское лавовое плато (УЛП) является наиболее северной кайнозойской вулканической областью Центрально-Азиатской вулканической провинции и расположено в северо-восточном секторе Байкальской рифтовой зоны [1] в пределах Сибирской платформы. Среди других вулканических полей провинции УЛП выделяется присутствием значительного количества пород, более кислых, нежели базальтовые (до трахитов) [1, 2].

Ранее была выделена серия разновозрастных групп вулканитов, отвечающая пяти этапам вулканической деятельности, начиная от среднего миоцена (14 млн лет, северная окраина УЛП, преимущественно оливиновые меланефелиниты–мелалейцититы) и заканчивая позднечетвертичным, включая голоценовый, вулканизмом на западной окраине плато [3]. Практически все этапы, кроме самого раннего, характеризуются излияниями расплавов базальтового и трахитового составов. В настоящей работе ставилась задача установить изотопно-геохимические характеристики вулканитов УЛП, а также оценить причины их вариаций.

Геохимические характеристики не проявляют видимых различий между разновозрастными образованиями. Вулканиты основного состава ($\text{SiO}_2 \leq 50\%$) характеризуются ровным спектром РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ. По относительному содержанию редких элементов базиты, в целом, соответствуют характеристикам океанических островов. Вулканиты, отвечающие по составу трахитам ($\text{SiO}_2 \geq 55\%$), характеризуются четко выраженным европиевым минимумом. На спайдерграммах трахиты также характеризуются минимумом по стронцию, титану, барию и заметным обогащением, относительно базитов, рядом высоконесовместимых элементов (Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, РЗЭ).

Фигуративные точки вулканитов в координатах изотопных составов стронция и неодима формируют единый тренд от области составов мантии, к которой тяготеют преимущественно породы основного состава, до области положительных значений ϵ_{Sr} и отрицательных значений ϵ_{Nd} , к которой в большей степени тяготеют породы трахитового состава. На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – ϵ_{Nd} базальты и трахиты–трахиандезиты формируют два различных тренда, начинающихся в области деплетированной мантии. При этом тренд пород основного состава тянется в область составов FOZO [4], тогда как тренд трахитов тянется в область современных значений для континентальной коры.

Таким образом, геохимические и изотопные данные указывают на то, что формирование расплавов ряда меланефелинит–базанит–щелочной базальт и ряда трахиандезит–трахит происходило при участии нескольких источников на различных глубинных уровнях. Расплавы основного ряда могли формироваться на уровне астеносферы, частично вовлекая материал вышележащей литосферной мантии, а также вещество нижней мантии. При этом проявляются временные вариации в изотопном составе неодима и свинца: наибольшая степень участия нижнемантийного компонента (FOZO) отмечается в базальтах позднего миоцена и раннего–среднего плейстоцена, тогда как в более ранних меланефелинитах и в более поздних базальтах это участие проявлено в меньшей степени. Подобное изменение изотопных характеристик в базитах во времени может отражать динамику взаимодействия мантийных резервуаров, в частности последовательный вывод на верхнемантийный уровень нижнемантийного вещества восходящим плюмом. Расплавы трахитового состава формировались при участии мантийных и коровых источников, вероятно, по механизму AFC при фракционировании из базитовых магм пироксена, оливина и плагиоклаза и контаминации материалом вмещающей их древней континентальной коры на малоглубинном уровне.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований

ОНЗ РАН № 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и РФФИ (проекты № 07-05-00876, 05-05-64000, 07-05-90100).

- [1] *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. – Новосибирск: Наука, 1979. – 198 с.
- [2] *Ступак Ф.М.* Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. – Новосибирск: Наука, 1987. – 169 с.
- [3] *Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А.* Этапы и ареалы позднекайнозойского вулканизма хребта Удокан (Забайкалье) по данным геохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. – 2008 (в печати).
- [4] *Stracke A., Hofmann A.W.* FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2005. – V. 6, № 5. – P. 2–20.

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ГРАНИТЫ И МЕТАСОМАТИТЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

В.Б. Савельева

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

В качестве индикаторов начала коллапса раннепалеозойской Ольхонской коллизийной системы Е.В. Склярным и В.С. Федоровским с коллегами [1, 2] рассматриваются синметаморфические базитовые дайки и метаморфический минглинг. Изучение высокоуглеродистых пород Приольхонья позволяет предполагать, что они также могут являться индикаторами обстановки растяжения.

Графит в Приольхонье широко распространен только в узкой (до 2 км) полосе северо-восточного простирания на границе ольхонского метаморфического комплекса и Сибирского кратона (Чернорудская, или Чернорудско-Баракчинская, зона). Для этой зоны, сложенной преимущественно мраморами, кварцитами и основными метавулканитами, характерен метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений, широкое развитие метасоматитов базификатного типа и интенсивный динамометаморфизм. Графит представлен двумя разновидностями. К первой относится рассеянный графит в мраморах и кварцитах с температурами начала выгорания 730–760 °С и изотопным составом углерода, указывающим на его биогенный источник, ко второй – графит из гранитов и метасоматитов с температурами начала экзотермического эффекта 670–700 °С. Углерод графита из гранитов имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от –5.8 до –9.3 ‰ [3].

Аномальная графитизация характерна лишь для участков проявления катаклаза и милонитизации, а графитсодержащие граниты в основном приурочены к зоне синметаморфического мраморного меланжа [4], где слагают жилы протяженностью до нескольких десятков метров, штоки или будины в мраморах. Нижний возрастной предел кристаллизации гранитов определен ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по амфиболу из постмагматических метасоматитов и составляет 440–436 млн лет. Крупночешуйчатый графит образует розетковидные скопления, желваки, прожилки в эндоконтактовых зонах штоков и жил. Кроме того, графитизация проявлена в милонитизированных кристаллосланцах и в апосланцевых пироксеновых метасоматитах вблизи жил гранитов. Содержание $\text{C}_{\text{эл}}$ в породах достигает 30–50 вес. %.

Жилы графитсодержащих гранитов, прорывающих мраморы и пироксеновые метасоматиты, обычно дифференцированы. Центральные части сложены лейкократовыми пегматоидными гранитами, краевые – плагиоклазитами или сиенитами с крупными кристаллами клинопироксена и титанита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом (Ce), ильменитом. В последнем отмечаются микровключения вольфрамита и шеелита. Ильменит содержит примеси MnO (1.7–5.2 %), MgO (1.2 %) и V₂O₅ (0.7 %). Для гранитов характерны нормальная или повышенная щелочность (Na₂O+K₂O=6.4–9.1 %) при преобладании калия над натрием (Na₂O/K₂O=0.28–0.97), слабая пересыщенность глиноземом (ASI=0.97–1.14), низкие содержания FeO* (менее 1.5 %), MgO (менее 0.3 %), умеренные CaO (0.4–1.5 %), повышенные относительно кларковых содержания Sr, Ba, пониженные Zn, Cr, V, Ni, Co, Nb, Y и низкие содержания РЗЭ (в сумме менее 20 г/т). Спектры РЗЭ асимметричны (La/Yb=15–44) с резким Eu максимумом (Eu/Eu*=12–16). На диагностических диаграммах Дж. Пирса точки составов гранитов располагаются на границе полей гранитов вулканических дуг и синколлизийных гранитов. Породы эндоконтактовых зон характеризуются пониженными, относительно гранитов центральных частей жил, содержаниями SiO₂ (56–65 %), повышенными Al₂O₃, CaO, FeO*, MgO, TiO₂ (в богатых титанитом пробах до 1.7 % TiO₂), P₂O₅ (до 0.4 %), Sr (900–1800 г/т), Ba (в сиенитах до 6000 г/т), V, Cr, Cu. При этом обогащенность железом (FeO* до 7.5%), элементами группы железа (V 59–1400 г/т, Cr 49–400 г/т) и Cu (56–220 г/т) особенно характерна для высокоуглеродистых, с содержанием $\text{C}_{\text{эл}}$ 10–50 вес.%, плагиоклазитов и сиенитов. В них же установлены повышенные содержания РЗЭ – в сумме 54–171 г/т. Спектры РЗЭ от слабо- до круто-наклонных (La/Yb=3.3–89.0) со слабовыраженной европиевой аномалией либо без нее (Eu/Eu*=0.71–1.4).

В пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцах графит развивается по зонам катаклаза в парагенезисе с титанитом, рутилом, кальцитом и небольшим количеством красно-коричневого биотита. Для биотита характерны высокое содержание TiO_2 (более 4 %), примеси Cr_2O_3 (0.09–0.42 %) и F (0.76–1.10 %), умеренная глиноземистость ($I=100Al/(Al+Mg+Fe+Si)=17.7–19.1$) и низкая железистость ($f=Fe/(Fe+Mg)=0.15–0.39$), что указывает на кристаллизацию биотита в условиях низкого химического потенциала воды и высокого химического потенциала калия [5]. В титаните присутствуют примеси MnO (0.55–0.97 %), V_2O_5 (0.57–1.2 %), Y_2O_3 (1.5 %), Ce_2O_3 (1.8 %), Nd_2O_3 (1.4 %), рутил содержит V_2O_5 (1.5–2.2 %) и Cr_2O_3 (0.35 %).

Интенсивная графитизация иногда проявлена в рассланцованных клинопироксеновых апосланцевых метасоматитах на контакте с жилами, причем в сростках с крупночешуйчатым графитом обычен титанит и иногда отмечается биотит. Клинопироксен в этих породах представлен диопсидом ($f=0.26–0.54$). Для титанита характерны примеси V_2O_5 (до 5 %) и Al_2O_3 (до 2 %), в отдельных точечных анализах отмечены FeO, Cr_2O_3 (до 1 %), Y_2O_3 (1.1 %), Nb_2O_5 (0.81 %). Особенности химического состава неграфитизированных метасоматитов являются низкие содержания SiO_2 (44–49 %), Al_2O_3 (5–12 %), Na_2O , K_2O (в сумме 0.8–2 %), редких щелочей, Nb, Zr, PЗЭ (20–50 г/т) и высокие CaO (17–21.5 %). Содержания элементов группы железа, Cu, Sc близки к таковым в кристаллосланцах. Содержание TiO_2 в основном не более 1 %. Спектры PЗЭ пологие или слабовыпуклые ($La/Yb=0.8–2.3$), с небольшим Eu-минимумом или максимумом ($Eu/Eu^*=0.86–1.11$). В анализах интенсивно графитизированных ($C_{эл}=30–44$ %) метасоматитов, пересчитанных на безуглеродистый остаток, содержание TiO_2 составляет 2.2–4.1 %. Одновременно в графитизированных метасоматитах значительно повышены содержания V (до 2000 г/т), Cu (до 2500 г/т), Ni (до 340 г/т), Cr (до 460 г/т), а также PЗЭ (до 350 г/т). Кроме того, при графитизации проявлена тенденция к росту содержаний Ba, Rb, Li, Nb, Y, Sn, Th, U. Усиливается фракционирование PЗЭ ($La/Yb=4.6–8.4$) с появлением в спектрах резкого Eu минимума ($Eu/Eu^*=0.50–0.64$).

Полученные данные показывают, что кристаллизация гранитов в сдвиговой зоне на границе Сибирского кратона и Ольхонского террейна сопровождалась появлением значительного количества высокоуглеродистого флюида, что привело к образованию скоплений графита как в самих гранитах, так и во вмещающих катаклазированных и милонитизированных породах. При этом графит постоянно образует парагенезис с титанитом (при окислении флюида этот парагенезис сменяется парагенезисом кальцита с рутилом и кварцем), что указывает на перенос флюидом Ti. Наряду с Ti, для графитизированных пород характерны аномально высокие содержания V, превышающие кларковые для пород основного состава, высокие содержания других элементов группы железа, а также Cu, повышенные содержания Cr и V в титанитах, V в рутиле, Mg и V в ильмените, Ti и Mg в биотите, что позволяет предполагать в качестве источника высокоуглеродистого флюида базальтовый расплав, внедрившийся в нижние горизонты континентальной коры и обусловивший выплавление гранитов. Изотопный состав углерода графита из гранитов также свидетельствует в пользу его мантийного источника. В свою очередь, рост содержаний литофильных элементов и Sn в графитовых метасоматитах может быть обусловлен взаимодействием высокоуглеродистого флюида с гранитным расплавом. Отметим, что сходные титан-углеродистые (графит-ильменитовые) метасоматиты известны в Приморье, где установлена сопряженность развития углеродистого метасоматоза с базитовым магматизмом предорогенного и раннеорогенного этапов [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64203).

- [1] Сляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 522–527.
- [2] Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П. и др. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. – С. 255–259.
- [3] Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заури Н.М. Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 3. – С. 83–88.
- [4] Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. – 1993. – № 4. – С. 30–45.

- [5] *Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки) // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 7. – С. 20–30.
- [6] *Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Митюшкин Н.Т.* Металлогеническое значение углеродистого метасоматоза // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 8. – С. 78–88.

ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27.08.2008 г. ($M_w=6.2$) КАК СТУПЕНЬ В ПОДГОТОВКЕ БУДУЩЕГО СИЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА

В.А. Саньков, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков, Л.М. Бызов

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

Главный Саянский разлом является важнейшей структурной единицей на границе Сибирской платформы, начиная с раннего палеозоя. Левосторонние сдвиговые смещения по юго-восточному сегменту разлома аккомодируют все относительное движение Забайкальского и Сибирского блоков на современном этапе, составляющее по данным измерений методом GPS-геодезии 3.4 ± 0.7 мм/год. Близкие оценки скорости смещения по разлому получены с использованием палеосейсмологических данных [1]. Следы не менее пяти разрывообразующих землетрясений последних 10 тыс. лет обнаружены в зоне Восточносаянской палеосейсмодислокации [2]. Характерное смещение при палеоземлетрясениях – взбросо-сдвиг, а амплитуда – около 4 м. Тип разрывных деформаций соответствует транспрессивному механизму деформирования коры перемычки между Южно-Байкальской и Быстринской впадинами, рассчитанному по данным измерений методом GPS-геодезии. Юго-восточный сегмент Главного Саянского разлома имеет продолжение под водной линзой и осадками Южно-Байкальской впадины (рисунок). Здесь, в зоне сочленения с Обручевским разломом, Главный Саянский разлом распадается на несколько ветвей. К одной из них приурочена эпицентральная область и афтершоки землетрясения 27.08.2008 г. – самого сильного сейсмического события этой части Байкальской рифтовой системы за период инструментальных наблюдений. Энергетический класс землетрясения, по данным БФ ГС СО РАН, составил $K=15.2$, магнитуда по данным USGS $M_w=6.2$. Рассчитанная по формуле Ю.В. Ризниченко [3] длина разрыва в очаге составляет около 27 км, а амплитуда смещения – около 30 см. Подвижки в очаге землетрясения (см. врезку на рисунке) произошли в соответствии с трансенсивным механизмом деформирования коры в районе Култукской депрессии. По системе напряжений оно соответствует тензору, рассчитанному с использованием механизмов произошедших ранее землетрясений [4], а также деформациям, рассчитанным по данным GPS-геодезии за период 1994–2007 гг. В очаге превалирует сбросовое смещение с существенной сдвиговой составляющей. Левосторонний сдвиг по близширотной плоскости соответствует установленным по геоморфологическим и структурно-геологическим данным сдвиговым смещениям по юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома и восточному сегменту Обручевского разлома. Таким образом, данное сейсмическое событие, являясь подобно последовательности землетрясений 1999 г. в восточной части Култукской депрессии следствием активизации внутривпадинного разлома, указывает на продвижение активного разрывообразования к межвпадинной перемычке со сменой типа разрыва в очаге со сбросового на сдвиго-сбросовой.

Наиболее сильные эффекты сотрясений при главном толчке землетрясения 27.08.2008 г. в г. Слюдянка, п. Култук, п. Ангасолка выразились в разрушении печных труб, печей, образовании трещин в стенах, в редких случаях – в падении слабозакрепленных стен жилых и производственных зданий. Практически все обвалы, камнепады и оползни приурочены к весьма неустойчивым склонам карьеров, дорожных врезок, насыпей. Исключением явился обвал глыб в левом борту долины р. Слюдянка, где его формированию способствовала система тектонических трещин, имеющих падение согласно склону. В окрестностях эпицентральной зоны землетрясения наблюдались нарушения в линейных сооружениях. Серия широко зияющих трещин длиной около 50 м в полотне автодороги на восточной окраине г. Слюдянка связана с оползанием высокой дорожной насыпи. Наиболее протяженная система трещин длиной до 350 м отмечена в насыпи автодороги Култук–Монды в долине р. Култучной. Трещины субширотного простирания с максимальным зиянием до 5 см и вертикальным (оползание) смещением до 25 см прослеживаются сначала по одной стороне дороги, а затем – по другой, пересекая ее, используя стыки конструкций моста через р. Култучная. При этом наблюдаются также нарушения литых бетонных конструкций моста. Трещины с простиранием 310° прослеживаются на протя-

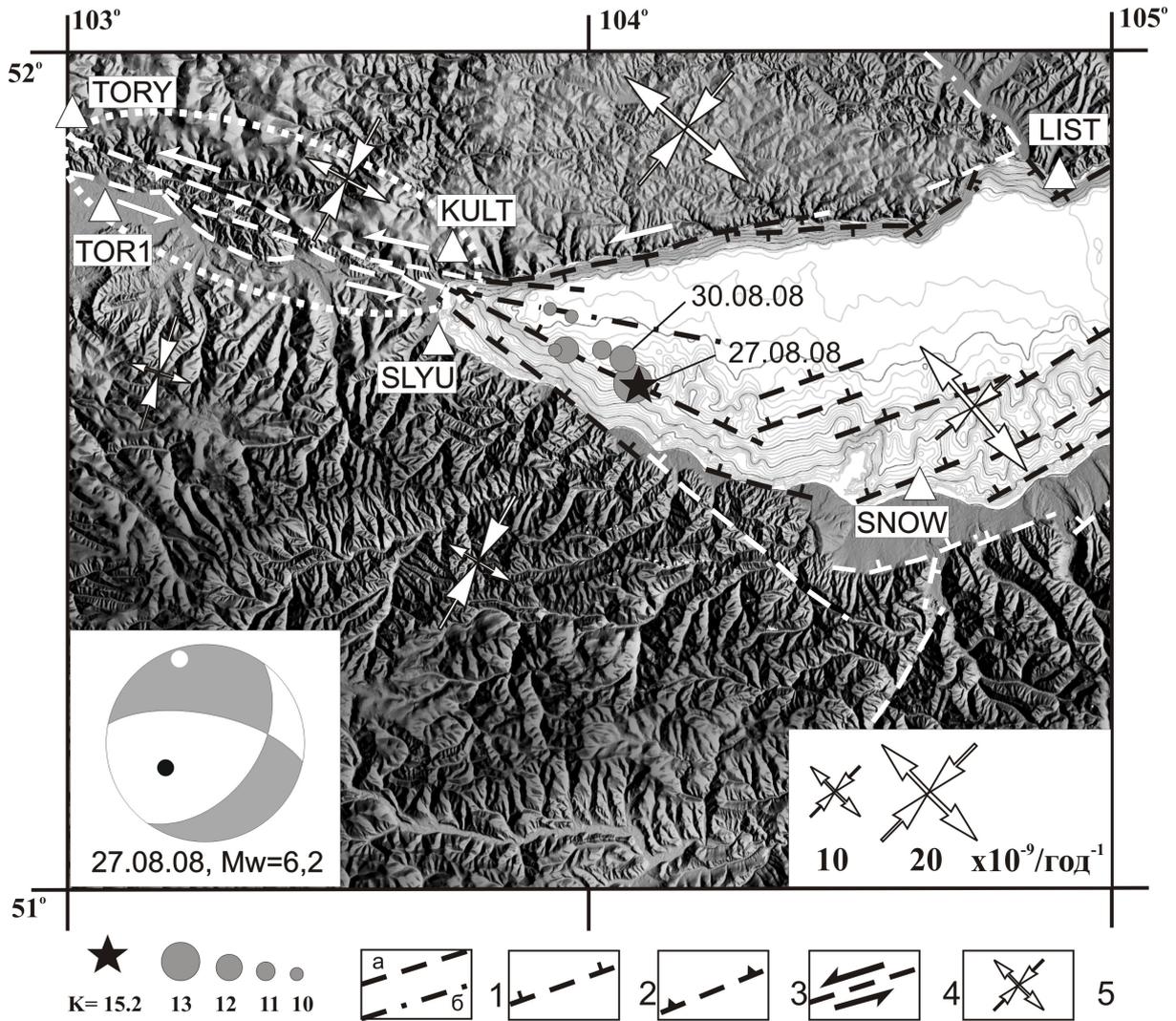


Схема активных разломов Южно-Байкальской впадины и положение эпицентральной зоны землетрясения 27.08.2008 г. (K=15.2, Mw=6.2).

1 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые (на суше разломы показаны белым цветом, под водной линзой Байкала – черным); 2–4 – кинематические типы разломов: 2 – сбросы, 3 – взбросы, 4 – сдвиги; 5 – векторы скорости относительных горизонтальных деформаций по данным измерений методом GPS-геодезии за 1994–2007 гг. (сходящиеся стрелки – укорочение, расходящиеся стрелки – удлинение).

Треугольниками показаны GPS-пункты Байкальского геодинамического полигона, рядом с ними – четырехбуквенная аббревиатура их названий. Эпицентры главного толчка (звездочка) и афтершоков (кружки) приведены по данным <http://www.seis-bykl.ru/>, батиметрия озера Байкал – по данным <http://www.lin.irk.ru/intas/index.htm>. На врезках: слева – механизм очага землетрясения 27.08.2008 г. (Mw=6.2) по данным <http://neic.usgs.gov/neis/FM/>; справа – шкала скоростей относительных горизонтальных деформаций. Пунктирный эллипс показывает вероятную область подготовки сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома.

жении 70 м по обеим сторонам насыпи указанной автодороги вблизи окраины п. Култук. Здесь они параллельны разрыву Восточносаянской палеосейсмодислокации. Вновь образованные трещины с простиранием 340°, зиянием до 0.5 см, имеющие признаки левостороннего смещения, зафиксированы в полотне старой автодороги. Несколько трещин пересекают ее в зоне шириной около 100 м.

Проведенные непосредственно после землетрясения измерения с использованием метода GPS-геодезии на пунктах Байкальского геодинамического полигона показали незначительные изменения в сети. Изменение длины базовой линии KULT-SLYU (12.85 км), находящейся на

продолжении афтершоковой области, по данным предварительных расчетов, составило около 12 мм с 2006 по 2008 год. Ранее изменения линии не выходили за рамки точности измерений [1]. Интересны эффекты в рядах измерений, зафиксированные при прохождении сильного афтершока 30.08.2008 г. ($K=12$). Скачок наблюдался на всех компонентах, однако в течение нескольких минут произошло полное восстановление положения пункта. Таким образом, неупругая составляющая деформаций оказалась незначительной.

Предварительные результаты исследований в эпицентральной зоне землетрясения 27.08.2008 г. позволяют сделать вывод о том, что это событие, разгрузив область замыкания Южно-Байкальской впадины, по-видимому, нагрузило область междувпадинной перемычки. При максимальных сотрясениях в районе г. Слюдянка и п. Култук, смещения по сухопутной части зоны Главного Саянского разлома оказались весьма небольшими. Формирование отмеченных крупных трещин произошло, скорее всего, за счет упругой части деформации во время землетрясения, а не за счет необратимого смещения по разлому. Все это позволяет утверждать, что накопление упругих деформаций на «запертом» участке продолжается. Оценки минимальной потенциальной амплитуды смещений, накопленной к настоящему времени с момента последнего палеоземлетрясения, при различных способах пересчета радиоуглеродных датировок, составляют около 1 м, что соответствует землетрясению с магнитудой 7. Для проведения наблюдений за процессом формирования очаговой области будущего сильного землетрясения необходима организация комплексных сейсмологических, деформометрических, геодезических, электромагнитных и гидрогеохимических исследований в районе Култукско-Быстринской междувпадинной перемычки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00992, 08-05-98113-р_сибирь) и программы РАН 16.3.

- [1] Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 11. – С. 1369–1376.
- [2] Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 6. – С. 936–947.
- [3] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 408 с.
- [4] Radziminovitch N., Deverchere J., Melnikova V., San'kov V., Giljova N. The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // Geophys. J. Int. – 2005. – V. 161. – P. 387–400.

РАДОНОВАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМОВ ПРИБАЙКАЛЯ

К.Ж. Семинский, А.А. Бобров

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

Несмотря на известную радоноопасность регионов с доминирующим растяжением земной коры, а также высокую эффективность эманационной съемки для выделения тектонических нарушений, радоновая активность разломов Прибайкалья изучена недостаточно. Для нескольких разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) опубликованы данные по активности радона, торона и содержанию в почвах ртути [1], причем основное внимание было акцентировано на последнем химическом элементе. Задачи данного исследования: 1) отработать методику экспрессной эманационной съемки для условий Прибайкалья и определить пределы изменений объемной активности радона в подпочвенном воздухе над разломами в тектонически активном (центр Байкальского рифта) и сравнительно стабильном (юг Иркутского амфитеатра) участках земной коры; 2) сопоставить радоновую активность разломов, отличающихся тектонической активностью, рангом и морфогенетическим типом.

Объектами исследования являлись 26 разломных зон, строение которых было детально изучено структурно-геологическими методами на предварительном этапе работ (таблица). Это позволило разделить разломы по ширине зон их влияния в трещиноватости на четыре масштабных ранга, а по характеру последних подвижек – на сбросы и сдвиги. Кроме того, в первом приближении каждый из разломов был отнесен к одной из трех групп по степени тектонической активности, которая оценивалась на качественном уровне: для рифтовых дизъюнктивов – по характеру последних подвижек, а для платформенных разломов – по методике, обычно используемой при инженерных изысканиях под строительство магистральных трубопроводов.

Радоновая активность тектонических нарушений оценивалась путем прямых измерений прибором РРА-01М-03 параметра Q (объемная активность радона, Бк/м³) на поперечных к разломам профилях по методике, адаптированной к природным условиям Прибайкалья, что позволило снизить влияние метеофакторов на величину Q . Согласно проведенным измерениям, среднее из максимальных значений объемной активности радона для рифтовых дизъюнктивов составляет 7247 Бк/м³, а для платформенных разломов – 5980 Бк/м³, что, по-видимому, следует связывать с разной тектонической активностью исследованных регионов. Отдельные величины Q изменяются от первых сотен Бк/м³ в ненарушенном горном массиве до 20261 Бк/м³ для платформенного разлома в долине р. Биликтуйка (№ 8) и 60335 Бк/м³ на одном из профилей в зоне Приморского разлома (№ 16-1) – самого крупного из изученных дизъюнктивов Байкальского рифта. Учитывая, что по оценкам предшественников Приморский сброс характеризовался наибольшей радоновой активностью по сравнению с Главным Саянским, Тункинским и Баргузинским разломами [1], представленное выше значение на данном этапе исследований можно принять в качестве максимальной для разломов БРЗ величины Q , полученной по реализованной нами экспрессной методике.

Профильный вариант радоновой съемки позволил определить для каждого из изученных дизъюнктивов максимальное значение Q_{max} , а также минимальную величину данного параметра Q_{min} на участке измерений (фон), соответствующую активности радона в породах за пределами зоны разрушения (таблица). На некоторых участках значения Q_{min} достигали 4000 Бк/м³ (например, разлом № 17-2) и, таким образом, превышали величины Q_{max} , зафиксированные для многих разломов на платформе и даже в рифте. Столь существенные вариации параметра Q обусловлены факторами, связанными непосредственно с разломом (активность, строение) или/и региональной спецификой (свойства источника излучения, тип геологического разреза, метеодинамика и др.), что затрудняет сопоставление объектов, располагающихся на разных территориях. Поэтому в данной работе использовался относительный показатель радоновой активности ($K_Q = Q_{max}/Q_{min}$), высокие значения которого свидетельствуют о контрастности ассоциирующейся с разломом аномалии, а низкие – о ее незначительном отличии от величины Q в крыльях.

Количественные параметры некоторых разломных зон Прибайкалья, полученные по данным структурно-геологических и эманационных исследований

| Номер разлома | Привязка | Ширина зоны, м | | M_D/M_Q | Q_{max} , Бк/м ³ | Q_{min} , Бк/м ³ | Q_{max}/Q_{min} (K_Q) | Тип разлома | Ранг разлома | Степень активности разлома |
|---------------|---|----------------|----------|-----------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------|--------------|----------------------------|
| | | по M_D | по M_Q | | | | | | | |
| 1 | ЮП: дол. р. Ока у г. Зима | | 30 | | 3903 | 1361 | 2.9 | 2 | 2 | 1** |
| 2 | ЮП: дол. р. Унга у п. Тыреть | 7 | 11 | 0.64 | 7000 | 2116 | 3.3 | 2 | 1 | 2** |
| 3 | ЮП: дол. р. Залари у п. Залари | | 45 | | 1565 | 574 | 2.7 | 3 | 3 | 1** |
| 4 | ЮП: дол. р. Хаптагун у п. Залари | 13 | 28 | 0.46 | 7524 | 1846 | 4.1 | 3 | 2 | 2** |
| 5 | ЮП: дол. р. Белая у п. Михайловка | 30 | 45 | 0.67 | 2441 | 1238 | 2.0 | 2 | 3 | 1** |
| 6 | ЮП: дол. р. Белая у п. Тайтурка | | 49 | | 2910 | 1291 | 2.2 | 2 | 3 | 2** |
| 7 | ЮП: дол. р. Белая у п. Сосновка | | 23 | | 1253 | 484 | 2.6 | 1 | 2 | 1** |
| 8 | ЮП: дол. р. Биликтуй у г. Ангарск | 7 | 9 | 0.78 | 16852 | 881 | 19.1 | 3 | 1 | 3** |
| 9 | ЮП: дол. р. Ода у п. Саватеевка | | 40 | | 10371 | 635 | 16.3 | 2 | 3 | 3** |
| 10-1 | ПХ: зал. Куркут | 7 | 20 | 0.5 | 2037 | 746 | 2.7 | 2 | 2 | 1 |
| 10-2 | ПХ: зал. Куркут | 5 | 20 | 0.5 | 2323 | 677 | 3.4 | 2 | 2 | 1 |
| 10-3 | ПХ: зал. Куркут | 35 | 40 | 0.88 | 2651 | 444 | 6.0 | 3 | 3 | 2 |
| 11-1 | ПХ: зал. Куркут | 25 | 45 | 0.62 | 2852 | 661 | 4.3 | 3 | 3 | 2 |
| 11-2 | ПХ: зал. Куркут | 53 | 60 | 0.88 | 9921 | 955 | 10.4 | 2 | 4 | 1 |
| 11-3 | ПХ: зал. Куркут | | 10 | | 3354 | 820 | 4.1 | 2 | 1 | 1 |
| 12 | ПХ: дол. р. Кучелга | | 30 | | 19171 | 3730 | 5.1 | 3 | 2 | 2 |
| 13 | ПХ: зал. Тутайский | 30 | 35 | 0.86 | 3495 | 166 | 21.0 | 3 | 3 | 3 |
| 14-1 | ПХ: окрестности п. Сахюрта | | 12 | | 4452 | 1698 | 2.6 | 3 | 1 | 2 |
| 14-2 | ПХ: окрестности п. Сахюрта | 5 | 10 | 0.5 | 2865 | 1595 | 1.8 | 3 | 1 | 2 |
| 15 | ПХ: зал. Мухор, м. Онтхой | 23 | 24 | 0.96 | 4752 | 759 | 6.3 | 3 | 2 | 2 |
| 16-2 | ПХ: дол. р. Сарма у п. Сарма | | 30 | | 21118 | 1846 | 11.4 | 3 | 2 | 3 |
| 17-1 | ПХ: окрестности вершины с абс. отм. 989.5 м | | 10 | | 13522 | 3697 | 3.7 | 2 | 1 | 2 |
| 17-2 | ПХ: окрестности вершины с абс. отм. 989.5 м | | 28 | | 20000 | 4222 | 4.7 | 2 | 2 | 2 |
| 18 | ПХ: дол. р. Тонта | | 75 | | 8048 | 1148 | 7.0 | 3 | 4 | 2 |
| 19-1 | ПХ: зал. Мухор, м. Улирба | 7,5 | 8 | 0.94 | 1214 | 330 | 3.7 | 2 | 1 | 1 |
| 19-2 | ПХ: зал. Мухор, м. Улирба | 20 | 16 | 1.25 | 1432 | 305 | 4.7 | 2 | 2 | 1 |

Примечания: цифрами в столбце «Тип разлома» обозначены взбросы (1), сдвиги (2) и сбросы (3).
 Обозначения: Q_{max} – максимальная величина объемной активности радона в разломной зоне; Q_{min} – минимальная величина объемной активности радона в крыльях разломной зоны; M_D – ширина разломной зоны, соответствующая протяженности участка аномальной плотности трещин; M_Q – ширина разломной зоны, соответствующая протяженности участка аномальных величин объемной активности радона; K_Q – показатель радоновой активности; ** – степень активности для разломов, располагающихся на платформе; ЮП – Южное Приангарье; ПХ – Приольхонье.

Сопоставление K_Q для разнотипных и разноранговых разломов Западного Прибайкалья и Южного Приангарья проводилось посредством определения его средних значений по отдельным выборкам из таблицы, которым соответствовали группы дизъюнктивов, различающихся по анализируемым характеристикам. Вначале выборки для анализа влияния тектонической активности, морфогенезиса и ранга разлома создавались из массива данных по всем объектам, а затем – только для тех из них, которым соответствовали однотипные оценки по двум другим (не анализируемым в данной выборке) признакам. Таким образом, точность вычисления средних значений по большему количеству объектов в первом случае компенсировалась «чистотой» выборки во втором.

Совокупный анализ полученных результатов позволил на уровне устойчивых тенденций определить, что K_Q выше у разломов 1) с более высокой степенью тектонической активности, 2) большего масштабного ранга, 3) сбросового типа по отношению к сдвиговым. Первый из трех изученных факторов вносит наибольший вклад в радоновую активность разломных зон. Так, самые тектонически активные дизъюнктивы платформы и рифта (№ 8, 9, 13 и 16-2) характеризуются очень высокими значениями показателя K_Q при сравнительно узкой ширине участка связанной с ними эманационной аномалии (таблица). Кроме того, только с тектонической активностью разлома отчетливо связан абсолютный показатель Q , несмотря на его существенную изменчивость на разных участках измерений. Наконец, установленные тенденции возрастания K_Q при увеличении ранга дизъюнктива, а также в ряду «взбросы-сдвиги-сбросы» можно в определенной степени считать обусловленными тектонической активностью. Она, если судить по скорости перемещений, при прочих равных условиях больше у крупных разломов по сравнению с мелкими и у сбросов по отношению к сдвигам, что обусловлено дополнительным воздействием веса висячего крыла, ускоряющим процесс разрушения при сбросообразовании.

Вместе с тем, показатель K_Q отвечает за тектоническую активность только в той мере, в которой она обуславливает проницаемость горных пород в процессе деформирования. Учитывая это, дизъюнктивы центральной части Байкальского рифта и близлежащей платформенной территории после соответствующего сравнительного анализа были разделены по активности на пять групп, причем их большая часть (группы 1–2) имеет K_Q не более 5. Разломы, у которых максимальные значения Q превышают величину данного параметра в крыльях в ≈ 7 (группа 3), ≈ 10 (группа 4) и ≈ 20 (группа 5) раз, являются наиболее крупными продольными сбросами в бортах разноранговых рифтовых котловин. В краевой части платформы при существенном преобладании низкоактивных зон 1-й и, реже, 2-й групп выявлены единичные разломы, относящиеся к группе 5 по величине K_Q . Это в совокупности с их выраженностью в позднечетвертичных отложениях в виде разрывов со смещениями в первые десятки сантиметров свидетельствует о локальном проявлении высокоактивных блоковых подвижек по краю древнего кратона, генетически связанных с процессом деструкции в смежном рифте.

Авторы благодарны к.г.-м.н. А.С. Гладкову, к.г.-м.н. А.В. Черемных и Е.И. Когуту за активную помощь в сборе и обработке данных по разрывам Прибайкалья.

[1] Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 3. – С. 389–393.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ

*В.А. Симонов**, *Г.С. Дягилев**, *Е.В. Деев***, *С.В. Ковязин**

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

**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

В последние годы кайнозойский вулканизм Монголии привлекает к себе самое пристальное внимание многих ученых [1–4, 8 и др.]. Нами исследовалась коллекция базальтовых пород, собранная в северной части Хангайского нагорья. Здесь были рассмотрены проявления трех этапов вулканической деятельности: поздне-плиоценового, средне-позднеплейстоценового и голоценового [1]. Наиболее детально изучены базальты позднеплиоценового и средне-позднеплейстоценового возраста. Анализ расплавных включений в оливинах позволил выяснить физико-химические особенности кайнозойских базальтовых магматических систем Хангайского нагорья.

Расплавные включения исследовались в микротермокамере с инертной средой [7]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания редких и редкоземельных элементов определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [6].

Во вкрапленниках оливина из средне-позднеплейстоценовых базальтов были найдены первичные расплавные включения, располагающиеся равномерно в зерне минерала. Формы включений округлые с огранкой. Включения многофазные: стекло + кристаллические силикатные фазы + рудные кристаллики + газовый пузырек.

В оливине позднеплиоценовых базальтов обнаружены только вторичные расплавные включения, содержащие светлое стекло и темную флюидную фазу. Подобные включения образуются в ходе проникновения по трещинам расплава, представляющего собой магматическую систему, в которую попали кристаллы оливина после своего образования. Таким образом, рассмотренные оливины являются ксенокристами (представителями мантийного субстрата), а включения характеризуют расплавы, транспортировавшие минералы с мантийных глубин на поверхность.

Экспериментальные исследования в микротермокамере первичных расплавных включений из вкрапленников показали, что оливины (F_0 78.5 – 82.9) из средне-позднеплейстоценовых базальтов Хангайского нагорья кристаллизовались при температурах 1270–1300 °С. Более магнезиальные оливины образуются при максимальных температурах. Сравнение температур гомогенизации и рассчитанных (на основе составов включений) по программе PETROLOG ликвидусных температур подтверждает реальность этого интервала и свидетельствует о близкповерхностной кристаллизации оливина (до 0.1 кбар). В целом, эти данные выше оценок температур кайнозойских базальтовых расплавов Хангайского нагорья, опубликованных ранее – 1160–1260 °С [4].

По соотношению суммы щелочей и SiO_2 составы стекол гомогенизированных расплавных включений располагаются в области субщелочных и щелочных оливиновых базальтов и базальтов. Включения обладают высокими содержаниями титана (до 2.6 %), характерными для внутриплитных плюмовых базальтов океанических островов (OIB). От включений к базальтам падают содержания алюминия, согласуясь с трендом кумуляции оливина. На диаграммах Харкера точки составов включений в оливинах из базальтов Хангайского нагорья располагаются в тесной ассоциации с данными по плюмовым базальтам океанических островов (OIB). Различия отмечаются только по повышенным для расплавов Монголии содержаниям калия. Сравнивая эти данные с данными по расплавным включениям в оливинах из внутриплитных кайнозойских базальтов других регионов Азии [3, 5], видим, что данные по Хангайскому нагорью хорошо согласуются практически по всем химическим характеристикам с расплавами Южно-Байкальской вулканической области и Тянь-Шаня (участок Учкудук около озера Иссык-Куль).

Анализ расплавных включений на ионном зонде позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в кайнозойских магматических системах

Хангайского нагорья. На диаграммах Nb/Y – Zr/Y и Zr/Nb – Nb/Th точки составов включений располагаются в полях плюмовых базальтов типа OIB в достаточно тесной ассоциации с данными по включениям в оливинах кайнозойских базальтов Тянь-Шаня. По характеру распределения редкоземельных элементов расплавы включений в оливинах Хангайского нагорья соответствуют щелочным базальтам Гавайских островов (типа OIB) и полностью совпадают с данными по включениям в оливинах Учкудука на Тянь-Шане. Прямой анализ содержания летучих компонентов в расплавах включений показывает незначительные содержания воды (0.07–0.11 %) в кайнозойских базальтовых расплавах Хангайского нагорья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ.

- [1] Дягилев Г.С., Бушенкова Н.А., Гибшер А.А., Деев Е.В. Кайнозойский вулканизм и сейсмогеографическая модель верхней мантии Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 105–109.
- [2] Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ярмолюк В.В. Геологическая позиция, закономерности развития и состав источников магматизма структурно обособленных вулканических ареалов Южно-Хангайской вулканической области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 126–129.
- [3] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. Состав и источники первичных расплавов лавовых «рек» позднекайнозойской Южно-Байкальской вулканической области (данные изучения расплавленных включений) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 194–196.
- [4] Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Писарский Б.И. Температурные характеристики позднекайнозойского магматизма Восточного Хангая Центральной Монголии: перспективы гидротермального теплоснабжения населения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 40–42.
- [5] Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 689–705.
- [6] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [7] Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 97–110.
- [8] 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.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

*В.А. Симонов**, *Ю.В. Карякин***, *С.В. Ковязин**, *Э.В. Шитлов****

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

** Москва, Геологический институт РАН

*** Мурманск, Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН

После геологических работ в конце пятидесятых – начале 70-х годов прошлого века [1] в научной литературе прочно укоренились представления об архипелаге Земля Франца-Иосифа как о позднемезозойской трапповой провинции. По результатам наших исследований базальтовых пород мезозойские магматические образования архипелага могут быть подразделены на два комплекса: раннемезозойский и позднемезозойский.

В сообщении приводятся новые данные о физико-химических и геохимических параметрах формирования различных комплексов Земли Франца-Иосифа. Особый интерес представляют результаты анализа расплавных включений с помощью ионного зонда, дающие возможность рассмотреть особенности распределения редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов в магматических системах архипелага.

Расплавные включения исследовались в микротермокамере с инертной средой [5]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания РЭ, РЗЭ и воды в расплавных включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [4].

Включения расплавов были найдены в плагиоклазах из базальтовых потоков о-ва Земля Александры (156.5 млн лет) и из долеритов дайки о-ва Хейса – 125.2 млн лет [2].

Экспериментальные исследования расплавных включений в микротермокамере показали, что плагиоклазы из базальтов о-ва Земля Александры кристаллизовались при существенно более высоких температурах (1175–1210 °С), чем минералы о-ва Хейса – 1115–1175 °С. Более магнезиальные магмы о-ва Земля Александры (MgO 6.0–7.3 %; FeO/MgO 1.6–1.8) обладают повышенными температурами (до 1210 °С) по сравнению с железистыми (MgO 4.6–6.0 %; FeO/MgO 2.3–3.0) расплавами о-ва Хейса – до 1175 °С.

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO₂ составы всех изученных расплавных включений располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. Включения из минералов о-ва Земля Александры содержат меньше калия (0.2–0.5 %) и титана (1.0–1.4 %), чем включения в плагиоклазах о-ва Хейса (K₂O 0.7–1.1 %, TiO₂ 2.7–3.8 %). Соответственно первые располагаются в полях платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава (Тихий океан), а вторые – среди базальтов океанических островов (ОИВ). Подобные закономерности отмечаются и на диаграмме TiO₂ – FeO/MgO. По соотношению Al₂O₃ – FeO/MgO включения находятся в полях платобазальтов и ОИВ. На диаграммах Харкера включения в плагиоклазах о-ва Земля Александры по всем компонентам соответствуют данным по включениям в минералах из траппов Сибирской платформы, в отличие от расплавов о-ва Хейса, существенно обогащенных титаном, железом и щелочами.

Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям показало, что первичные расплавы о-ва Земля Александры формировались на глубинах 75–100 км при температурах 1450–1550 °С. Эти параметры совпадают с данными для платобазальтовых магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [3]. Для о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубоких условиях: около 110 км и 1600 °С.

Анализ включений показал, что рассмотренные магматические системы были сухими, с относительно повышенными содержаниями воды в расплавах о-ва Хейса (до 0.27 %) по сравнению с данными по о-ву Земля Александры – около 0.05 %.

По характеру распределения РЗЭ расплавные включения в плагиоклазах о-ва Земля Александры согласуются с данными по базальтам плато Онтонг Джава и полностью соответствуют

характеристикам траппов Сибирской платформы. В то же время расплавы о-ва Хейса значительно более обогащены РЗЭ.

Рассмотренные расплавные включения в минералах пород архипелага Земля Франца-Иосифа по соотношениям таких индикаторных редких элементов, как Nb, Th, Y, Zr, относятся к сериям с плюмовым мантийным источником и располагаются в основном в поле базальтов океанических плато. На диаграмме Y – Zr точки составов расплавных включений в плагиоклазах о-ва Земля Александры находятся в поле пород плато Онтонг Джава, в отличие от расплавов о-ва Хейса, обладающих повышенными значениями элементов (Y до 54, Zr до 284 г/т) и тесно ассоциирующих с базальтами типа OIB. Те же особенности отмечаются и по соотношению Zr – TiO₂ – явно обогащенные этими элементами магматические системы о-ва Хейса отличаются от расплавов о-ва Земля Александры с типичными характеристиками океанических платобазальтов и траппов Сибири.

В общем, на основе данных по расплавным включениям было выяснено, что магматические системы о-ва Земля Александры по петрохимическим и физико-химическим характеристикам, а также особенностям распределения РЭ и РЗЭ соответствуют типичным расплавам Сибирской платформы и плато Онтонг Джава. С учетом возраста (156.5 млн лет), полученные данные подтверждают выводы [6] о том, что Земля Франца-Иосифа представляла собой область юрского платобазальтового магматизма. Совершенно другая ситуация с магматизмом о-ва Хейса, для которого характерны признаки действия более позднего (125.2 млн лет) плюма горячей точки типа OIB с высокими значениями в расплавах титана, калия, железистости, РЭ, РЗЭ и повышенными параметрами магмогенерации. Это явление хорошо вписывается в начальные фазы развития глубоководного Канадского бассейна [6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00733).

- [1] Дибнер В.Д. Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI. – М.: Недра, 1970. – С. 60–108.
- [2] Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. – С. 389–393.
- [3] Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 908–923.
- [4] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [5] Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 97–110.
- [6] Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 475–481.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ КАТУНСКОГО ПАЛЕОСИМАУНТА (ПАЛЕОАЗИАТСКИЙ ОКЕАН)

В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин

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

В последние годы было выяснено, что среди древних структур Палеоазиатского океана можно выделить комплексы базальтовых пород, формирование которых связано с развитием плюмов [1, 6]. Особенности условий формирования подобных ассоциаций рассматривались нами ранее на примере Курайского палеосимаунта в Горном Алтае, и значительное время только для этого объекта признавались физико-химические характеристики плюмовых палеоокеанических магматических систем венд-кембрийского возраста [2, 7]. В работе приводится новая информация по физико-химическим параметрам формирования базальтов Катунского палеосимаунта (Горный Алтай), полученная в результате анализа расплавных включений в клинопироксенах.

Комплексы базальтовых и карбонатных пород, выделенные в качестве Катунского палеосимаунта [1, 6] в северной части Горного Алтая, были детально исследованы в районе р. Эдиган (манжерокская свита). Большинство древних базальтоидов этой свиты в значительной степени изменено, и первичные минералы замещены вторичными ассоциациями. Редко сохраняется клинопироксен, в котором были найдены единичные расплавные включения. Из более чем 600 просмотренных зерен клинопироксена примерно в 10–12 присутствуют отчетливо диагностируемые включения расплавов, и только половина высокотемпературных опытов с включениями оказалась успешной.

Расплавные включения исследовались в микротермокамере с инертной средой [5]. Составы клинопироксенов и стекол гомогенизированных включений анализировались на микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [4].

Анализ клинопироксенов Катунского палеосимаунта показал, что по составу они соответствуют пироксенам из траппов Сибири и базальтов района плато Онтонг Джава (Тихий океан), резко отличаясь по повышенному количеству титана (до 0.8 %) от минералов из срединно-океанических хребтов и островных дуг.

В ходе экспериментов в микротермокамере первичные многофазные расплавные включения в клинопироксенах из базальтов Катунского палеосимаунта полностью гомогенными становятся в интервале 1130–1170 °С. Сравнение температур гомогенизации и рассчитанных по программе PETROLOG ликвидусных температур кристаллизации позволило оценить содержание воды в расплавах – от 0.2 до 0.6 %.

Было установлено, что температурные характеристики включений зависят от их химического состава. Температуры явно увеличиваются с ростом магния (6.6 % MgO – 1140–1145 °С, 9.3 % MgO – 1170 °С) и падают с увеличением железистости (1.1 – 1170 °С, 2.1 – 1140–1145 °С). В целом, температурный режим кристаллизации расплавов Катунского палеосимаунта существенно отличается от магматических систем срединно-океанических хребтов (MORB), обладающих повышенными температурами.

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO₂ составы изученных расплавных включений из клинопироксенов Катунского палеосимаунта располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. На диаграмме TiO₂ – K₂O точки составов включений, присутствуя частично в полях базальтов типа N-MORB и плато Онтонг Джава (Тихий океан), находятся в тесной ассоциации с включениями в минералах бассейна Науру (район плато Онтонг Джава). Другая часть включений обладает повышенными значениями титана (более 2 %) и соответствует плюмовым внутриплитным расплавам типа OIB. Расплавы Катунского палеосимаунта характеризуются широкими вариациями железистости и совпадают с данными по магматическим системам бассейна Науру и отличаются от MORB. Это хорошо видно на диаграмме Al₂O₃ – FeO/MgO. На диаграммах Харкера изученные включения согласуются с данными по

включениям из минералов бассейна Науру и соответствуют составам включений в клинопироксенах Курайского палеосимаунта.

Расчетное моделирование на основе составов включений показало, что первичные расплавы Катунского палеосимаунта формировались на глубинах 63–100 км при температурах 1400–1550 °С. Эти параметры совпадают с данными для магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [3].

Спектры распределения РЗЭ в расплавленных включениях из клинопироксенов Катунского палеосимаунта согласуются с данными по базальтам плато Онтонг Джава и полностью соответствуют характеристикам траппов Сибирской платформы, обладая несколько повышенной ролью легких лантаноидов.

На диаграммах с использованием индикаторных редких элементов (Nb, Th, Y, Zr, Ti) данные по расплавленным включениям в пироксенах Катунского палеосимаунта относятся к сериям с плюмовым мантийным источником и располагаются исключительно в полях базальтов океанических плато. В то же время по другим соотношениям элементов (Y-Zr, Nb-Zr, Zr/Y-Zr) отмечается также определенное сходство с базальтами срединно-океанических хребтов.

В целом, исследования клинопироксенов и расплавленных включений свидетельствуют о том, что магматические системы Катунского палеосимаунта развивались под воздействием мантийного плюма и наиболее близки по своим физико-химическим и геохимическим характеристикам платобазальтовым расплавам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Японское общество содействия науке JSPS (проект № 07-05-91211-ЯФ_a) и Интеграционного проекта № 7.10.

- [1] 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.
- [2] Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 4. – С. 335–356.
- [3] Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 908–923.
- [4] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 228–239.
- [5] Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 97–110.
- [6] Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. – Novosibirsk: UIGGM Publ., 1993. – 122 p.
- [7] Simonov V.A., Safonova I.Yu., Kovyazin S.V. Physico-chemical conditions of Neoproterozoic plume-related magmatism of the Paleasian ocean // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2007. – P. 117–120.

ВЛИЯНИЕ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ЧЕХОЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ (РАННЕКЕМБРИЙСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ В ИРКУТСКОМ ПРИСАЯНЬЕ

*Ю.К. Советов**, *В.А. Травин***, *Э.П. Солотчина***

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

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

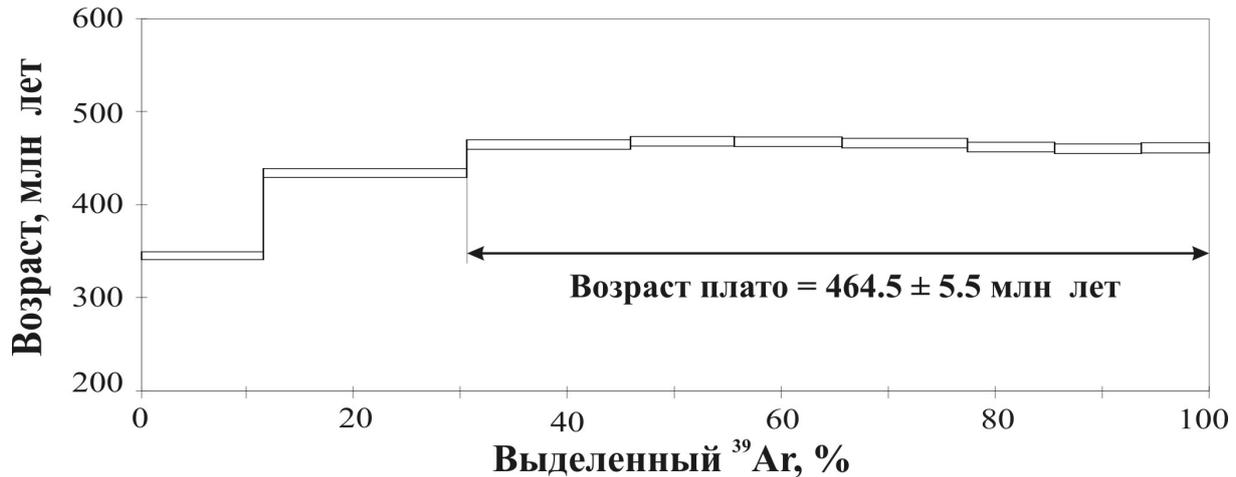
Переходные отложения от мотской красноцветной терригенной серии к карбонатным в краевых частях и карбонатно-сульфатно-соленосным отложениям кембрия во внутренних районах Сибирской платформы выделяются в локальные стратиграфические подразделения. Наиболее часто употребляемое название этих отложений в Иркутском Присянье – шанхарская свита. Нижняя граница шанхарской свиты скользящая, и проводится она в подошве первого пласта доломитов и замещающего его пласта белых кварцевых песчаников. Переходный характер разреза шанхарской свиты отражен в циклическом чередовании мелководно-морских доломитовых отложений с пачками пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений приливной равнины. Отнесение отложений мотской серии, в целом, к венду не вызывает острых дискуссий. Мотская серия залегает на олхинской серии, и оба подразделения составляют нижнюю часть осадочного чехла, перекрывающего наиболее древний блок фундамента Сибирской платформы – Шарыжалгайский массив. На юго-западе Сибирской платформы наибольшее внимание уделяется проведению границы венда и кембрия. Из-за недостатка палеонтологических данных эту границу связывают с рубежами перестройки седиментационных систем; в частности, она проведена в основании резко выраженного верхнего подразделения мотской серии – аллювиального цикла шаманской свиты, подстилающей шанхарскую свиту, и коррелируется с подошвой немакит-далдынского горизонта Прианабарья [1]. Отметим, что по российской стратиграфической схеме немакит-далдынский горизонт представляет верхний ярус венда, тогда как в международной стратиграфической шкале он относится к нижнему подразделению кембрия. Не менее важная стратиграфическая граница, связанная с трансгрессией моря и сменой аллювиальных отложений прибрежно-морскими, находится в средней части шаманской свиты. Подошва шанхарской свиты – только литологически резко выраженное развитие этой более ранней трансгрессии.

Поиск маркирующих стратиграфических реперов на границе венда и кембрия привел к тому, что внимание было обращено на необычные розовые тонкозернистые песчаники в нижней части шанхарской свиты. Песчаники кварц-полевошпатового и экстраполевошпатового состава из-за доминирования К-шпата (более 75 %) назывались также фельдшпатокластитами [2]. В песчаниках таблитчатые зерна К-шпата сцементированы неизменным регенерационным полевым шпатом и тонкими пленками железистого вещества. При постановке задачи датирования экстраполевошпатовых песчаников шанхарской свиты предполагалось, что эпигенетически новообразованный полевой шпат может резко отличаться по возрасту от кластического. По международному геохронологическому стандарту нижняя граница кембрийской системы проведена по значению около 542 млн лет. Ожидалось, что возраст регенерационных оболочек полевого шпата будет не намного моложе этой величины.

Для датирования были отобраны две пробы экстраполевошпатового песчаника в нижней части шанхарской свиты в разрезе Шаманского утеса на р. Иркут, выше пос. Моты. Рентгенофазовый анализ показал, что в обр. 10522-1 калиевый полевой шпат представлен промежуточным микроклином, который по своим структурным характеристикам располагается между эталонным промежуточным микроклином и адуляром (таблица). В обр. 10522-2 калиевый полевой шпат представлен промежуточным микроклином, который по своим структурным характеристикам располагается между эталонным промежуточным и максимальным микроклином (таблица).

| Полевой шпат | Al T ₁₍₀₎ | Al T _{1(m)} | Al T ₂₍₀₎ | Al T _{2(m)} | Al T ₁₍₀₎ + Al T _{1(m)} | Θ2Δ ₂₀₄₋₀₆₀ | Δρ |
|--|----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|---|------------------------|----------------------|
| Обр. 10522-1 Микроклин промежуточный (Spencer U) | 0.598 0.63 | 0.273 0.235 | 0.065 0.045 | 0.065 0.03 | 0.87 0.865 | 8.85 8.83 | 0.325 0.35 |
| Обр. 10522-2 Микроклин максимальный (Pellotsalo) | 0.756 0.97 | 0.144 0.015 | 0.05 -0.1 | 0.05 0 | 0.9 0.985 | 8.83 8.78 | 0.612 0.97 |

Примечание. Распределение по тетраэдрическим положениям КППШ, Δ2Θ рефлексов 204 и 060, Δρ степень рентгеновской триклинности.



Для оценки возраста источников сноса микроклина в песчаниках шанхарской свиты было проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследование методом ступенчатого прогрева полевого шпата, выделенного из образца 10522-1. В спектре после низкотемпературной лестницы вверх наблюдается четко выраженное плато со значением возраста 464.5±5.5 млн лет (рисунок).

Фиксируемое значение возраста оказалось значительно меньше геологического возраста осадочных пород, полученного корреляцией. Учитывая, что температура закрытия изотопной системы полевого шпата 220–240 °С [3], можно предположить, что изотопная система полевого шпата была омоложена в результате раннекаледонских событий, связанных с формированием аккреционно-коллизийного пояса Саяно-Алтайской складчатой области и закрытием Урало-Монгольского океана на южной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона [4–6]. Поскольку в исследуемом районе отсутствуют интрузивные магматические комплексы, которые могли бы радикально повлиять на изотопную систему полевого шпата, предполагается, что роль нагревательного элемента могло сыграть интенсивное погружение Шарыжалгайского массива под нагрузкой надвигающихся террейнов в позднекембрийское и раннеордовикское время. Коллапс раннепалеозойских орогенов и всплытие массива произошли в среднем ордовике, что и зафиксировала изотопная система микроклина меткой 464.5±5.5 млн лет.

Исследование поддержано РФФИ (проекты № 08-05-00733 и № 08-05-00959), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ 10.1 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», частично интеграционной программой ОНЗ РАН №18 «Происхождение и эволюция биосферы».

- [1] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic–Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper. – 2007. – 423. – P. 549–578.
- [2] *Советов Ю.К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1977. – 295 с.
- [3] *Hodges K.V.* Geochronology and Thermochronology in orogenic system // Treatise on geochemistry. – Oxford, UK: Elsevier, 2004. – P. 263–292.

- [4] *Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et. al.* The Ol'khon collision system (Baikal region) in structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment // Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480, Irkutsk-Ulan-Ude, July 25 – August 6, 2005. – Irkutsk, 2005. – P. 5–76.
- [5] *Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др.* U/Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008 (в печати).
- [6] *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2008 (в печати).

СРЕДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АККРЕЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ В ПРИБАЙКАЛЬЕ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНОГО МУСКОВИТА В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Ю.К. Советов*, В.А. Травин**, Э.П. Солотчина**

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

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

Датирование по детритным минералам дает нижнее ограничение возраста осадочных серий и оценку возраста источников материала. Прямые геохронологические данные о возрасте байкальской серии Прибайкалья отсутствуют. Байкальская серия Прибайкалья коррелируется с вендской оселковой серией Присяянья литостратиграфическим методом, который опирается на тождество последовательности маркирующих пачек, связанных с перестройкой осадочных систем, зависевшей от изменений уровня моря, климата, тектонического режима [1]. Последовательность значимых региональных геологических событий включает: 1) ранневендское оледенение эпохи Марино, оставившее след в отложениях диамиктитов, валунных конгломератов, щебнистых песчаников марнинской свиты (Присяянье) и диамиктитов базальной бугульдейской пачки голоуспенской свиты (Прибайкалье), 2) постгляциальный подъем уровня моря и образование покровных ламинитовых доломитов (сар-dolomite) озеркинской пачки (Присяянье) и нижней доломитовой пачки голоуспенской свиты (Прибайкалье), 3) падение уровня моря и формирование прибрежно-морского песчаного комплекса (ортокварцитов) средней части озеркинской пачки и средней части голоуспенской свиты, 4) подъем и высокое стояние уровня моря, отмеченное формированием доломитовых и песчано-доломитовых баров верхней части озеркинской пачки и голоуспенской свиты, соответственно, 5) падение уровня моря, образование глубоковрезанной поверхности несогласия и накопление в двух регионах, соответственно, грубозернистого гравийно-песчаного (ортокварцитового) прибрежно-морского комплекса баров огнитской пачки и базальной пачки улунтуйской свиты, 6) крупнейшую поздневендскую трансгрессию моря, моделированную его высокочастотными колебаниями, оставившую след в широко распространенной толще терригенных и карбонатных темпеститов большеайсинской пачки и темпеститов с пачками доломитовых фитолитовых биогермов средней части улунтуйской свиты, 7) падение уровня моря и связанное с ним продвижение на шельф речных долин со стороны кратона с накоплением гравийно-песчаных ортокварцитовых и аркозовых аллювиальных отложений нижеудинской пачки и грубозернистых песчаных темпеститов и прибрежных баров верхней подсвиты улунтуйской свиты, 8) подъем и высокое стояние уровня моря, отмеченное в двух регионах образованием микрофитолитовых известняковых и доломитовых баров со строматолитовыми биогермами и биостромами пещернинской пачки и верхней подсвиты улунтуйской свиты, соответственно, 9) орогенез, резкое изменение палеогеографии, областей сноса, формирование аллювиальных равнин и моласс айсинской и качергатской свит. Пакет маркирующих уровней позволяет уверенно считать байкальскую серию стратиграфическим аналогом оселковой серии Присяянья и относить ее к венду. Он служит основанием для постановки задачи определения, по детритным компонентам, возраста источников материала и геодинамического значения формирования областей сноса (орогенов).

Верхняя часть байкальской серии, представленная терригенной молассой, благоприятный объект для такого рода исследований. Качергатская свита подразделяется на три подсвиты, в основании которых залегают пачки аллювия, а в верхней части – дельтовые и мелководно-морские отложения, окрашенные в темно-серые, зеленовато-серые тона. Качергатская свита смята в относительно простые складки, местами сильно сжата и рассланцована, но не подверглась поствендскому региональному метаморфизму. Парагенезис минералов в песчаниках качергатской свиты сохранил все признаки кластического происхождения. Внимание было обращено на широкое распространение кластической слюды, что служило доводом сделать заключение о высокой слюдистости источников. При микроскопическом исследовании песчаников

верхней части качергатской свиты установлен устойчивый парагенезис конечных компонентов: кварц, плагиоклаз (альбит), биотит, хлорит и мусковит, обломки кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев. Все обломочные компоненты слабо обработаны и часто имеют резкую угловатую форму. Форма удлиненных копьевидных зерен кварца и таблитчатые зерна кислого плагиоклаза явно указывают на отсутствие рециклинга, небольшое расстояние переноса и близость кластического парагенезиса к исходному в области сноса. По количественному отношению, если не учитывать содержание слюды, главная масса песчаников относится к кварц-полевошпатовому классу. Биотит и мусковит представлены тонкими пластинками $d = 0.01-0.02$ мм, $l = 0.1-0.6$ мм, конформно огибающими каркасные зерна кварца и плагиоклаза. Слюды (5–10 %) рассеяны в общей массе обломочных компонентов или образуют тонкие слои в завершающем параллельно-слоистом текстурном интервале темпеститов с содержанием 25–30 %. Биотит частично замещен хлоритом и, вероятно, вермикулитом, плагиоклазы интенсивно серицитизированы. Песчаники имеют совершенную упаковку материала, небольшое количество пленочного хлоритового, регенерационного кварцевого и глинисто-углистого цемента. Весьма характерное кварцитовидное сложение указывает на погружение качергатской свиты на глубину более 3 км. Рентгенофазовым анализом подтвержден результат визуальных наблюдений и установлено наличие в смеси плагиоклаза (альбита), слюды $2M_1$, хлорита Mg-Fe, кварца, вермикулит-хлорита или слюда-вермикулита, малой примеси K-шпатов.

Обломочные компоненты песчаников качергатской свиты соответствуют по составу дву-слюдяным кварц-альбитовым кристаллическим сланцам. Зональному региональному метаморфизму подверглась осадочная толща, которая находилась, судя по направлениям течения вендских рек, к юго-востоку от Прибайкалья, за пределами Ольхонской зоны.

Для оценки возраста источников кластического материала в качергатской свите было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследование методом ступенчатого прогрева по мусковитам, выделенным из образцов 10523-3 и 10523-5. Монофракция мусковита для определения возраста была получена из песчаников верхней подсвиты качергатской свиты байкальской серии в разрезе по левому борту р. Ушаковка между устьями ручьев 1-й и 2-й Утесовый.

В спектрах обоих образцов выделяются два промежуточных плато с согласующимися в пределах ошибки значениями возраста (рисунок). В образце 10523-3 возраст плато имеет значения 823.8 ± 8.2 млн лет и 777.3 ± 7.9 млн лет, в образце 10525-5 – 837.4 ± 8.7 млн лет и 766.5 ± 8.0 млн лет. Дифференцированное выделение аргона из двух разновозрастных поколений мусковита при ступенчатом прогреве в вакууме может быть связано со значительным различием размерности минеральных зерен. По этим данным можно предположить, что поступление мусковита происходило из двух источников с возрастом ~ 770 млн лет и ~ 830 млн лет. Два события регионального метаморфизма с интервалом 60 млн лет в Прибайкалье коррелируются со средне-неопротерозойской эпохой гранитообразования на Таймыре, Енисейском кряже [2], маркирующей аккрецию террейнов к Сибирскому кратону.

Исследование позволяет сделать несколько выводов о геодинамической эволюции южного края Сибирского кратона в неопротерозое. Вероятно, первый этап рифтинга и распада Сибирского кратона с образованием пассивных окраин на Енисейском кряже, в Прибайкалье и Патомском нагорье имел место в раннем неопротерозое задолго до образования байкальской серии. В среднем неопротерозое эпоха растяжения сменилась аккрецией континентальных масс, проявленной в региональном метаморфизме и гранитообразовании. Второй этап рифтинга начался в конце позднего рифея в предвендское время, он отмечен рифтогенными бассейнами на Енисейском кряже, в Присяянье и на Патомском нагорье [1]. Осадочные бассейны этого этапа в Прибайкалье не сохранились, вероятно срезанные сдвигами в раннекаледонское время. Ранневендское оледенение по времени совмещено с этапом максимального растяжения. После оледенения формирование пассивных окраин Сибирского кратона продолжается до поздневендского орогенеза, в который были вовлечены метаморфизованные осадочные толщи юго-западной и южной пассивных окраин, ставшие областями сноса для периферического форландового бассейна. Реликты средне-неопротерозойского орогена, преобразованные тектонотермальными процессами, связанными с раннепалеозойской складчатостью, вероятно, находятся в хр. Хамар-Дабан. Раннекаледонская складчатость и гранулитовый метаморфизм в пограничной Ольхонской зоне отразились в Прибайкальском регионе Сибирского кратона в надвигово-складчатых деформациях и рассланцевании толщ без значительного прогревания, которое бы



Две возрастные генерации мусковита в песчаниках качергатской свиты.

регионально изменило Ar/Ar изотопную систему в отложениях венда.

Исследование поддержано РФФИ (проекты № 08-05-00959, 08-05-00733), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ 10.1 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», частично интеграционной программой ОНЗ РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы».

- [1] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // *The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper. – 2007. – 423. – P. 549–578.
- [2] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.* Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee and V. Pease. Geological Society, London, Memoirs. – 2004. – 30. – P. 233–247.

ИЗОТОПЫ С И S В ГРАФИТОВЫХ ПИРОКСЕНИТАХ ИЗ ТРУБКИ СЛЮДЯНКА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРОТЕРОЗОЕ

*Л.В. Соловьева**, *С.И. Костровицкий***, *Т.А. Ясныгина**

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

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

Впервые в 1986 г. А. Зиндлер и С. Харт [1] выдвинули и обосновали новое научное направление «химическая геодинамика», главную идею которого составляет корреляционная связь между типом геодинамической обстановки и ее геологическим наполнением, т.е. веществом. Наиболее плодотворно эта идея реализуется при применении геохимических и изотопно-геохимических исследований для восстановления соответствующих геодинамических обстановок. Этот подход использован нами при исследовании изотопов углерода в графите и серы в сульфидах из ксенолитов графитовых пироксенитов трубки Слюдянка, Куойское кимберлитовое поле (северо-восточная часть Сибирской платформы, возраст кимберлитов 128 – 170 млн лет).

Четыре ксенолита шпинелевых ортопироксенитов и один ксенолит вебстерита являются грубозернистыми породами. В породах крупные зёрна ортопироксенов (0.3–1.0 см) цементируются мелкими зёрнами графита, клинопироксена, шпинели и сульфидов. По своей структуре породы напоминают метаморфизованные магматические кумулаты. Графит образует округлые гексагональные пластинки, неправильные зёрна и сростки (0.3–3.0 мм). В межзерновых участках встречаются необычные желтовато-черные обособления, состоящие из микрозернистых сульфидов и плотного аморфного углерода (керит?). Минералы из этих пород близки минералам из железистой сети пироксенитов из трубок Обнаженная и Слюдянка в Куойском поле. По химизму оливин, пироксены и шпинель также близки минералам из кумулатов в толеитах островных дуг и срединно-океанических хребтов.

Графиты из Sp-пироксенитов показывают легкий изотопный состав и узкий диапазон величин $\delta^{13}\text{C}$ (–33.1 ÷ –28.7 ‰) в отличие от графита из метасоматизированного мегакристаллического Gr-ортопироксенита из трубки Удачная (–5.1 и –5.8 ‰). Величины $\delta^{13}\text{C}$ в графите из Sp-пироксенитов близки изотопному составу графита из докембрийских кварцитов Анабарского щита (–28.3 ‰) и наиболее легким углеводородам из включений в гранаты и оливины из кимберлитов (–31.8 ÷ –23.7 ‰) [2]. Графит из пироксенитов Слюдянки обеднен ^{13}C по сравнению с графитом в ортопироксенитах из кимберлитовой трубки Премьер (~ –19 ‰) и попадает в диапазон составов $\delta^{13}\text{C}$ алмазов эклогитового парагенезиса (–34 ÷ +2 ‰) [3]. Изотопно-легкий графит (–27 ÷ –16 ‰) найден в пироксенитовых слоях в орогеническом перидотитовом массиве Бени Бушера [3]. Изотопный состав С графита в богатых ортопироксеном кумулатах пироксенитов нижнекорового происхождения из района Эггира, Африка, варьируется от –24.6 до –14.4 ‰ [3]. Диапазон $\delta^{13}\text{C}$ в графите пироксенитов из кимберлитовой трубки Слюдянка (–33.1 ÷ –28.7 ‰) наиболее близок изотопному составу углерода в керитах биоморфных колчеданных руд Южного Урала (–32.7 ÷ –27.6 ‰) [4]. Эти образования рассматриваются как сильно метаморфизованная биомасса микроорганизмов в матах на черных курильщиках в древнем среднепалеозойском палеоокеане.

Сульфиды в смеси с плотным керитовым веществом (?) показывают величины $\delta^{34}\text{S}$ в двух ксенолитах, близкие мантийным (+0.4 ‰ из вебстерита SI-534 и –2.4 ‰ из ортопироксенита SI-119). Именно такие изотопные величины характерны для сульфидов из среднедевонских колчеданных месторождений Южного Урала (–3.5 ÷ +3.5 ‰) [4]. Авторы обосновывают происхождение колчеданных месторождений за счет метаморфизма бывших черных курильщиков в Уральском палеоокеане. В отличие от углерода сера сульфидов современных и древних черных курильщиков имеет изотопный состав сероводорода глубинного флюида [4].

Если исследованные графитовые пироксениты из ксенолитов в трубке Слюдянка являются метаморфизованными в гранулитовой фации метаморфизма черными курильщиками, тогда

следует признать существование островодужной обстановки на северо-восточной окраине Сибирской платформы в среднем протерозое – время образования древних толщ в Биректинском террейне [5]. Этот вывод также соотносится с геохимической характеристикой гранулитовых базитов из кимберлитов Куойского поля [6].

Не менее интересной представляется проблема генезиса «легких» (среднее $\delta^{13}\text{C} \sim -23 \text{‰}$) алмазов V и VII типов по Ю.Л. Орлову, преобладающих в россыпях и вторичных коллекторах северо-востока Сибирской платформы [7]. Алмазы этого типа имеют блоковое радиально-лучистое строение, содержат «эклогитовый» парагенезис микровключений (гранат, клинопироксен, коэзит, калиевый полевой шпат, апатит и рутил) [8], а также включения рассолов и карбонатитовых расплавов с высокими содержаниями Ba, Sr, P. Можно предположить, таким образом, биогенное происхождение углерода этих алмазов и их древний субдукционный генезис. С последним выводом не согласуется мезозойский возраст цирконов из россыпей и вторичных коллекторов алмазов этого типа на северо-востоке Сибирской платформы [7]. Этот возраст соответствует верхне-мезозойскому времени подъема Оленекского блока. Можно предположить, что модификация захороненной протерозойской биоты в графит и алмаз происходила за счет подъема жесткого ядра (блок литосферы) под влиянием плюма и возникновения сверхвысоких давлений в низах земной коры. Предложенный нами подход позволяет также связать единым источником месторождения алмазов некимберлитового типа и древних углеводородов.

- [1] Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1986. – V. 14. – P. 493–571.
- [2] Galimov E.M. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1991. – V. 55. – P. 1697–1708.
- [3] Pearson D.G., Boyd F.R., Haggerty S.E. et al. The characterization and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1994. – V. 115. – P. 449–466.
- [4] Леин А.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П. и др. Изотопы серы и углерода в пригидротермальных экосистемах черных курильщиков Уральского палеоокеана // *Геохимия.* – 2004. – № 7. – С. 770–784.
- [5] Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника.* – 2003. – № 3. – С. 3–21.
- [6] Соловьева Л.В., Горнова М.А., Маркова М.Е., Ложкин В.И. Геохимическая идентификация гранулитов из ксенолитов в кимберлитах Якутии // *Геохимия.* – 2004. – № 3. – С. 270–287.
- [7] Граханов С.А., Сулейманов А.М. Возраст предполагаемых коренных источников алмазов промышленных россыпей севера Сибирской платформы // *Петрология литосферы и происхождение алмазов.* – Новосибирск, 2008. – С. 28.
- [8] Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин Д.А. и др. Округлые алмазы из россыпей северо-востока Сибирской платформы // *Петрология литосферы и происхождение алмазов.* – Новосибирск, 2008. – С. 113.

ТЫРМО-БУРЕЙНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ИЛИ РАННИЙ МЕЗОЗОЙ?

*А.А. Сорокин**, *А.Б. Котов***, *Е.Б. Сальникова***, *И.В. Анисимова***,
*С.З. Яковлева***, *А.М. Федосеенко***

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

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

Буреинский (Туранский) террейн обычно рассматривается как составная часть Амурского супертеррейна, формирование которого произошло в конце палеозоя [1]. Этот террейн практически полностью сложен разновозрастными гранитоидами, существенная часть которых относится к тырмо-буреинскому комплексу, представленному значительными по площади плутонами. На геологических картах разных поколений гранитоиды этого комплекса индексированы поздним палеозоем [2, 3].

В составе тырмо-буреинского комплекса выделяются несколько интрузивных фаз, представленных габброидами, диоритами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, а также порфировидными биотитовыми и лейкократовыми биотитовыми гранитами [2, 3]. Известно, что гранитоиды этого комплекса прорывают нижне-среднедевонские отложения [3] и, в свою очередь, прорываются щелочными и субщелочными лейкогранитами алтаитинского и харинского комплексов, которые имеют, как принято считать, допозднетриасовый возраст [3]. Более точные оценки возраста гранитоидов тырмо-буреинского комплекса на сегодняшний день отсутствуют.

Исходя из существующих тектонических моделей, на поздний палеозой и ранний мезозой приходится несколько глобальных этапов формирования восточной окраины Азии [1]. Однако надежные геохронологические данные для реперных магматических ассоциаций, формирование которых связано с этими событиями, в том числе данные о возрасте гранитоидов тырмо-буреинского комплекса, отсутствуют, что затрудняет палеогеодинамические реконструкции.

За последние годы авторами выполнены геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону) Стойбинского и Диканского массивов указанного комплекса. Для биотитовых гранитов Стойбинского массива, расположенного в северной части Буреинского террейна, получена оценка возраста кристаллизации 219 ± 2 млн лет, а для гнейсовидных гранитов Диканского массива (южная часть Буреинского террейна) – 185 ± 1 млн лет. Кроме того, ранее нами были датированы (U-Pb метод по циркону) биотитовые граниты Талаканского массива, также расположенного в южной части рассматриваемого террейна. Возраст этих гранитов составляет 185 ± 1 млн лет [4].

Таким образом, возраст изученных гранитоидов тырмо-буреинского комплекса находится в интервале 219 ± 2 – 185 ± 1 млн лет, что в стратиграфической шкале отвечает позднему триасу – ранней юре. Другими словами, рассматриваемый магматический комплекс имеет не пермский (пермотриасовый), а позднетриасовый – раннеюрский возраст. Полученные для него оценки возраста достаточно близки к оценкам возраста щелочных и субщелочных гранитоидов харинского комплекса – 212 ± 5 и 201 ± 6 млн лет [5]. Кроме того, они полностью соответствуют возрастному интервалу проявления раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна – 221–183 млн лет, который можно выделить на основе данных, приведенных в работах [5–8].

Условия проявления магматизма этого этапа неоднократно обсуждались в литературе [6, 9–11 и др.]. Раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил весь ансамбль тектонических блоков, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. При этом практически одинаковый возрастной диапазон проявления раннемезозойского гранитоидного магматизма Центральной и Восточной Азии позволяет предполагать, что он был обусловлен каким-то общим геологическим событием. По мнению авторов, таким событием могла быть коллизия Северо-Азиатского кратона, Амурского супертеррейна и Сино-Корейского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00147, 07-05-00627, 08-05-00668), Президиума ДВО РАН (гранты № 06-I-ОНЗ-115, 06-III-A-08-340), Минпромнауки

(НШ-3533-2008-05) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

- [1] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [2] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.
- [3] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. – 135 с.
- [4] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26, № 5. – С. 55–66.
- [5] Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXIV / Ред. А.В. Махинин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- [6] Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. и др. Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // ДАН. – 2004. – Т. 399, № 2. – С. 227–231.
- [7] Fu-yuan Wu, B-M Jahn, S. Wilde, De-you Sun. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in Northeastern China // Tectonophysics. – 2000. – Т. 328. – P. 89–113.
- [8] Fu-yuan Wu, De-you Sun, Huimin Li, B-M Jahn, S. Wilde. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chemical Geology. – 2002. – V. 187. – P. 143–173.
- [9] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 2. – С. 164–178.
- [10] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
- [11] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 1. – С. 37–60.

АСИНХРОННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЗМА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОГО ПОЯСА АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

А.А. Сорокин*, А.П. Сорокин*, В.А. Пономарчук**, А.В. Травин**, О.В. Мельникова*

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

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

В пределах восточной окраины Азиатского континента широко распространены многочисленные поля мезозойских вулканических и plutонических пород. Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс (УОВПП) [1–4 и др.] прослеживается в виде обширных позднемезозойских вулканических полей и интрузивных тел более чем на 500 км вдоль северной окраины Амурского супертеррейна. В составе рассматриваемого пояса обычно выделяются две зоны – западная (Умлеканская) и восточная (Огоджинская) [5 и др.]. Закономерности проявления магматизма УОВПП неоднократно освещались в литературе [1–6 и др.], при этом вопросы расчленения и корреляции магматических комплексов в пределах указанных зон долгое время были слабо проработанными. В последние годы была получена серия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb определений возраста для многих магматических комплексов, включаемых в его состав. На основании этих и неопубликованных авторских данных последовательность их формирования в пределах *западного фланга* пояса представляется в следующем виде [7–8 и др.]: раннемеловой гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) комплекс – 140–134 млн лет; раннемеловой монцодиорит-гранодиоритовый (бурундинский) комплекс – 130–127 млн лет; раннемеловой андезитовый (талданский) комплекс – 127–124 млн лет; раннемеловой трахибазальт-риолитовый (галькинский) комплекс в ассоциации с субщелочными гранитоидами – 119–115 млн лет; ранне-поздне-меловой трахибазальт-трахиандезитовый комплекс – 105–95 млн лет. При этом предполагается [8], что два последних являются наложенными. В строении *восточного фланга* УОВПП выделены раннемеловые андезит-риолитовый (унериканский), андезитовый (бурундинский), диоритовый (карауракский) и ранне-позднемеловой диорит-гранодиоритовый (бургалийский) комплексы [9]. Разрозненные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr геохронологические данные ([9–10], неопубликованные данные авторов) для пород этих комплексов укладываются в интервал 102–110 млн лет.

В рамках данных исследований получены надежные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста для вулканических пород западной части Мамынского террейна, занимающих промежуточное положение между восточным и западным флангами пояса. Среди них выделяются плагиоклаз-клинопироксеновые, плагиоклаз-двупироксеновые базальтовые андезиты, плагиоклаз-двупироксеновые, плагиоклаз-амфиболовые андезиты и дациты. Распределение REE в указанных породах умеренно дифференцированное. От базальтовых андезитов и андезитов к дацитам незначительно увеличивается концентрация REE ([La/Yb]_n от 6.5–12.0 до 11–17), во всех спектрах отмечается слабо проявленная отрицательная европиевая аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.74\text{--}0.95$. В целом, отмечается умеренное обогащение пород K (13100–27300 ppm), Rb (26–90 ppm, в отдельных разностях до 150 ppm), Ba (320–812 ppm), Sr (359–581 ppm), Th (4.25–12.83 ppm), U (1.19–3.91 ppm), LREE, при относительном дефиците Ti (3350–5250 ppm), Nb (3.8–6.6 ppm), Ta (0.25–0.50 ppm), Hf (2.4–4.1 ppm). По своим геохимическим особенностям вулканыты достаточно близки породам, формирующимся в обстановке субдукции, хотя для них характерны достаточно высокие концентрации в породах Ni (до 88 ppm), Cr (до 296 ppm).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование выполнено по фрагментам основной массы двух образцов базальтовых андезитов и – одного андезита, отобранных на левобережье р. Зеи. Для базальтовых андезитов получены согласующиеся значения возраста по плато – 116.5±1.9 млн лет (обр. С-947) и 118.9±1.0 млн лет (обр. С-940) и в изохронном варианте 115.2±2.1 млн лет (обр. С-947) и 118.7±2.1 млн лет (обр. С-940). Для андезита (обр. С-943) получены существенно более молодые значения возраста по плато – 108.5±1.5 млн лет и в изохронном варианте – 105.2±1.5 млн лет. Эти значения отвечают двум ранее установленным этапам мезозойского магматизма восточной окраины Азиатского континента. Первый из них фиксируется датами в интервале 119–115 млн лет. К нему относится бимодальный магматизм 119–115 млн лет в пределах западного обрамления Амуро-Зейской депрессии [8], а также наложенный на разновозрастные структуры

северной окраины Амурского супертеррейна в ассоциации с субщелочными гранитоидами. Этот же интервал вулканизма проявлен в пределах так называемого Большехинганского ареала (116.4 ± 1.8 млн лет) [11], в выполнении рифтогенных впадин Забайкалья ($122\text{--}113.2$ млн лет) [12], впадины Сунляя (113.2 ± 0.4 млн лет) [13], Амуро-Зейской впадины ($118\text{--}117$ млн лет) [14].

Следующий этап вулканизма, установленный в пределах западной части Мамынского террейна, фиксируется по дате 108.5 ± 1.5 млн лет. Этот эпизод полностью соответствует возрасту формирования андезитов, относимых как к бурундинскому – $108\text{--}105$ млн лет ([10] и неопубликованные данные авторов), так и к унериканскому – 102.1 ± 1.4 млн лет (неопубликованные данные авторов) комплексам. Важно подчеркнуть, что близкие датировки получены для некоторых гранитоидных массивов северного фланга Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса (104.5 ± 0.9 млн лет) [9], одного из вулканических комплексов, наложенных на Среднеамурскую впадину (106.8 ± 1.3 млн лет) [10], базальт-андезит-дацитового комплекса Хингано-Олонойской зоны южного фланга Хингано-Охотского пояса ($111\text{--}105$ млн лет), для трахиандезитов западного обрамления Амуро-Зейской впадины (104.6 ± 0.6 млн лет) [14, 15].

Таким образом, полученные оценки возраста хорошо вписываются в общую хронологию проявления мезозойского магматизма восточной окраины Азии, но они же подчеркивают проблемы в корреляции эпизодов магматической активности в пределах УОВПП. Выше было отмечено, что возраст андезитов талданского комплекса западной части пояса соответствует интервалу $127\text{--}124$ млн лет, а андезитов бурундинского и унериканского комплексов восточной части пояса – $108\text{--}102$ млн лет. В пределах центрального по латерали звена УОВПП установлено два эпизода вулканической активности – $119\text{--}115$ млн лет и $108\text{--}105$ млн лет. Первый из них совпадает с возрастом формирования бимодальной ассоциации, наложенной на андезиты талданского комплекса, а второй – с возрастом андезитов бурундинского и унериканского комплексов.

Для объяснения такой ситуации надо либо привлекать специфические механизмы, обусловившие быстрое омоложение магматической деятельности с запада на восток в пределах одного пояса, либо признать, что единого в традиционном понимании УОВПП не существует. В качестве одного из вариантов можно допустить, что УОВПП представляет собой широтное (в современных координатах) «сечение» серии разновозрастных близмеридиональных вулканоплутонических поясов, обращенных в сторону Тихого океана. В таком случае магматические комплексы с возрастом $108\text{--}102$ млн лет (с учетом результатов данного исследования, а также [10]), наложенные на структуры Туранского (Буреинского) и, отчасти, Буреинского террейнов могут относиться к Хингано-Охотскому поясу. Располагающиеся у него в тылу магматические образования с возрастом $119\text{--}115$ млн лет также могут быть объединены в субмеридиональный пояс. Он включает вулканизм в выполнении впадин Амуро-Зейской и Сунляя, бимодальный вулканизм в ассоциации с субщелочными гранитоидами северного и западного обрамления этих депрессий и, в целом, отвечает по объему Нижне-Зейскому вулканическому ареалу по [3]. Более древние гранитоиды с возрастом $140\text{--}127$ млн лет и андезиты – $127\text{--}124$ млн лет проявлены на еще большей дистанции от тихоокеанской окраины и, по-видимому, могут быть объединены с аналогичными по возрасту гранитоидами и вулканитами, включаемыми в состав Большехинганского пояса, например, как предложено в [3]. В последнем случае, однако, у нас нет данных, подтверждающих наличие магматизма этого возрастного уровня в пределах центрального и южного флангов пояса [16]. Кроме того, в такой интерпретации неизбежно встает проблема прослеживания этих поясов в северном направлении в пределах восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 06-05-64860, 08-05-10044, 08-05-00643), Президиума ДВО РАН (06-I-ОНЗ-115) и Президиума СО РАН (6.1.)

[1] *Вулканические пояса востока Азии* / Ред. А.Д. Щеглов. – М.: Наука, 1984. – 503 с.

[2] *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.

[3] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий.* Масштаб 1:2500000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

[4] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1. – 572 с.

- [5] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.
- [6] Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 12. – С. 1655–1669.
- [7] Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- [8] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 38–54.
- [9] Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- [10] Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В. и др. ^{40}Ar - ^{39}Ar и K-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Матер. конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 410–413.
- [11] *W-M Fan, F. Guo, Y-J Wang, G. Lin.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China // *Journ. volcanol. geotherm. res.* – 2003. – V. 121. – P. 115–135.
- [12] Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С. и др. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 4. – С. 583–591.
- [13] *P-J Wang, W-Z Liu, S-X Wang, W-H Song.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics // *Int. J. Earth Sci.* – 2002. – V. 91. – P. 331–340.
- [14] Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Базальтовые андезиты аптского возраста Амурской Зейской депрессии: первые геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические данные // ДАН. – 2008. – Т. 421, № 4. – С. 525–529.
- [15] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 3. – С. 63–78.
- [16] *Zhao Guolong, Yang Guilin, Fu-jiayou, Yang Yuzuo.* The Mesozoic volcanic rocks in middle and southern parts of Daxing'Anling Range. – Beijing: Science and Technology Publishing House, 1989. – 230 p.

МИНЕРАЛИЗОВАННАЯ МИКРОБИОТА УЛУНТУЙСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ

*А.М. Станевич**, *Т.А. Корнилова**, *А.М. Мазукабзов**, *Е.Н. Максимова***

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

** Иркутск, Иркутский государственный педагогический университет, evgeniya_chatta@mail.ru

Улунтуйская свита, верхняя подсвита которой представлена преимущественно мелководными строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатами, в составе байкальской серии прослеживается более чем на 500 км вдоль озера Байкал. Несмотря на детальную изученность байкальской серии, в её строматолитовых и микрофитолитовых карбонатах не были известны находки микрофоссилий. Лишь недавно в окремненных микрофитолитах улунтуйской свиты в верховьях р. Молокон были обнаружены остатки простейших осцилляториевых [1]. Основной причиной малой сохранности окремненных микробитот является интенсивная дислоцированность, обусловившая перекристаллизацию карбонатных пород байкальской серии [2]. По изученному нами материалу выяснилась уникальная ситуация, когда несмотря на практически полную и неоднократную перекристаллизацию исходных микрофитолитовых карбонатов, в них сохранились первичные биогенные структуры. Результаты исследования рассматриваются в двух аспектах: последовательности минеральных новообразований и природы органических остатков.

Образцы, в шлифах которых обнаружены остатки микроорганизмов, отобраны из нижней пачки верхнеулунтуйской подсвиты разреза мыса Елохин. Макроскопически породы большей части пачки представлены темными известняками и известковыми доломитами, тонко-среднеплитчатыми, тонкослоистыми, без видимых органогенных текстур. Породы, содержащие микрофитолитовые постройки, приурочены к верхней части пачки. Они в значительной степени рассланцованы. Микрофитолиты представлены черными кремнями, а вмещающая порода – светлой, до белой, мелкозернистой кремнистой массой. В зонах интенсивного рассланцевания породы превращаются в черные тальк-кремнистые сланцы (талькиты).

Окремнение органогенного карбонатного осадка начинается почти сразу после отмирания порообразующих организмов цианобактериального сообщества [3, и др.]. Процесс происходит при увеличении концентрации кремнезема (осушение). В геологическом смысле силицификация содержимого биопленок строматолитов и микрофитолитов происходит мгновенно. Стоит учитывать, что при этом отмершие организмы уже успевают претерпеть постмортальные преобразования: дегидратацию, растворение и коллапсирование неустойчивых органоид, расслаивание оболочек и формирование новых структур [4].

Известно, что первоначальное окремнение обычно представлено опалом [5]. В шлифах улунтуйской свиты видно, что от первоначального карбонатного состава породы не осталось никаких реликтов. Темные, преимущественно кремнистого состава микрофитолиты растащены по сланцеватости, часто разбиты трещинами на фрагменты и окружены зональными и разнозернистыми агрегатами кварца. В той или иной степени деформированные микрофитолиты размером 1.5–5.0 мм имеют более сложный минеральный состав трёх типов. Первый представлен буровой массой, в которой сохранились реликты структурированной органической ткани и непосредственно организмов. В них вкраплены мелкие светлые участки, представленные опал-халцедоном. Исходя из того, что первоначальная сохранность органических форм обусловлена замещением опалом, можно предположить, что последующую сохранность обеспечило новообразованное в процессе замещения вещество, которое мы обозначаем как «битуминидный опал». Замещенные им микрофоссилии и органическая ткань и, в значительно большей мере, вмещающая их порода в диагенезе и при дислокационных процессах подверглись неоднократной перекристаллизации. Тип и интенсивность последней, видимо в большей степени, чем от других факторов, зависели от степени «битуминозности» замещаемого материала. Так, целые фрагменты разнообразных осцилляториевых сохранили тончайшие детали своего строения. Иногда видно, что их нити (сплетение нитей), оконтуривающие внутренний контур микрофитолитов, представляют собой границу между раскристаллизованным кварцевым агрега-

том, окружающим микрофитолит, и битумно-опал-халцедоновой массой микрофитолита. В других случаях зональная и вторичная опал-халцедоновая и, частично, кварцевая перекристаллизация микрофитолитов завершается формированием крупных кристаллов доломитов, имеющих, скорее всего, метасоматическую природу. Дислокационный метасоматоз, вероятно, обусловил как оталькование внутренних участков микрофитолитов, так и формирование тонких отторочек на их границе с вмещающим кварцевым агрегатом. В оталькованных участках отчетливо наблюдаются сохранившиеся реликты округлых форм, вероятно акритарх.

Ассоциация изученных микрофоссилий показывает, что большая их часть составляла при жизни породообразующие цианобактериальные маты [4]. В основном это разнообразные осцилляториевые (*Eomycetopsis* Schopf em. Knoll et. Gol., *Obruchevella* cf. *ditissima* Schip. et Yaksch., *Tortunema* Herm. и др.). Скопления мелких клеток, вероятнее всего, представляют собой плеурокапсовидные колонии эндоспор. Встречены многорядные нити, которые образуют слоистые колонии, где они переплетены и перепутаны. В нескольких случаях наблюдается ложное ветвление, которое характерно для современных сцитонемовых. Кроме цианобактериальных форм, наблюдались формы, которые пока возможно отнести только к акритархам. Так, среди прочих в ядерной части микрофитолита присутствует круглая форма, имеющая четкое зональное строение и, видимо, послужившая зародышем при формировании постройки. Её можно отнести к *Tchuja* Stan., которые включались в сообщество зеленых водорослей и вели планктонный образ жизни. В корреляционном аспекте представляют интерес достаточно крупные формы *Obruchevella* cf. *ditissima* Schip. et Yaksch., которые описаны западнее, из средней подсвиты олхинской свиты [6].

- [1] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 204 с.
- [2] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А. и др. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // ДАН. – 2001. – Т. 378, № 3. – С. 370–374.
- [3] Крылов И.Н., Тихомирова Н.С. К образованию кремнистых микрофоссилий // Палеонтологический журнал. – 1988. – № 3. – С. 3–9.
- [4] Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: ГИН РАН, 2003. – 54 с.
- [5] Ушатинская Г.Т. Процесс окремнения // Бактериальная палеонтология. – М.: ПИН РАН, 2002. – С. 66–67.
- [6] Городничев В.И., Дробкова Е.Л. Обручевеллы из отложений олхинской и чорской свит Иркутского амфитеатра // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и её обрамление. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. – С. 120–129.

НАХОДКИ МИКРОФОССИЛИЙ БАКТЕРИАЛЬНОЙ, ГРИБНОЙ И ВОДОРОСЛЕВОЙ ПРИРОДЫ В НИЖНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ ПРИСАЯНЬЯ

А.М. Станевич*, Т.А. Корнилова*, А.А. Постников**, А.А. Терлеев**

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

** Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, PostnikovAA@ipgg.nsc.ru

В Присяянской части Сибирского кратона, в структуре, определяемой как Урикско-Ийский грабен, вскрываются разрезы далдарминской (урикской) свиты (толщи). Хотя объём этих подразделений и внутренняя структура разрезов являются предметом дискуссий, несомненный интерес представляет седиментационная природа этого литокомплекса. Его контрастный состав включает терригенные породы темных тонов, от гравелитопесчаников до алевропелитовых сланцев, линзы и прослои темных алевритовых известняков, туфопесчаники, туфобрекчии и вулканические породы от основного до кислого состава. Подобная характеристика отвечает обстановкам островодужных бассейнов с вулканизмом контрастного состава и быстро меняющимися условиями. Чернсланцевые отложения с сульфидами, скорее всего, были образованы в прогнутых зонах палеобассейна с застойным режимом седиментации. Нижнепротерозойское положение толщи определяется интрузирующими её гранитами саянского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет [1].

Из далдарминской толщи по разрезу р. Оки нами было отобрано восемь проб темных алевропелитовых сланцев. А.И. Матвейчуком была предоставлена проба темного алевропелитового известняка. Все пробы прошли стандартное кислотное растворение для извлечения органогенной фракции. Предварительной обработкой фтористоводородной кислотой и последующей промывкой обеспечивалась дополнительная стерильность проб. Полученный мацерат изучался в препаратах под световыми микроскопами фирм ZEISS и OLYMPUS. Органогенный материал, извлеченный из проб, вследствие высокой степени метаморфических изменений, представлен темными углефицированными остатками, таксономическая принадлежность которых, в той или иной мере, является спорной. Помимо этого, изучение органических остатков из известняка производилось в семи петрографических шлифах, изготовленных из пробы. Это количество явилось достаточным для получения относительно полного представления о характере фоссилизации древних микроорганизмов и их взаимоотношении с вмещающим карбонатным матриксом.

В результате проведенного изучения разновидностей фоссилизированных древних микроорганизмов по своей, преимущественно контурной, морфологии получили следующую таксономическую привязку: *Bavlinella* (?) Scher., *Eosynechococcus* (?) sp., *E. cf. giganteus* Gol. et Bel., *Germinosphaera* (?) Mikh., *Leiosphaeridia cf. crassa* (Naum.) em. Jank., *L. cf. minutissima* (Naum.), em. Jank., *Majasphaeridium* (?) Herm., *Octoedrixium* (?) sp., *Polysphaeroides* (?) sp., *Protosphaeridium div. sp.*, *P. scabridum* Tim. et. Stan. Как в препаратах, так и в шлифе описаны многочисленные фрагменты углефицированных пленок и нитей размером до 900 мкм. Они, скорее всего, представляют собой остатки водорослевых слоевищ, вероятно ведущих бентосный образ жизни на мелководье и снесенных в относительно глубоководную обстановку, в которой формировались алевропелитовые и известковые отложения. Органическая составляющая слоевищ частично, видимо ещё на стадии сингенеза, замещалась водным раствором гидроокислов железа. В дальнейшем в процессе пороодообразования происходила раскристаллизация гидроокислов железа с образованием множественных зародышевых форм – кристаллитов. Органогенная ткань частично минерализована, т. е. псевдоморфно замещена гидроокислами железа, которые в виде кристаллитов, повторяющих контур слоевищ, можно наблюдать в шлифе. Располагаются они по плоскостям межзерновых пространств и имеют причудливую форму, которая обусловлена, вероятнее всего, диагенетическими процессами. Мелкие шаровидные формы (*Bavlinella* (?) Scher., *Protosphaeridium div. sp.* и др.) мы предварительно сопоставляем с бентосом сапрофитных бактерий, обычных для застойных зон бассейнов. Они черные, непрозрачные, с ровным или бугристым контуром. Подобные формы в массе известны из терригенных отложений застойных зон палеобассейнов разных периодов протерозоя Саяно-Байкальской складчатой об-

ласти [2].

Непрозрачные микрофоссилии, округлой или грушевидной формы с выростами, или несколько форм в сростаниях, разновидности которых можно отнести к *Germinosphaera* (?) Mikh., *Majasphaeridium* (?) Herm. или *Protosphaeridium scabridum* Tim. et. Stan., встречены в разных пробах. По своим морфотипам (сохранности объема и размерам) они могут быть сопоставлены с ассоциацией форм из фосфатонесных черных сланцев ждановской свиты печенгского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова [3]. Они сравнивались с репродуктивными и вегетативными органами низших грибов, обитавших в углеродистых осадках застойной зоны окраинного палеобассейна. Отложения ждановской свиты залегают на базальтах с возрастом 2.11 млрд лет и перекрываются лавами основного состава с возрастом 1.98 млрд лет.

Если говорить о возрастном распространении спорных таксонов далдарминской толщи, то *Bavlinella* Schep., *Germinosphaera* Mikh. и *Majasphaeridium* Herm. известны в позднерифейских и вендских отложениях многих разрезов, а *Germinosphaera tadasii* A. Weiss – из раннего рифея Учуро-Майского района [2, 4]. Формы, относимые к *Protosphaeridium* Tim., встречаются в пределах всего протерозоя. Данные наших предыдущих исследований по нижнепротерозойской удоканской серии (1.8–2.0 млн лет.) показывают, что там присутствуют остатки достаточно крупных трихом, отнесенных к *Oscillatoriales* Schopf и *Botuobia* Pjat. [5].

Таким образом, в окраинных бассейнах на уровне около двух миллиардов лет существовали как биоценозы бентосных сапрофитных бактерий, так и считающиеся эволюционно более продвинутыми водорослевые и грибные сообщества.

Работы выполняются в рамках программы Президиума РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы».

- [1] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 717–732.
- [2] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. – 204 с.
- [3] Ахмедов А.Б., Белова М.Ю., Крупеник В.А., Сидорова И.Н. Микрофоссилии грибной природы из черных сланцев палеопротерозоя Печенгского комплекса (Кольский полуостров) // ДАН. – 2000. – Т. 372, № 5. – С. 646–649.
- [4] Микрофоссилии докембрия СССР / Т.В. Янкаускас, Н.С. Михайлова, Т.Н. Герман и др. – Л.: Наука, 1989. – 190 с.
- [5] Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б. и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразие. К 70-летию А.Ю. Розанова. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 271–281.

ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТА ЧАДАЛСКОГО ГАББРОИДНОГО И ШИВЕЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ГРАНИТ-КВАРЦЕВОСИЕНИТОВОГО МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.М. Сугоракова

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Шивейский массив как щелочной моношпатовый гранит-кварцевосиенитовый был выделен авторами впервые [4]. Массив является составной частью крупного (более 30000 км²) Каахемского гранитоидного батолита [3]. Он расположен большей частью по левобережью р. М. Енисей (реки Шивей, Мос, Чинге) и представляет собой наиболее крупный участок развития щелочных пород в этом батолите (более 500 км²). Массив окружен преимущественно раннепалеозойскими гранитоидами (451 и 450 млн лет), имеет сложную форму в плане, содержит ксенолиты, провесы кровли. Северные краевые части массива характеризуются наличием зоны закалки в эндоконтактах с широким развитием порфиroidных фаций с постепенными переходами от мелкозернистых гранитов до гранофировых и фельзитовых разновидностей. Весь массив и вмещающие породы содержат дайки аплитов и пегматитов. На изучаемом участке развиты преимущественно щелочные кварцевые сиениты и щелочные граниты. Породы средне-крупнозернистые, часто порфиroidные. По содержанию SiO₂ породы равномерно укладываются в интервал 62–72 %, при сумме щелочей 9.1–12.9 % преимущественно с преобладанием калия над натрием. Щелочность пород повышается от гранитов к кварцевым сиенитам, при этом, чем меньше кремнезема, тем больше разброс значений в сумме щелочей. Содержание TiO₂ также увеличивается с понижением кремнезема и повышением P₂O₅. ΣРЗЭ = 142–420 г/т при более крутом наклоне легких элементов в спайдерграмме и почти горизонтальном – тяжелых лантаноидов. Состав РЗЭ близко совпадает с составом ОИВ, отличаясь присутствием европиевых аномалий, что свидетельствует о дифференциации расплавов или селективности процессов плавления.

Чадалский массив (4×3 км), контактирующий с крайней северной окраиной Шивейского массива по правобережью р. М. Енисей (р. Чадал), также выделен впервые. Ранее он изучался в составе Майского габброидного массива [2], отнесенного к раннепалеозойской высокотитанистой анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации. В его составе развиты оливковые габбро, габбронориты, амфиболовые габбро мелко-средне-крупнозернистые. Почти все разновидности пород, особенно оливковые габбро, содержат флогопит от 1 до 5 %, иногда до 8 %. По петрохимическому составу породы Чадалского массива характеризуются повышенными содержаниями TiO₂ (0.62–2.49), P₂O₅ (0.15–1.50 %), Na₂O+K₂O (1.24–6.60 %), ΣРЗЭ (25–75 г/т), Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta по сравнению с другими мафит-ультрамафитовыми массивами региона. Наблюдается резкая дискретность по содержанию MgO в оливковых габбро (24.57; 25.54; 28.40; 9.20 %) и габброноритах (3.50–6.80 %). По уровню накопления РЗЭ и форме спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, где (La/Yb)_н=2.96–3.47, массив близок к высокотитанистым анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации [5]. При сравнении хондрит-нормированных значений РЗЭ габброидов с таковыми щелочных гранитоидов и ОИВ на спайдерграмме выявляется, что при близких значениях тяжелых лантаноидов в ОИВ, гранитоидах и габброидах последние в основном резко обеднены легкими РЗЭ. При этом одна проба характеризуется, наоборот, резким, до 90 хондритовых единиц, обогащением легкими РЗЭ. Такое неравномерное накопление РЗЭ в массиве можно объяснить способностью легких лантаноидов входить в неструктурные примеси, сосредоточенные в межзерновых и внутризерновых микротрещинах, а также в различных микровключениях [1].

Главной особенностью взаимоотношений этих массивов является их тесное переплетение в пространстве развития габброидов, то есть взаимное проникновение друг в друга с образованием крупных и мелких брекчиеподобных и каплеобразных обособлений габброидов в сиенитах и гранитах и, наоборот, сиенитов в габброидах. Подобные соотношения обычно рассматриваются как механическое смешение, или минглинг, базитовых и салических расплавов при их одновременном внедрении. В данном случае минглинговые соотношения сложились в магматической камере. Масштабы проявления минглинга простираются по всему габброидному массиву.

По геологическим наблюдениям, зона смешения составляет площадь около 12 км².

Помимо минглинга в зоне смешения происходили и процессы миксинга с формированием гибридных сиенодиоритов (крупные – до 1.5 км² – тела).

Сиенодиориты – желтовато-розовато-серые крупно-гигантопорфиробластовые мелко-среднезернистые такситовые породы. В этих породах встречаются крупные, до 1.5–2.0 см, фенобласты пелитизированного калишпат-пертита, неравномерно разбросанные по мелко-среднезернистой, обогащенной темноцветными минералами диоритоподобной основной массе, сложенной плагиоклазом зональным с оторочкой калишпата, с антипертитовыми вростками и кварцем (около 10 %). Присутствуют пироксен, роговая обманка, биотит в разных сочетаниях, в различной степени измененные. Структура основной массы аллотропноморфнозернистая, частично катаклазированная, беспорядочная, с элементами коррозионной. По химическому и минеральному составу сиенодиориты близки и к субщелочным кварцевым диоритам, и к щелочным кварцевым сиенитам, имея низкий кремнезем первых и высокую щелочность вторых и отличаться от них резкой порфировидностью.

Ассоциация габброидов из возможных пикритоидных базитовых расплавов и щелочных гранитоидов с минглинговыми соотношениями в Каахемском позднеколлизийном батолите предполагает участие плюмовых компонентов в его формировании.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64235, 07-05-00601).

- [1] *Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. – 403 с.
- [2] *Монгуш А.А.* Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 26 с.
- [3] *Руднев С.Н. и др.* Каахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. – 2006. – № 2.
- [4] *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В.* Щелочной гранит-кварцевосиенитовый Шивейский массив (Восточная Тува) // Материалы Первой Международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли», 26–29 августа 2008 г. – Улан-Удэ, 2008.
- [5] *Изох А.Э., Богнибов В.И., Поляков Г.В., Мельгунов М.С.* Геохимические особенности и геодинамические условия образования высокотитанистых габброидов ЦАСП // ДАН. – 1998. – Т. 360, № 5. – С. 660–662.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ: ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

А.М. Сугоракова, А.А. Монгуш

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Гранитоидные массивы и ассоциирующие с ними кислые вулканогенные толщи Восточной Тувы, которые традиционно связывались с девонским этапом тектоно-магматической активизации, вызывают неопределенность в отношении возраста и, соответственно, геодинамической позиции среди большого разнообразия вулканоплутонических ассоциаций (ВПА) Центральной Азии. По мере накопления геологических, палеонтологических и геохронологических данных несостоятельность точки зрения о девонском возрасте многих из них становится все более очевидной [2].

Здесь мы приводим промежуточные результаты изучения одной из таких ВПА, которую для удобства изложения будем называть Бренской ВПА. Она расположена в Восточной Туве, в бассейне р. Бурен, в зоне сочленения структур Тувино-Монгольского массива и Ондумской подзоны Таннуола-Хамсаринской зоны. Плутоническую часть этой ассоциации составляет Бренский гранитоидный плутон (~1500 км²) одноименного комплекса, позднеордовикский возраст которого (450 млн лет) достоверно установлен лишь в последние годы [1, 4] (эти гранитоиды, на наш взгляд, неудачно выделяются рядом исследователей под названием сархойского комплекса). Вулканическая составляющая представлена «сайлыгской» толщей. Ранее она считалась нижнедевонской, но к настоящему времени стратиграфическими и фаунистическими данными доказан её донижнедевонский уровень [5]. Полевые наблюдения и петрографическое изучение показывают, что «сайлыгская» толща имеет существенно игнимбритовый состав. На современном эрозионном срезе она сохранилась в виде отдельных «пятен», приуроченных к положительным формам рельефа (вертикальное вскрытие до 700 м) и пространственно тяготеющих к западной и северной окраинным участкам Бренского плутона. Площадь наиболее крупных «пятен», представленных на Бельбейском и Балгазынском участках, составляет ~350 и ~100 км² соответственно.

Особенности геологического положения, петрографии и петрохимии рассматриваемых образований детально изучены на Бельбейском участке [6]. Один из главных выводов работы А.Е. Телешева: образование вулканитов «сайлыгской» толщи происходило существенно позже гранитоидов Бренского плутона. Главным аргументом оторванности вулканической деятельности по времени он считает наличие высокотитанистых базитовых даек в гранитоидах и отсутствие таковых в вулканитах. Однако в процессе тематических исследований, проводившихся А.М. Сугораковой в начале 1990-х гг. по линии работ ТувГРЭ, в вулканитах «сайлыгской» толщи были обнаружены дайки базитового состава. Хотя более детально эти дайки пока не изучены, есть основания предполагать, что это представители дайкового комплекса, секущего гранитоиды Бренского плутона. Не исключено, что эти базитовые дайки являются подводящими каналами базальтовых эффузивов, залегающих на фаунистически датированной нижнедевонской красноцветной толще; последняя, в свою очередь, залегают на коре выветривания гранитоидов Бренского плутона и вулканитов «сайлыгской» толщи, слагающих фундамент Бельбейской мульды [5].

На Балгазынском участке Б.Н. Лапиным откартированы высокотитанистые базиты жерловой фации, прорывающие как гранитоиды, так и «сайлыгские» вулканиты и содержащие в центральной части нека обильные обломки (до 90 %) вмещающих гранитоидов и вулканитов, а также эффузивные аналоги указанных базитов, залегающие на гранит-порфирах Бренского плутона и «сайлыгской» толще [3]. В 2008 г. нами были проведены дополнительные полевые исследования, которые подтвердили выводы Б.Н. Лапина. Кроме этого, на левобережье р. Соя, в ~5 км к востоку от с. Балгазын, мы установили постепенный переход в ряду: граниты – гранит-порфиры – риолит-порфиры с обломками гранитов – обломочные вулканиты (игнимбриты). Эта ассоциация прорвана единичными базитовыми дайками.

Петрохимический анализ гранитоидов Бренского плутона (87 ан.) и вулканитов «сайлыгской» толщи (26 ан.) на диаграммах Харкера показал их полную идентичность. Вариации SiO_2 в данной ВПА составляют 65–77 мас.%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 6–9 мас.%. По многим петрохимическим параметрам гранитоиды Бренского плутона аналогичны гранитоидам Дерзигского плутона (D_{1-2}) [7], однако последние отличаются в целом повышенной щелочностью. Базитовые субвулканические тела, секущие Бренскую ВПА, по петрохимическому составу близки к раннедевонским базитам Тувинского рифтогенного прогиба.

В заключение подчеркнем следующее: формирование «сайлыгской» толщи не могло быть оторванным по времени от становления Бренского плутона. Мы предполагаем, что масштабное гранитообразование, окончательно запечатавшее в ордовике аккреционно-коллизийную структуру Алтае-Саянской области, в областях распространения докембрийских метаморфизованных пород в ряде случаев сопровождалось не менее масштабной вулканической деятельностью с ингимбритовым типом извержения. Что касается девонского магмообразования, с которым ранее ошибочно связывалось формирование членов Бренской ВПА, то оно, как известно, имеет рифтогенную природу и широко проявлено в Тувинском прогибе и его ответвлениях (с Дерзигским плутоном). Очевидно, менее значительно оно было проявлено за пределами рифта. В частности, с этими процессами, по-видимому, было связано образование базитовых субвулканических тел, прорывающих Бренскую ВПА.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 06-05-64235, 07-05-00601) и интеграционного проекта СО РАН № 6.5.

- [1] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 491–511.
- [2] Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 7. – С. 917–923.
- [3] Латин Б.И. Девонские палеовулканы и возраст бренского интрузивного комплекса (Тува) // Геология и геофизика. – 1969. – № 10. – С. 29–38.
- [4] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бибилова Е.В. и др. U-Pb изотопный возраст гранитоидов Бренского массива (Восточная Тува) // Изв. ТПУ. – 2004. – Т. 307, № 6. – С. 35–40.
- [5] Сугоракова А.М. К вопросу о возрасте гранитоидного бренского комплекса (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 105–106.
- [6] Телешев А.Е. Взаимоотношения гранитоидов Бренского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 63–103.
- [7] Телешев А.Е., Поляков Г.В., Балькин П.А. Дерзигский плутон – типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитного комплекса Восточной Тувы // Геология и геофизика. – 1976. – С. 34–45.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЭКСПОНИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ФАСА МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ: ОЦЕНКА ПО ДАННЫМ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

В.П. Сухоруков, О.П. Полянский, А.В. Травин, Д.С. Юдин

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

Формирование метаморфического комплекса южного фаса Монгольского Алтая связывается с несколькими последовательными этапами [1]. Начальная стадия характеризуется метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа (384 ± 2 [2] – 385 ± 5 млн лет [3]), достигавшим степени амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. На втором этапе (365 ± 4 – 371 ± 2 млн лет [3], возраст оценен по синкинематическим породам габбро-плагиогранитного комплекса) характер метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, достигавший условий амфиболитовой фации. Завершаются метаморфические преобразования региональным метаморфизмом в температурных условиях фации зеленых сланцев.

Бодончинский блок расположен в западной части южного фаса Монгольского Алтая. Здесь в наименьшей степени проявлен метаморфизм ранней стадии, метаморфические породы характеризуются развитием минеральных ассоциаций второго (кианит-силлиманитового) этапа метаморфизма. Породы имеют субвертикальное залегание. При пересечении блока вкрест простирающихся метаморфических толщ (по р. Бодончин) наблюдается последовательная смена минеральных ассоциаций в породах. Северная часть разреза сложена зелеными сланцами с минеральной ассоциацией $\text{Vt} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Ep}$ в метапелитах и $\text{Hbl} + \text{Chl} + \text{Pl} + \text{Qtz}$ в метабазитах. При продвижении на юг в метапелитах появляется гранат. Метапелиты средней части разреза представлены ставролит-кианитовыми сланцами, наиболее полная минеральная ассоциация в них $\text{Grt} + \text{St} + \text{Ky} + \text{Fibr} + \text{Vt} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz}$. В амфиболитах присутствует гранат. В этой части разреза среди метаморфических пород присутствуют в большом количестве послойные и секущие гранитные жилы мощностью от 20–30 см до 2–3 метров. Они смяты и будинированы согласно с вмещающими сланцами. В южной части разреза (южнее устья р. Эргийн-Ус) преобладают гранат-биотитовые с силлиманитом сланцы ($\text{Grt} + \text{Vt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qtz}$) с прослоями амфиболитов. В породах присутствуют многочисленные следы мигматизации и плавления. Местами мигматиты секутся жилами пегматоидных мусковитовых гранитов ($\pm \text{Tur}, \text{Grt}, \text{Bel}$), эти жилы не деформированы и имеют резкие прямолинейные границы. Далее на юг толща мигматитов контактирует по разлому с зелеными сланцами, аналогичными наблюдаемым в северной части разреза. Нами с помощью программы THERMOCALC [4] и минералогических геотермометров и геобарометров получены оценки параметров метаморфизма пород кианит-ставролитовой зоны: температура достигала $620\text{--}650$ °С при давлении 6–7 кбар, что совпадает с данными [1]. Температуры, полученные для мигматитов, составляют не менее 720 °С при давлении 6.0–7.5 кбар.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнялось по методике, описанной в [5]. Было проведено датирование амфиболов и слюд из пород разных метаморфических зон $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. В пределах кианитовой зоны были отобраны биотит и мусковит из гранат-кианит-ставролитового сланца, амфибол из амфиболита, мусковит из деформированной гранитной жилы. Полученные значения равны соответственно: 251.8 ± 2.8 , 247.5 ± 5.7 , 275.1 ± 4.2 млн лет и 254.2 ± 2.6 млн лет. В зоне мигматитов были отобраны биотит из меланосомы в северной и южной частях толщи, роговая обманка из амфиболита и мусковит из пегматоидной жилы, секущей мигматиты. Полученные значения отвечают: 244.8 ± 2.5 , 243.9 ± 2.5 , 261.4 ± 2.9 и 247.8 ± 2.6 млн лет соответственно. Все отобранные образцы характеризуются гомогенной структурой, порода в целом и отдельные минералы не несут следов поздних деформаций, разные генерации минералов структурно не выделяются.

Таким образом, на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород Бодончинского комплекса по набору минералов (биотит, мусковит, амфибол) фиксируются поздние этапы эволюции комплекса. Разрыв во времени между внедрением синкинематических магматических комплексов и закрытием K/Ar изотопной системы в биотите составляет 110–130 млн лет. Дли-

тельность подъема исследованных пород с глубины, отвечающей температуре закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы роговой обманки ($\sim 550\text{ }^\circ\text{C}$) [6], до соответствующего уровня для биотита ($\sim 300\text{ }^\circ\text{C}$) [6] для мигматитов составила 14–18 млн лет, а для ставролит-кианитовых сланцев – 21–28 млн лет. Эти оценки означают, что для разных зон Бодончинского метаморфического комплекса скорости остывания различались примерно в 1.5 раза: в зоне мигматитов они соответствуют 16–21 $^\circ\text{C}/\text{млн лет}$, а в зоне ставролит-кианитовых сланцев – 10–14 $^\circ\text{C}/\text{млн лет}$. Причиной различия в скоростях охлаждения может быть разная скорость эксгумации литопластин либо разная удаленность от теплового источника.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00208, 08-05-00733), Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702, Целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.».

- [1] Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
- [2] Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // ДАН. – 2002. – Т. 386, № 1. – С. 82–87.
- [3] Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. – 1992. – № 2. – С. 104–112.
- [4] Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$ // J. Metamorphic geol. – 1990. – V. 8, № 1. – P. 89–124.
- [5] Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 109–125.
- [6] Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // Treatise on Geochemistry. – Oxford, UK: Elsevier, 2004. – P. 263–292.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ХАНУЛИНСКОГО МАССИВА РАССЛОЕННОГО ГАББРО БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

*Л.Б. Терентьева**, *И.В. Анисимова **, *В.П. Ковач **, *И.К. Козаков **, *В.В. Ярмолюк ***,
*Е.Б. Сальникова **, *С.З. Яковлева **, *А.М. Федосеенко **, *Ю.В. Плоткина**

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

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

Ассоциация магматических пород Баянхонгорской зоны офиолитового меланжа отвечает классической офиолитовой последовательности и является одной из крупнейших офиолитовых зон в Центральной Азии. В последние годы установлено, что среди магматических образований Баянхонгорской офиолитовой зоны (БХЗ) представлены базальты, типичные для океанических плато или E-MORB [1, 2]. Sm-Nd изохронный возраст габбро офиолитового комплекса (569±21 млн лет [3]) являлся основанием для выделения «главной коллизийной сутуры Центрально-Азиатского складчатого пояса» вендского возраста [4]. Однако новые результаты U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP-II) цирконов габбро-анортозитов расслоенного комплекса Баянхонгорской зоны существенно расходятся с оценкой, полученной Sm-Nd изохронным методом. Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 665±15 млн лет [2].

Кроме того, в БХЗ установлена ассоциация пород, характерная для комплексов островных дуг (потоки базальтов, базальтовых андезитов, в меньшей степени андезитов и дацитов, а также агломераты, гиалокластиты и редко туфы этих пород) [1, 4]. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов из даек дацитов, секущих образования островодужного комплекса северо-западной части БХЗ, составляет 474±8 млн лет [4] и позволяет оценить только верхнюю возрастную границу его становления.

В юго-восточной части БХЗ толщи офиолитового комплекса приведены в тектонический контакт с кристаллическими породами Тацаингольского блока. Слагающие офиолитовый комплекс толщи прорваны породами Ханулинского массива расслоенного габбро. С севера и северо-востока массив прорван гранитами позднего палеозоя. С запада и юга он обрамлен толщами вулканитов с горизонтами мраморов. При этом в зоне эндоконтакта интенсивно проявлен кливаж. Во вмещающих породах главные картируемые плоскостные структуры имеют северо-западное простирание, однако зеркало складчатости, фиксируемое по выходам пластов мраморов, ориентировано на северо-восток. Таким образом, можно полагать, что изначально массив имел дискордантное положение, но более поздние совместные деформации, наложенные как на породы офиолитового комплекса, так и на габброиды, сформировали структуру облекания, и массив в целом имеет облик огромной будины. Ориентировка структур, наложенных на массив и раму, аналогична определяющей северо-западную структуру тацаингольского комплекса, становление которой сопряжено с метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Возраст массива расслоенного габбро определен нами U-Pb методом по циркону из плагиогранитов. Циркон представлен идиоморфными бесцветными прозрачными кристаллами длиннопризматического габитуса и их обломками, а также субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными трещиноватыми кристаллами рыжего цвета призматического и длиннопризматического габитуса, которые огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {211}. В режиме катодолюминесценции наблюдается зональное внутреннее строение. Размер зерен изменяется от 50 до 100 мкм; $K_{удл}=2.5-4.0$. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы наиболее «чистые» единичные зерна бесцветного циркона размерностью 50–85 и >85 мкм, преимущественно длиннопризматического габитуса. Точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 577±2 млн лет (СКВО=0.49, вероятность=0.48), который можно рассматривать как возраст кристаллизации плагиогранитов.

Габброиды Ханулинского массива характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (<0.70

мас.%), слабо фракционированным распределением редких элементов ($\text{Th}_N/\text{Yb}_N=0.5-3.1$) с отрицательными аномалиями Nb и Ta ($\text{Th}_N/\text{Ta}_N=0.5-6.9$, $\text{La}_N/\text{Nb}_N > 1.6$), слабо фракционированным распределением редкоземельных элементов (РЗЭ) с обеднением или обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.5-6.6$) и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=0.4-1.2$). Подобные геохимические особенности и отношение $\text{La}_N/\text{Nb}_N > 1$ типичны для базитов субдукционных обстановок. Положение составов габбро Ханулинского массива на различных дискриминационных диаграммах также позволяет рассматривать их в качестве пород, сформировавшихся в субдукционной обстановке.

Габбро Ханулинского массива имеют высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (от +7.9 до +8.1), свидетельствующие о преимущественно деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов. Несколько пониженные относительно деплетированной мантии типа N-MORB ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.58)=+8.8$) величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в исследованных породах могут быть связаны с участием в их петрогенезисе долгоживущего корового материала, поступавшего в виде осадков в зону субдукции.

По своим геохимическим и Nd изотопным характеристикам габброиды Ханулинского расчлененного массива отличаются от вмещающих их базальтов и габброидов офиолитового комплекса БХЗ. В частности, для них типичны более высокие содержания TiO_2 (до 1.8 мас.%). Кроме того, они обладают нефракционированным распределением редких элементов ($\text{Th}_N/\text{Yb}_N=0.3-0.6$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.4-1.4$) с положительными аномалиями Nb и Ta ($\text{Th}_N/\text{Ta}_N=0.2-0.5$, $\text{La}_N/\text{Nb}_N < 1.1$) и узким диапазоном величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})=+7.8...+8.6$, близким к составу DMM соответствующего возраста ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.67)=+8.6$). На дискриминационных диаграммах базиты, вмещающие Ханулинский массив, соответствуют базальтам N-MORB типа, отличаясь от последних положительными величинами $\Delta\text{Nb} > +0.03$. Следовательно, по геохимическим и изотопным характеристикам они соответствуют комплексам пород, сформированных в условиях срединно-океанических хребтов при плавлении деплетированного мантийного источника, в то время как габбро Ханулинского массива образовались в субдукционной обстановке. Ранее было установлено, что в строении центральной части БХЗ преобладают базиты с геохимическими характеристиками базальтов океанических плато или E-MORB [2, 5].

Таким образом, в геологическом строении БХЗ принимают участие различные по геодинамическому положению комплексы пород, представленные образованиями океанического плато, срединно-океанического хребта и островодужного комплекса. Породы офиолитового и островодужного комплексов были приведены в контакт с образованиями Тацаингольского блока на рубеже венда – кембрия [6]. Можно полагать, что по сдвиговой зоне, разделяющей БХЗ и Тацаингольский блок, выведены фрагменты метаморфической зональности андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проекты № 07-05-00849, 07-05-92001).

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртогов О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. – 2005. – № 4. – С. 55–76.
- [2] Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // ДАН. – 2005. – Т. 404, № 2. – С. 232–234.
- [3] *Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Pukhtel' I.S.* Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // Geophysical Research Letter. – 1991. – V. 18. – P. 1301–1304.
- [4] *Buchan C., Pfander J., Kroner A. et al.* Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian orogenic belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor ophiolite zone // Chemical Geology. – 2002. – V. 192. – P. 23–45.
- [5] Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН. – 2008 (в печати).
- [6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеев А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2008. – Т. 116, № 4 (в печати).

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ЦИРКОНАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД: ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*Е.В. Толмачева**, *С.Д. Великославинский***, *С.А. Сергеев**

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

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, elena_tolmacheva@vsegei.ru

Цирконы из высокометаморфизованных пород практически всегда имеют сложное строение, отражающее их формирование в результате нескольких петрогенетических процессов, и обычно содержат достаточно много как первичных, так и вторичных включений. В принципе, геохронологические исследования, проводимые, в том числе с помощью технологии SHRIMP, дают уникальную возможность датирования всех стадий формирования того или иного минерала-геохронометра, но для корректной интерпретации полученных данных необходима информация об их происхождении. Как правило, в ходе датирования полигенных и полихронных высокометаморфизованных пород мы получаем широкий диапазон возрастных значений, интерпретация которых вызывает значительные трудности. При интерпретации, так же, как и при выборе точек для измерения изотопных соотношений, традиционно используются катодолуминесцентные изображения, а также минералогические (форма, количество зон, окраска) и геохимические признаки (содержания REE, U, Th, и Pb). Но как показывает опыт оптического изучения цирконов при больших увеличениях, катодолуминесцентные изображения далеко не всегда совпадают с внутренним строением цирконов по оптическим данным. На катодолуминесцентных изображениях: а) не всегда проявлена зональность в цирконах, наблюдаемая оптическими методами, что может приводить к вовлечению в объем датированного материала вещества разновозрастных зон; б) не виден характер границ между ядрами и оболочками, что очень важно для определения природы зональности и возможных перерывов; в) не всегда выявляются флюидные и расплавные включения и зоны перекристаллизации циркона вокруг; г) не всегда можно определить, вскрыто ли ядро.

Определить происхождение неоднородности цирконов и, соответственно, дать наиболее адекватную интерпретацию результатов геохронологических исследований возможно путем изучения включений минералообразующих сред. Первичные включения в цирконах протолита в зависимости от его генезиса могут быть расплавными, частично или полностью раскристаллизованными или флюидными. Они могут быть одинаковыми или разными во всех цирконах. Исходя из этого можно надежно определить первичную природу протолита метаморфической породы: вулканогенную, интрузивную или осадочную. Оболочки циркона могут содержать разнообразные первичные метаморфогенные флюидные включения и полностью раскристаллизованные включения анатектических расплавов. Цирконы из полиметаморфических пород имеют несколько оболочек, соответствующих разным этапам метаморфизма. Флюидные метаморфогенные включения в цирконах, образовавшихся в течение разных этапов метаморфизма, как правило, несколько различны по составу газов или жидкостей, концентрациям и составу солей или по количеству и степени сохранности, что и позволяет реконструировать полиметаморфическую историю породы. При этом важно отметить, что формирование включений часто сопровождается локальной перекристаллизацией циркона, что может исказить геохронологические данные.

Исследование включений в цирконах проводится оптическими методами при увеличениях до 1000 раз в проходящем и отраженном свете. И, конечно, чем больше выборка цирконов в пробе, тем надежнее результаты определения происхождения неоднородностей циркона. Это связано с тем, что не все процессы, ведущие к формированию данной породы, могут быть «представлены» в одном зерне циркона.

В результате детального изучения включений в цирконах можно определить происхождение протолита метаморфической породы и количество этапов наложенного высокотемпературного метаморфизма. Только после этого появляется возможность рационального выбора участ-

ков зерна циркона для локальных геохронологических исследований. Но, к сожалению, обычно такие исследования не проводятся. Именно поэтому для неоднократно метаморфизованных пород часто получают широкий спектр трудноинтерпретируемых оценок возраста.

Таким образом, комплексное изучение включений в цирконах из высокометаморфизованных пород и детальное исследование их внутреннего строения оптическими методами позволяют определить происхождение неоднородностей датируемых цирконов и выбрать для интерпретации только надежные изотопные данные. При этом целесообразно проведение параллельных термобарогеохимических исследований цирконов и породообразующих минералов высокометаморфизованных пород, что позволяет построить надежные P-T-тренды их эволюции.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

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

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, travin@igm.nsc.ru

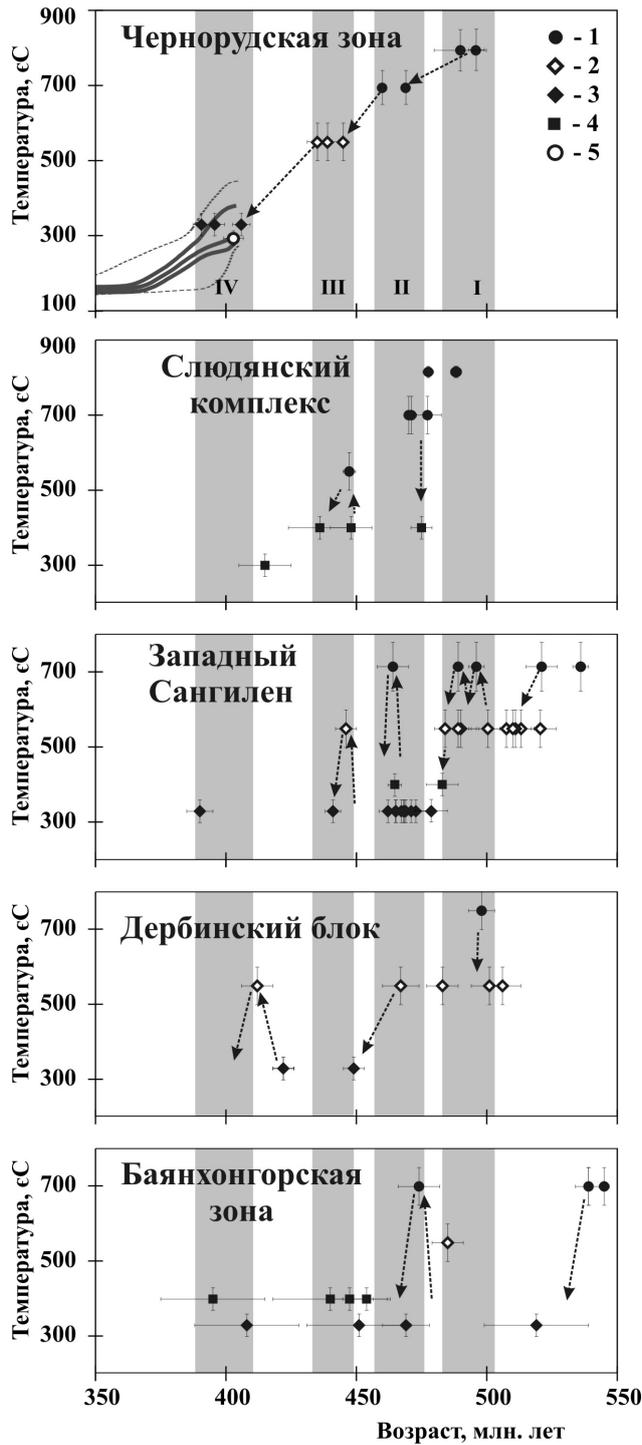
**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

Построение геодинамических моделей формирования аккреционно-коллизийных орогенов, их классификация и диагностические признаки, а также взаимосвязь метаморфизма, магматизма и структурных деформаций в ходе орогенеза являются фундаментальными проблемами в науках о Земле. Ключевое звено в их решении – оценка длительности орогенеза в целом и его отдельных этапов, скорости горообразования и развала (коллапса) горноскладчатых сооружений. Эти характеристики удаётся получить, используя мультисистемное изотопное датирование минералов при реконструкции термической истории горных пород. Настоящая работа посвящена сопоставлению истории активных термических событий для ряда раннекаледонских горноскладчатых сооружений Центральной Азии.

В пределах *Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье)* на основе структурно-петрологических, изотопно-геохронологических исследований магматических, метаморфических, метасоматических пород реконструирована история их многостадийной эксгумации к верхним уровням земной коры [1–3], выделено четыре дискретных этапа (рисунок), отвечающих метаморфизму гранулитовой фации (500–490 млн лет), метаморфизму амфиболитовой фации (470–460 млн лет), метаморфизму уровня не менее эпидот-амфиболитовой фации (440–430 млн лет) и постметаморфическим событиям (410–400 млн лет). Первые два этапа, по всей видимости, отвечают сгущиванию задугового бассейна, произошедшему в результате коллизии Сибирского континента с Еравнинской островной дугой либо с Баргузинским микроконтинентом, завершившемуся масштабным синметаморфическим гранитообразованием. В ходе третьего и четвертого этапов происходило последовательное тектоническое экспонирование гранулитов Чернорудской литопластины в результате интенсивных сдвигов вдоль крупных зон деформаций (Приморский разлом, коллизийный шов, комплекс Орсо).

Слюдянский кристаллический комплекс (Южное Прибайкалье) характеризуется термической историей [4–6], отличающейся от таковой Чернорудской зоны Приольхонья быстрой эксгумацией его пород на малые глубины и проявлением в последующем наложенных термических импульсов, синхронных с внедрением многочисленных жильных тел и небольших гранитных массивов (рисунок).

Для *Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува)*, судя по обобщающим работам [7, 8], проведен наиболее полный объем петрологических, структурно-кинематических и геохронологических исследований, позволяющих реконструировать Р-Т-d-t (давление-температура-деформация-время) тренды как отдельных литонов, так и разделяющих их сдвиговых зон (рисунок). На основе анализа полученных данных можно констатировать, что а) все четыре дискретных этапа, выделенные для ранних каледонид Чернорудской зоны, соответствуют датировкам для ранних каледонид Западного Сангилен (рисунок), что позволяет говорить о субсинхронности событий, происходивших в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы; б) рассматриваемые литоны характеризуются термическими историями различного типа: если для Чернорудской зоны наблюдается последовательное охлаждение, связанное с эксгумацией ее к поверхности, то для Западного Сангилен после регионального метаморфизма М1 наблюдается относительно быстрая эксгумация с глубины 25 км до глубины не более 10 км в течение 30 млн лет. Это соответствует скорости 0.53 мм/год и свидетельствует в пользу тектонического механизма эксгумации. При этом породы Западного Сангилен испытали несколько наложенных импульсов высокотемпературного прогрева, синхронного с внедрением и формированием многочисленных массивов базитового и гранитного составов; в) при изучении пород Чернорудской зоны не удалось обнаружить изотопных меток доколлизийных событий, что может быть связано с высокой интенсивностью тектонометаморфической переработки, тогда как для Западного Сангилен фиксируется тектонический этап с возрастом 570–535 млн лет, который предше-



Сопоставление истории активных термических событий для каледонских горноскладчатых сооружений Центральной Азии.

1 – U/Pb датировки по цирконам; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по амфиболам; 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K/Ar – для Баянхонгорской зоны) датировки по биотитам; 4 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K/Ar – для Баянхонгорской зоны) датировки по мусковиту, флогопиту.

Серым фоном показаны этапы термически активных событий, выделенные для пород Чернорудской гранулитовой зоны.

ствовал кульминации коллизионных событий и отвечал субдукционно-аккреционной обстановке [7].

Дербинский террейн (Восточный Саян). Раннекаледонский этап аккреционно-коллизионных событий фиксируется также и в Дербинском террейне (рисунок), в составе которого участвуют метатерригенные, метакarbonатно-терригенные и метакarbonатные отложения [9, 10]. Наиболее ранний метаморфизм и внедрение синскладчатых даек кварцевых диоритов в северо-западной части Дербинского террейна произошло 498 ± 5 млн лет назад, что совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне (рисунок). Близкий возраст получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам из плагиогнейсов. Более поздние события с возрастом 483 млн лет, 467 млн лет, 422 млн лет, 412 ± 5 млн лет фиксируются $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам и биотитам из плагиогнейсов и гранитоидов на северо-западе и юго-востоке Дербинского террейна (рисунок). Таким образом, изотопные датировки пород Дербинского террейна соответствуют всем четырем дискретным этапам, выделенным для Приольхонья.

Баянхонгорская офиолитовая зона

располагается в пределах Центральной Монголии и граничит с юга с Байдаригским континентальным блоком, а с севера – с зоной Дзаг, состоящей из метатурбидитовых хлорит-сланцев [11–14]. Для Баянхонгорской зоны опубликованы U/Pb датировки по циркону из интрузирующих ее гранитов и риолитовых даек [11], а также K/Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по метаморфическим слюдам из разломных зон [12–14], позволяющие оценить время обдукции Баянхонгорских офиолитов и последующих деформаций. При сопоставлении активных термических событий, фиксируемых изотопными датировками Баянхонгорской зоны с датировками по минералам метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны в координатах «возраст – температура закрытия изотопной системы» (рисунок), можно заметить, что, являясь в основном низкотемпературными, они коррелируются со всеми этапами, выделенными для Западного Прибайкалья, а для доколлизиионной стадии сопоставимы с Юго-Восточной Тувой.

Таким образом, для пяти удаленных друг от друга раннекаледонских аккреционно-коллизийных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризующихся различным уровнем глубинности, зафиксированы одни и те же этапы активных термических событий, укладываемые в возрастной диапазон не менее 100 млн лет. В непосредственном обрамлении Сибирской платформы в ранних каледонидах отчетливо выделяются четыре дискретных этапа с возрастом 500–490, 470–460, 440–430, 410–400 млн лет. Наблюдаемая синхронизация метаморфических, магматических и тектонических событий является серьезным ограничением для геодинамических моделей эволюции Палеоазиатского океана. Представляется наиболее убедительным предположение о том, что рассматриваемые аккреционно-коллизийные структуры являлись частью единого протяженного орогенного пояса раннекаледонского возраста, сформировавшегося на месте окраинноморско-островодужной системы, окаймлявшей Сибирский кратон в венде – раннем палеозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-65052, 07-05-00980, 08-05-00204, 08-05-00733), Сибирского отделения РАН (Интеграционный проект ОНЗ-7.10.2), Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702, Целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.».

- [1] Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др. U/Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008 (в печати).
- [2] 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. – Т. 420, № 4. – С. 512–515.
- [3] Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2008 (в печати).
- [4] Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лицарев М.А. Возраст Слюдянских флогопитовых месторождений (данные метода $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 5. – С. 92–98.
- [5] Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyansky complex, Eastern Siberia // Gondwana Res. – 1998. – V. 1, № 2. – P. 195–295.
- [6] Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 2000. – Т. 8, № 1. – С. 74–86.
- [7] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибишев А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.
- [8] Травин А.В., Каргополов С.А., Лепезин Г.Г. и др. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, ИГЕМ РАН, 6–8 июня 2006 г. – М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. – С. 350–355.
- [9] Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // ДАН. – 2005. – Т. 404, № 2. – С. 241–246.
- [10] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 80–92.
- [11] Buchan C., Pfander J., Kroner A. et al. Timing of accretion and collision deformation in the Central Asian orogenic belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor ophiolite zone // Chemical Geology. – 2002. – V. 192. – P. 23–45.
- [12] Kurimoto C., Tungalag F., Bayarmandak L., Ichinnorov N. K-Ar ages of white micas from pelitic schists of the Bayankhongor area, West Mongolia // Bull. Geol. Surv. Jpn. – 1998. – V. 49, № 1. – P. 19–23.
- [13] Delor C., Deroin J.-P., Maluski H., Tomurtogoo O. Petrostructural constraints and Ar-Ar dating of the Bayankhongor ophiolites // IGCP 420 Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Second Workshop: Abstracts and Excursion Guidebook / Eds. G. Badarch, B.-M. Jahn. – Ulaanbaatar, Mongolia / Geosciences Rennes. Hors serie N. 2. Rennes.
- [14] Hock V., Frank W., Hejl E., Furtmueller G. Petrology and cooling history of the Mt. Ushgoeg Range (Central Mongolia) // IGCP 420 Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Second Workshop: abstracts and excursion guidebook / Eds. G. Badarch, B.-M. Jahn. – Ulaanbaatar, Mongolia / Geosciences Rennes. Hors serie N. 2. Rennes.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО И КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВОВ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

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

*Москва, Геологический институт РАН

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

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

На территории Центрального Казахстана позднеордовикско-раннесилурийские гранитоидные комплексы наиболее широко распространены в пределах сиалических массивов с докембрийской континентальной корой. Формирование этих комплексов связано с завершающим этапом эволюции Степняк-Северо-Тяньшаньской энсиалической островодужной системы, в тыловой области которой располагались докембрийские массивы [1].

Одними из наиболее крупных докембрийских сиалических массивов Центрального Казахстана являются Актау-Джунгарский и Кокчетавский. В пределах Актау-Джунгарского массива магматические образования раннего палеозоя представлены позднеордовикско-раннесилурийскими интрузиями гранитоидов акжальского комплекса [2]. В этот комплекс объединены породы двух интрузивных фаз. Породы ранней фазы распространены главным образом в пределах Беркутинского массива и представлены амфиболсодержащими диоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами. К породам более поздней интрузивной фазы относятся биотит-роговообманковые плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты и биотитовые граниты, слагающие Акжальский массив. Все разновидности пород акжальского комплекса принадлежат известково-щелочной серии. Петрографическое разнообразие пород каждой из фаз обусловлено процессами фракционной кристаллизации, происходившей на фоне постепенного понижения температуры и повышения активности воды. При этом различия пород ранней и поздней фаз, скорее всего, связаны с процессами контаминации.

В пределах Кокчетавского массива к раннему палеозою относятся позднеордовикские гранитоиды зерендинского комплекса, представленные габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами ранних интрузивных фаз и гранодиоритами, граносиенитами, адамеллитами и гранитами поздних интрузивных фаз. В отличие от акжальского комплекса, породы которого относятся к натровой известково-щелочной серии, породы зерендинского комплекса принадлежат субщелочной и субщелочной калиевой сериям, что определяется преобладанием среди пород поздних фаз гранитоидов калиевой специализации с крупнопорфировыми выделениями К-Na полевого шпата.

Особенности состава пород акжальского и зерендинского комплексов позволяют предполагать, что родоначальными для них послужили расплавы неэвтектического состава повышенной известковистости, что выразилось в четкой стадийности их кристаллизации – от кварц-андезиновой матрицы к инконгруэнтному образованию крупных фенокристов К-Na полевого шпата. Однако, несмотря на общую для пород обоих комплексов четко проявленную стадийность кристаллизации, для них устанавливаются существенные различия в условиях кристаллизации – температуре, давлении воды и составе флюидной фазы.

Участие в образовании пород зерендинского комплекса относительно сухих и высокотемпературных расплавов обеспечило кристаллизацию высокоосновного плагиоклаза, незначительное развитие процессов инконгруэнтного образования К-Na полевого шпата и участие в них достаточно кислого плагиоклаза, а также постоянное присутствие авгита среди темноцветных минералов. Отсутствие деанортитизации основного плагиоклаза связано, помимо относительной сухости расплава, и с высоким содержанием в нем углекислоты, которая его защелачивает и тем самым способствует максимально долгому сохранению Са в расплаве [3].

В образовании пород акжальского комплекса принимали участие более водонасыщенные и относительно низкотемпературные расплавы. Это привело к интенсивной деанортитизации раннего основного плагиоклаза до уровня олигоклаз-альбита и установлению равновесия между ним и существенно калиевым полевым шпатом без явных признаков инконгруэнтного обра-

зования последнего. При этом относительно высокая активность воды уже на начальных стадиях кристаллизации способствовала образованию эденитовой роговой обманки.

На более высокотемпературные условия формирования гранитоидов зерендинского комплекса указывают и постмагматические минеральные парагенезисы пропилитов, в отличие от акжальского комплекса, где преобладают серицитолиты. Интенсивное развитие постмагматического кальцита в породах зерендинского комплекса указывает на значительные содержания углекислоты в расплавах, в отличие от акжальского комплекса, где постмагматический кальцит фиксируется только в гранитоидах поздней фазы.

Таким образом, есть все основания полагать, что формирование гранитоидов зерендинского комплекса происходило в результате кристаллизации высокотемпературных расплавов при участии существенно углекислотной флюидной фазы. В образовании гранитоидов акжальского комплекса принимали участие более низкотемпературные расплавы при участии существенно водно-углекислотной флюидной фазы.

Гранитоиды акжальского и зерендинского комплексов в целом обладают схожими геохимическими характеристиками. По составу и распределению малых элементов они близки к гранитам I-типа и отвечают гранитоидам надсубдукционных обстановок [5]. Для них характерны четко проявленный дефицит тяжелых редкоземельных элементов ($(La/Yb)_{\text{среднее}}=14.5$) и отсутствие Eu минимума ($(Eu/Eu^*)_{\text{среднее}}=0.98$). Различия в геохимической специфике изученных комплексов заключаются в несколько более высоких содержаниях крупноионных элементов (Rb, Cs, Ba, Th, U) в гранитоидах зерендинского комплекса. При этом увеличение концентраций этих элементов коррелируется с возрастанием содержания K.

Отсутствие Eu минимума в гранитоидах рассматриваемых комплексов свидетельствует о незначительной роли кристаллизационной дифференциации в их формировании. Изменения отношений концентраций некогерентных элементов Y/Nb, Zr/Nb, Zr/Ce в широких интервалах, рост Rb/Sr отношения по мере увеличения кремнекислотности пород, а также значительные отклонения от корреляционных линейных трендов на бинарных диаграммах указывают на значительную роль в формировании различий между породами ранней и поздней интрузивной фазы обоих комплексов явлений коровой контаминации, а не кристаллизационной дифференциации.

Характер распределения элементов примесей в гранитоидах данных комплексов указывает на участие в образовании расплавов нескольких источников – мантийного вещества и пород континентальной коры.

В гранитоидах ранних интрузивных фаз акжальского и зерендинского комплексов значения $\epsilon_{Nd}(T)$ изменяются от +1.4 (зерендинский комплекс) до -0.27 (акжальский комплекс), а оценки Nd модельного возраста ($T_{Nd}(DM)$) находятся интервале 1.0–1.1 млрд лет. Для гранитов поздних интрузивных фаз зерендинского комплекса величина $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет -2.63, а для акжальского комплекса -2.37 ($T_{Nd}(DM)=1.5$ и 1.2 млрд лет, соответственно). Такие вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$ в породах разных фаз могут быть обусловлены взаимодействием исходных для магматических пород рассматриваемых комплексов ювенильных расплавов с породами континентальной коры протерозойского возраста.

Обращает на себя внимание то, что оценки Nd модельного возраста, полученные для гранитоидов ранних фаз рассматриваемых комплексов, в первом приближении совпадают с возрастом завершения формирования докембрийской континентальной коры на Кокчетавском массиве, которое фиксируется внедрением гранодиоритов с возрастом 1128 млн лет [4].

Различия между зерендинским и акжальским комплексами могут отражать разные глубины магмогенерации, различие в составе мантийного источника, участвовавшего в этом процессе, и различия в составах корового вещества, а также разные механизмы мантийно-корового взаимодействия.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №10 ОНЗ РАН и РФФИ (проект 06-05-65311).

[1] Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойда Центрального Казахстана // Геотектоника. – 2003. – № 4. – С. 14–34.

[2] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М. Раннепалеозойские гранитоиды Актау-Джунгарского микроконтинента (Центральный Казахстан) // ДАН. – 2006. – Т. 411. – С. 80–84.

- [3] Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. – 1978. – № 9. – С. 1293–1321.
- [4] Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 221–224.
- [5] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ПОРОД СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

О.М. Туркина*, Л.Н. Урманцева*, Н.Г. Бережная**, С.Л. Пресняков**

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

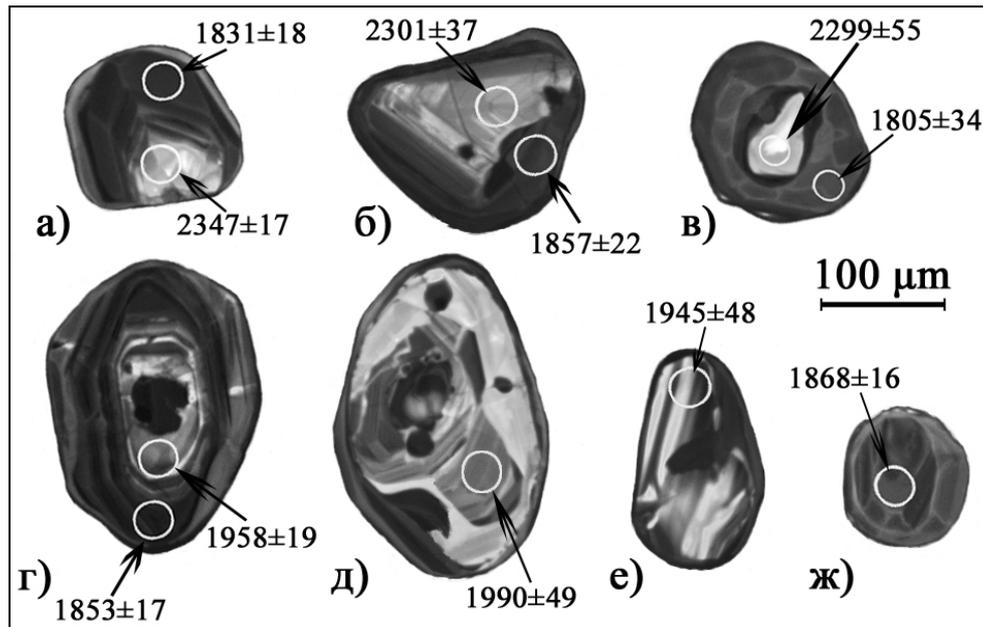
**Санкт-Петербург, Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Докембрийские блоки, или микроконтиненты, в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) относятся преимущественно к рифейской (1.15–1.65 млрд лет) изотопной провинции [1]. Широкий диапазон модельного Nd возраста (1.5–2.2 млрд лет), установленный для доколлизийных гранитоидов и метатерригенных пород Тувино-Монгольского массива, указывает на участие в формировании коры этих структур разновозрастного материала, в том числе дорифейского [2]. Раннепротерозойско-рифейские значения модельного Nd возраста (1.3–2.0 млрд лет) присущи и метатерригенным породам Арзыбейско-Дербинского блока в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона [3], что позволило авторам рассматривать в качестве одного из компонентов в области эрозии раннедокембрийские комплексы кратона. При интерпретации данных по изотопному составу гранитоидов и метатерригенных пород в качестве древнего корового источника привлекаются комплексы Сибирского кратона или блоков с раннедокембрийской корой в структурах ЦАСП, которые характеризуются архейскими величинами модельного Nd возраста. Возможность участия раннепротерозойской коры в качестве источника сноса для терригенных осадков до сих пор представлялась маловероятной ввиду того, что в пределах выступов фундамента Сибирского кратона, за редким исключением, отсутствуют магматические комплексы, представляющие ювенильный раннепротерозойский материал. Напротив, коллизийные события конца палеопротерозоя, выразившиеся в широкомасштабном метаморфизме и гранитообразовании, сопровождались преимущественно рециклингом архейской коры [4]. В настоящей работе представлены новые результаты U-Pb датирования циркона из метатерригенных пород Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, которые свидетельствуют о проявлении палеопротерозойских корообразующих событий на юго-западе Сибирского кратона.

В Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа выделяется две ассоциации пород: метавулканогенная, представленная основными кристаллосланцами и гиперстенсодержащими гнейсами, и метаседиментогенная, включающая высокоглиноземистые (кордиеритсодержащие) и гранат-биотитовые гнейсы, мраморы и кальцифиры. Протолиты гнейсов второй ассоциации соответствуют ряду пород от алевролитов и граувакк до пелитов. Широкий диапазон модельного Nd возраста ($T_{Nd}(DM)=2.4-3.1$ млрд лет) парагнейсов свидетельствует о разновозрастности пород в области эрозии, представленных, вероятно, как архейскими, так и раннепротерозойскими ассоциациями.

Для датирования U-Pb методом (SHRIMP II) был использован образец кордиерит-гранат-биотитового гнейса, отобранный из прослоя среди мигматизированных преимущественно гранат-биотитовых гнейсов (97.5 км Кругобайкальской железной дороги). В распределении $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов выделяется три основных пика значений. Наиболее древними являются преимущественно светлые не зональные в катодоллюминесцентных лучах (КЛ) ядра, имеющие форму обломков, что свидетельствует об их детритовой природе (рисунок, а-в). Их возраст по верхнему пересечению дискордии составляет 2339 ± 19 млн лет (6 точек). Эти ядра при варьирующихся концентрациях U (67–372 ppm) и Th (34–239 ppm) характеризуются типичными для магматических цирконов Th/U (0.3–0.75) отношениями. Один из реликтов перекристаллизованного ядра характеризуется высокой степенью дискордантности и возрастным значением 2664 ± 250 млн лет.

Наиболее многочисленную группу представляют ядра со следами зональности, неправильная форма которых со сглаженными очертаниями указывает на их детритовое происхождение (рисунок, г-е). Эти ядра характеризуются возрастом 1966 ± 21 млн лет (9 точек). В пользу исход-



Катодолуминесцентное изображение циркона из высокоглиноземистого гнейса. Цифрами указаны значения возраста (млн лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению.

но магматического генезиса циркона, наряду с реликтами зональности, свидетельствует более высокое в сравнении с каймами Th/U отношение (0.36–0.8), которое в двух случаях достигает 1.7. Часть ядер имеет промежуточные значения возраста в интервале от 2.2 до 2.0 млрд лет, что может быть связано с нарушением изотопной системы более древних цирконов в результате раннепротерозойского метаморфизма. Поскольку возраст ядер отражает время образования пород – источников сноса терригенного материала, полученные данные свидетельствуют о формировании исходных пелитов в результате эрозии преимущественно палеопротерозойских пород с возможным участием более древнего архейского источника. Данный вывод согласуется с величиной модельного Nd возраста парагнейсов, в том числе датированного образца ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})=2465$ млн лет).

Возраст темных оболочек на ядрах всех возрастов, а также многоплоскостных субизометричных кристаллов, типичных для пород гранулитовой фации метаморфизма (рисунок, ж), по верхнему пересечению дискордии составляет 1848 ± 12 млн лет (6 точек). Оболочки и кристаллы характеризуются большим диапазоном концентраций U (283–1202 ppm), обеднены Th (4–124 ppm) и имеют пониженное Th/U отношение (0.01–0.4), типичное для метаморфических цирконов. Таким образом, их формирование связано с гранулитовым метаморфизмом, широко проявленным в структурах фундамента Сибирского кратона.

Изотопно-геохронологические данные позволяют заключить, что формирование протолитов метатерригенных пород происходило в интервале 1.97–1.85 млрд лет. Диапазон модельного Nd возраста парагнейсов (2.4–3.1 млрд лет) и данные по возрасту детритовых ядер свидетельствуют о том, что формирование терригенного материала происходило преимущественно при эрозии палеопротерозойских магматических пород при варьирующемся вкладе древней архейской коры. Кислый магматический источник, очевидно, не мог быть представлен раннепротерозойскими чарнокитами и гранитоидами Сибирского кратона, поскольку они формировались субсхронно с гранулитовым метаморфизмом и, судя по архейскому модельному Nd возрасту, представляют собой главным образом продукт плавления древней континентальной коры [4]. В частности, эндербиты Иркутского блока характеризуются $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, составляющим 2.6–3.1 млрд лет. Следовательно, возраст преобладающих детритовых ядер циркона в сочетании со значениями модельного возраста парагнейсов служит веским свидетельством наличия раннепротерозойских кислых магматических пород с «ювенильными» изотопными характеристиками и, следовательно, отражает проявление корообразующих событий в конце палеопротерозоя. Ранее вывод о раннепротерозойских процессах корообразования в интервале 2.1–1.9 млрд лет был

сделан на основании анализа изотопных Sm-Nd данных и результатов U-Pb датирования циркона для восточной части Сибирского кратона [5].

Возвращаясь к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса, следует отметить, что вклад раннедокембрийских источников сноса терригенного материала следует из наличия единичных детритовых цирконов с возрастом 1.52–2.56 млрд лет в метаосадочных породах Тувино-Монгольского массива [6]. Еще более многочисленны находки древних детритовых цирконов, в том числе палеопротерозойского возраста, в осадочных породах Северной и Центральной Монголии [7].

Работа выполнена при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», РФФИ (проект № 06-05-64572).

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [2] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 491–511.
- [3] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 80–92.
- [4] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 3. – С. 41–55.
- [5] Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 394–408.
- [6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 1. – С. 3–25.
- [7] Kroner A., Windley B.F., Badarch et al. Accretionary growth and crustal formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geological Society of America Memoir 200. – 2008. – P. 181–209.

ГЛУБИННАЯ ГЕОМЕТРИЯ ХЭНТЭЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (МОНГОЛИЯ)

Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко

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

Монголо-Охотский складчатый пояс протягивается вдоль края Сибирского кратона почти на 3000 км от Удского залива Охотского моря через Верхнее Приамурье и Восточное Забайкалье до Центральной Монголии, где слепо заканчивается. Особенностью этого пояса является широкое проявление верхнепалеозойского и мезозойского магматизма, наложенного на все его структуры. В отличие от восточного сегмента пояса, где гранитоидные интрузии редки, в западном сегменте эти образования являются характерной чертой и достигают огромных размеров [1]. Знание глубинной морфологии гранитоидных батолитов этой области позволит оценить объемы магматизма, а значит, и геодинамические обстановки его становления.

Для интерпретации была использована карта декомпенсационных аномалий юга Сибири и Монголии [2]. Хэнтэйские гранитоиды отражаются значительным понижением интенсивности гравитационного поля. Хэнтэйский минимум является частью единой протяженной полосы пониженных значений силы тяжести, которая картируется в виде сравнительно широкой, обращенной на юг дуги, протягивающейся от Хангайского нагорья через Хэнтэйский синклиниорий в Восточное Забайкалье.

При интерпретации гравитационное поле было разделено на две составляющие. Первая составляющая представляет собой влияние изостатической компенсации как топографических масс, так и плотностных неоднородностей верхней части земной коры. Вторая составляющая определяется как разность между аномалиями Буге (с поправкой за рельеф) и влиянием суммарной компенсации. Она и представляет собой гравитационное влияние плотностных неоднородностей верхней части земной коры.

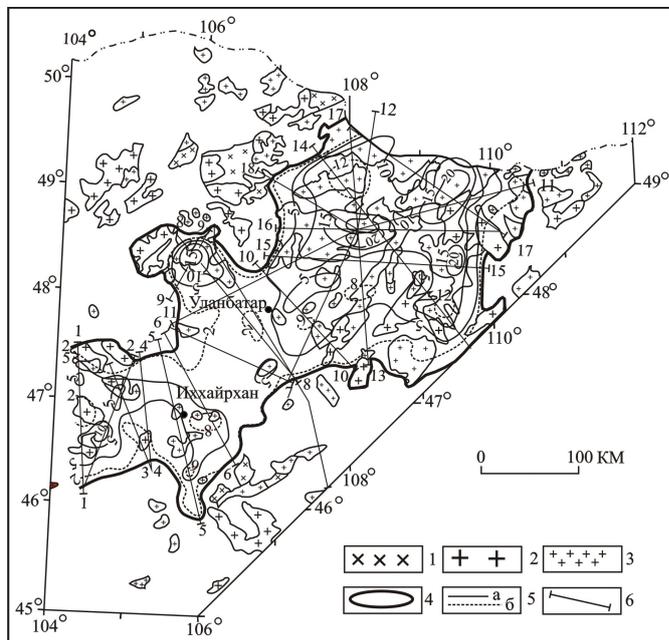


Рис. 1. Схема изолиний толщины Хэнтэйского гранитоидного батолита.

1 – гранодиориты; 2 – гранитоиды Pz; 3 – гранитоиды Mz; 4 – контуры проекции Хэнтэйского батолита на земную поверхность; 5 – изолинии толщины гранитоидов: а – основные, б – дополнительные; 6 – линии интерпретационных разрезов.

Представление о форме и размерах геологических тел получено методом подбора моделей, гравитационное влияние которых рассчитывалось по программе для полигональных призм. Количественная интерпретация осуществлялась с помощью инверсии декомпенсационных аномалий способом наименьших квадратов при аппроксимации геологических тел ограниченными по простиранию трехмерными горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников [3].

На основе количественной интерпретации гравитационных декомпенсационных аномалий [4, 5] построены трехмерные модели крупных гранитных массивов, входящих в Хэнтэйское поле гранитоидов. Для этих гранитных массивов построены геолого-геофизические разрезы и схемы изолиний толщины массивов. Результаты объемного моделирования позволяют сделать вывод о том, что все крупные гранитоидные мас-

сивы Хэнтэйского нагорья на глубине сливаются в единое тело длиной около 500 км и шириной 100–300 км (рис. 1). Характерной чертой морфологии Хэнтэйского батолита является его уплощенность по вертикали (рис. 2). Площадь проекции гранитоидного тела на земную поверхность составляет около 100 тыс. км², а его толщина в среднем составляет 5 км, возрастая на отдельных участках до 15–20 км. Структурное положение и конфигурация массива подчиняются сети крупных разломов. К районам пересечения разломов тяготеют и утолщения плутона, которые могут являться подводящими каналами гранитоидной магмы.

Геофизические данные свидетельствуют о том, что палеозойские гранитоиды Хэнтэйского батолита на глубинах 2–20 км занимают объемы, значительно большие, чем это можно предполагать по геологическим данным. Они образуют тела, тяготеющие либо к межформационным границам, либо к разломам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 06-05-64117).

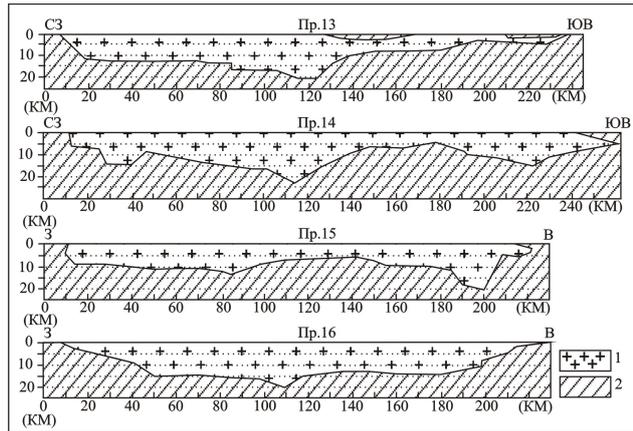


Рис. 2. Интерпретационные разрезы Хэнтэйского гранитоидного батолита.

1 – гранитоиды; 2 – вмещающие толщи.

- [1] Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. – М.: Наука, 1990. – 326 с.
- [2] Турутанов Е.Х. Морфология северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным аномалиям // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Вып. 2. – Иркутск, Институт географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 119–122.
- [3] Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles. – Denver: USGS, 1985. – 48 p.
- [4] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 104–108.
- [5] Cordell L., Zorin Yu.A., Keller R. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift // J. Geophys. Res. – 1991. – V. 96, № 4. – P. 6557–6558.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.В. Удоратина*, Г.П. Зарайский**

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

**Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН, zaraisky@iem.ac.ru

Месторождения Восточного Забайкалья – Орловское, Этыкинское, Ачиканское – представляют собой обогащенные вкрапленными рудными минералами метасоматически измененные апикальные части куполов небольших массивов (1.0–1.5 км) амазонит-альбитовых литий-фтористых гранитов. Форма массивов отвечает гарполитам, которые, как правило, залегают под ороговикованной сланцевой кровлей и являются куполами, выступами, апофизами глубже залегающих гранитных тел значительно большего размера (20–25 км), соответствующих по составу стандартным биотитовым и лейкократовым гранитам. Промышленная рудная минерализация вкрапленного типа локализуется исключительно в верхней прикровлевой части куполов амазонит-альбитовых гранитов в виде пластообразных горизонтов, выделяющихся по данным опробования. Обычная мощность рудных тел от 30 до 90 м, глубже оруденения нет или оно убогое. Тантал-ниобиевая минерализация представлена рассеянными в породе мелкими (0.1–1.0 мм) кристалликами колумбита-танталита и пироклора-микролита. Из других рудных минералов присутствуют также в рассеянном виде касситерит, вольфрамит, берилл, сфалерит, галенит, ильменорутит, монацит, циркон. В число породообразующих минералов вмещающих амазонитовых-альбитовых гранитов, кроме кварца, альбита и амазонита, обязательно входят литиевые слюды (лепидолит, криофиллит, циннвальдит) и топаз. С глубиной уменьшается количество лепидолита и амазонита, возрастает количество циннвальдита, появляются литиевый мусковит-фенгит, протолитионит, но сохраняются альбит и топаз.

Возраст амазонит-альбитовых литий-фтористых гранитов Восточного Забайкалья и локализованных в них Орловского, Этыкинского и Ачиканского танталовых месторождений определен однозначно как верхнеюрский. По данным Rb-Sr изотопии он равен 142.1 ± 0.6 млн лет и в пределах точности определения совпадает с возрастом Хангилайского и Олдондинского материнских массивов биотитовых и лейкократовых гранитов кукульбейского комплекса, а также с возрастом онгонитов Ары-Булакского штока [6]. Одинаковый возраст и очень близкие начальные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ всех этих гранитоидов (0.706–0.708) определенно указывают на их образование в ходе единого магматического процесса. При этом относительно низкое изотопное отношение стронция позволяет предполагать участие мантийного флюида при выплавлении материнской гранитной магмы из корового субстрата.

Весь огромный объем геологических, геохимических и экспериментальных данных, накопленный за почти полувековую историю изучения этих объектов, позволяет говорить о первично-магматическом происхождении амазонит-альбитовых литий-фтористых гранитов в ходе глубоко продвинутого процесса кристаллизационной дифференциации обычной известково-щелочной гранитной магмы, сопровождавшегося последовательным накоплением в расплаве фтора, лития и несовместимых рудных элементов: Rb, Cs, W, Mo, Sn, Bi, Be, Hf, Ge, Ga, Tl, Pb, Ta, Nb и др. В настоящее время первично-магматическая природа литий-фтористых гранитов стала практически общепризнанной. Нашими работами на примере трех классических редкометалльных регионов – Восточного Забайкалья, Казахстана и Рудных гор – по данным Zr/Hf индикатора подтвержден единый и непрерывный тренд кристаллизационной дифференциации посторогенных гранитов: гранодиорит → биотитовый гранит → лейкогранит → литий-фтористый гранит.

Экспериментальные данные В.Ю. Чевычелова и др. [8] показали принципиальную возможность непосредственной кристаллизации колумбита-танталита из расплава литий-фтористых гранитов при понижении температуры ниже 650 °С и превышении в расплаве уровня концентрации насыщения по Ta и Nb ~ 0.005 мас.% (50 г/т), что представляется достаточно реальным на конечном этапе кристаллизации глубоко фракционированной гранитной магмы [8]. Непосредственные визуальные свидетельства кристаллизации колумбита-танталита из расплава в

полосчатых телах орловских гранитов были получены Ф.Г. Рейфом и др. [9], впервые описавшими игольчатые микрокристаллы колумбита-танталита, приуроченные к тем же ростовым зонам кристаллов магматического кварца, в которых находятся расплавные включения.

Вместе с тем окончательное концентрирование тантала до промышленных содержаний (100–350 г/т) с образованием его месторождений в верхних частях куполов Li-F гранитов, по-видимому, происходило гидротермально-метасоматическим путем при грейзенизации и альбитизации гранитных пород под действием постмагматических водных флюидов [1–5, 7]. По данным В.Ю. Чевычелова и др. [8], тантал и ниобий не могут переходить в необходимых для образования месторождений количествах в постмагматический флюид при отделении последнего от кристаллизующегося гранитного расплава, так как коэффициент распределения Ta и Nb между расплавом и водным флюидом близок к 50 как для хлоридных, так и для фторидных растворов. Это означает, что при концентрации Ta в расплаве 50 г/т его концентрация в равновесном растворе будет всего лишь 1 г/т, что ниже кларкового содержания в земной коре.

Поэтому принципиальное значение имеет появление собственных минеральных фаз Ta и Nb в граните в виде акцессорного колумбита-танталита магматического происхождения. Водный флюид не в состоянии отнять Ta и Nb из расплава, но он может их взять из рассеянных акцессорных минералов в закристаллизовавшемся граните. Экспериментально установлено, что в кислых фторидных растворах тантало-ниобаты достаточно хорошо растворимы [4], что делает возможным перенос Ta и Nb восходящим потоком богатого фтором постмагматического флюида и переотложение этих металлов с обогащением вплоть до промышленных концентраций под экраном ороговикованной кровли в верхней части куполов грейзенизированных и альбитизированных литий-фтористых гранитов. Как известно, на Орловском и Этыкинском танталовых месторождениях рудами являются только верхние части куполов Li-F гранитов до глубины 40–90 м от кровли, причем по данным Л.Ф. Сырицо [7] подрудные горизонты существенно обеднены танталом и ниобием по сравнению с их средним содержанием в неизмененных редкометалльных Li-F гранитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта НШ-3763.2008.5 «Ведущие научные школы».

- [1] Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин, К.Д. Субботин. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
- [2] Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. – 1994. – Т. 2, № 1. – С. 68–87.
- [3] Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова и др. Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36, № 4. – С. 310–325.
- [4] Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // «Смирновский сборник–2004». – М.: МГУ, Фонд академика В.И. Смирнова, 2004. – С. 105–192.
- [5] Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1975. – 198 с.
- [6] Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. – 2004. – № 9. – С. 940–948.
- [7] Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2002. – 360 с.
- [8] Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Ta, Nb и условия рудообразования в редкометалльных гранитах // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 339–357.
- [9] Reyf F.G., Seltmann R., Zaraisky G.P. The role of magmatic processes in formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: microthermometric evidence // The Canadian Mineralogist. – 2000. – V. 38. – P. 915–936.

ВПАДИНООБРАЗОВАНИЕ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ГЕОДИНАМИКЕ НОВЕЙШИХ СВОДОВО-ГЛЫБОВЫХ ОРОГЕНОВ АЗИИ

Г.Ф. Уфимцев

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

Сводово-глыбовые новейшие орогены в виде цепей хребтов-сводов и разделяющих их межгорных впадин широко распространены в поясах возрожденных и молодых гор Азии: горы Ирана, Куньлунь и Наньшань, Тянь-Шань и Алтай, Северная Монголия и Забайкалье, Нижнее Приамурье и горная страна Черского, юг Корякского нагорья. Им свойствен особый механизм горообразования, выделенный и описанный Н.А. Флоренсовым под названием сводово-глыбового или гобийского – в виде мгновенного акта он проявился во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Это сочетание сводовых изгибов и краевых козырковых надвигов, антитетических сбросов на крыльях и (или) компенсационных грабенов (клиньев) в замковых частях сводов. Такого рода формы отличаются длительным активным развитием без признаков блокового распада. При этом своды расширяются и на крыльях, и на периклиналях за счет краевых частей межгорных впадин путем формирования систем форбергов, иногда с полным «захлопыванием» межгорных понижений между ними.

Однако гипотеза о сводово-глыбовом механизме горообразования не учитывает или не придает значения тому, что между хребтами-сводами располагаются межгорные впадины, осадочное или вулканогенно-осадочное выполнение которых в формационном отношении аналогично таковому внутриконтинентальных рифтов. Это, а также ясно структурно обозначенное расширение хребтов-сводов за счет межгорных впадин дают основания полагать, что геодинамика новейших сводово-глыбовых орогенов складывается из двух этапов: преимущественного впадинообразования, охватывающего обычно временной интервал от олигоцена до плиоцена (реже раннего эоплейстоцена), на финальных стадиях которого формируется грубая («дикая») моласса, свидетельствующая о переходе ко второму этапу с преимущественным ростом горных поднятий и в высоту, и по латерали. При этом хребты-своды последовательно разрастаются за счет формирования цепей форбергов, обычно в виде куэстоподобных гряд и горных массивов, крутые склоны которых обращены в сторону гор. Перекосы и высоты форбергов последовательно увеличиваются в сторону гор, и это позволяет говорить, что рост их в ширину осуществляется за счет суммирования «квантов воздыманий и тектонических перекосов». Наиболее интенсивно рост форберговых систем наблюдается у крыльев сводов, обращенных согласно наклонам цокольной поверхности гор. Сами же сводово-глыбовые орогены располагаются либо на поднятых, либо на градиентных зонах цокольной поверхности и простираются ортогонально направлениям ее наклонов.

По существу, рифтогенный характер раннего этапа в формировании сводово-глыбовых орогенов ставит перед исследователями два сопряженных вопроса: 1) какими в структурном отношении были в это время поднятия, разделяющие системы впадин; 2) какова была морфология цокольной поверхности в этап впадинообразования. В «обычных» внутриконтинентальных рифтовых зонах грабены разделяются ступенчатыми глыбовыми поднятиями либо сопровождаются наклонными горстами в качестве плечей-противоподнятий. Была ли ситуация аналогичной этой на раннем этапе развития новейших сводово-глыбовых орогенов? Вряд ли, ибо это должно было сопровождаться последующим преобразованием глыбовых форм в своды или складки основания, что в условиях приповерхностного тектогенеза представить себе даже в мысленном моделировании практически невозможно.

Что касается второго вопроса, то ответ на него возможен благодаря обычному и в горах, и на равнинах эпигеническому характеру развития магистральных (стволовых) рек, которые редко меняют направления стока со времени своего заложения и потому в своем рисунке сохраняют информацию о региональных наклонах земной поверхности и до неотектонической активизации, и на начальных стадиях ее проявления. На Западном Тянь-Шане, например, общее цокольное поднятие имеет субширотное простираение и крутые наклоны крыльев на юг, к Фергане, и на север, к Балхашу, а преимущественно западное направление стока и ориентировки ма-

гистральных рек свидетельствует о том, что ранее существовал общий перекося земной поверхности с пологим ее наклоном с востока на запад. И, следовательно, межгорные впадины закладывались и развивались в согласованности с ее общим перекосям.

Можно ли в морфологии и морфотектонике азиатских гор увидеть ситуацию, аналогичную предполагаемой: активное формирование впадин и сводовые воздымания на фоне пологонаклонной цокольной поверхности с ориентировкой горных поднятий по ее уклону? По крайней мере, в двух регионах – в Нижнем Приамурье и Малоазиатском побережье Эгейского моря – это можно наблюдать.

В Нижнем Приамурье крупные впадины с аккумулятивными равнинами в днищах сопровождаются низкими глыбовыми поднятиями или остаточными тектоническими ступенями, за счет которых они расширяются. Но в эту же зону окраинно-материкового орогенеза вложены типично сводово-глыбовые средне- и низкогорные хребты (Омальский, Омельдинский, Чаятын и др.), имеющие субширотное простирание, согласное с пологим наклоном цокольной поверхности. При небольших (первые сотни метров) амплитудах сводовых изгибов они обычно наращиваются осевыми горстами в виде автономно воздымающихся гранитных массивов (позднеорогенных или позднегеосинклинальных, по другой терминологии). Причем эти горсты часто буквально «вырастают» из замковых компенсационных грабенов. Внешне это придает таким «инициальным» сводам облик ступенчатых глыбовых поднятий, но морфология их крыльев и в особенности периклинальных замыканий хорошо передает определяющее структурное значение выпуклых изгибов тектонического рельефа. Необходимо к этому добавить, что в высокогорных орогенах поздней стадии развития (Западный Тянь-Шань), где так или иначе процесс автономного всплывания гранитоидных тел проявлен, морфологический эффект его малозначителен в сравнении со сводовыми изгибами и «работой» на них антитетических сбросов.

Эти сравнения позволяют говорить о том, что в общем процессе сводово-глыбового (гобийского) орогенеза начальное впадинообразование сопровождается вялотекущими сводовыми воздыманиями и сопутствующими им автономными и, видимо, изостатическими перемещениями (всплываниями) геологических тел, сложенных горными породами с дефицитом плотностей. Все это происходит на фоне пологонаклонной цокольной поверхности, согласно уклону которой ориентированы низкие сводовые поднятия, лишенные форбергов. На последующем этапе активного горообразования днища большинства впадин служат транзитными путями потоков рыхлого материала, преобладают сводовые воздымания и перемещения по краевым надвигам с сопутствующим формированием форберговых систем со свойственным им генетическим рядом преобразования: от террасоувалов или пьедесталов (террасоадыров) до среднегорных куэстоподобных массивов с дробным эрозионным расчленением. Это происходит на фоне либо общих цокольных воздыманий, либо крутых скатов цокольной поверхности с ориентировкой хребтов-сводов вкрест ее наклонов или перекосям.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00105).

БАРГУЗИНСКАЯ ДОЛИНА В МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИИ

Г.Ф. Уфимцев, А.В. Сизов, А.А. Щетников, И.А. Филинов

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

Баргузинская долина простирается в север-северо-восточном направлении на 185 км при средней ширине 30 км и представляет собой большой грабен – сухоходольную впадину байкальского типа. На севере она торцово упирается в склон Икатского хребта, а на юге ограничивается Гусихинским низкогорным массивом, сквозные проходы через который вдоль рек Баргузина и Гусихи соединяют ее с Усть-Баргузинской впадиной. Является ли Гусихинский низкогорный массив междувпадинной или междурифтовой перемычкой, требует обсуждения, но если принять первое, то протяженность Баргузинской долины увеличивается еще на 60 км и на юго-запад она простирается до среднего течения р. Шанталык или даже озера Духового. В этом случае у Баргузинского залива она соприкасается с Байкальским рифтом.

Баргузинская рифтовая долина имеет обычную байкальскую асимметрию: крутой сбросовой уступ западного борта и пологий восточный. Окружающие (сопровождающие) его поднятия имеют сложный (композиционный) характер. Баргузинский хребет на запад от рифтовой долины представляет собой наклонный (на запад же) горст и в таком своем качестве, видимо, представляет собой плечо рифта, и это единственный, пожалуй, случай в Байкальской рифтовой зоне – плечо-противоподнятия рифтовой долины внутри рифтовой зоны и между большими грабенами. Севернее долин Улюгны и Томпуды, за тупиковым окончанием рифта, Баргузинский хребет трансформируется в ступенчатое глыбовое поднятие. А у южного окончания рифта хребет резко понижается и сужается, трансформируется в узкий горст с сопровождающей ступенью Передового хребта.

Икатский хребет в виде сводового поднятия обрамляет Баргузинский рифт с востока, севернее долины реки Ины, и он сопровождается так называемыми куйтунами – песчаными массивами в виде куэстоподобных гряд и ступеней, наращивающих крыло сводового поднятия – здесь налицо свидетельства инверсионных воздыманий краевой части впадины за счет вовлечения ее в сводовые воздымания – ситуация, аналогичная наблюдаемой в Тункинской рифтовой долине.

Южнее долины р. Ины Баргузинский рифт с востока граничит с глыбовыми поднятиями Голондинского хребта и Ямбуйских Гольцов, и здесь песчаные массивы-куйтуны отсутствуют. Напротив, на борту в краевой части впадины распространены низкогорные остаточные ступени и слабовыраженное предгорное понижение, часто занятое озерными котловинами.

Участки современных понижений днища Баргузинской впадины располагаются в ее западной половине и выражены низкими равнинами с интенсивным ветвлением русел магистральных водотоков, озеровидными расширениями русел и многоозерьями. В средней и северной частях впадины эти зоны современных погружений оттеснены на запад приикатскими песчаными массивами-куйтунами и разделены ими на две части ниже устья р. Гарги. Более сложная картина наблюдается в южной части впадины. Здесь полоса фуркации русел рек и многоозерья на востоке граничат со слаборазличимыми холмистыми возвышениями, которые протягиваются от выхода из гор рек Улан-Бурга и Жаргаланта на севере до с. Душелан на юге, а восточнее их опять появляются низкие болотистые равнины и озера. Эти возвышенности сложены по преимуществу эоловыми лессовидными образованиями, которые, в свою очередь, интенсивно развеиваются, свидетельствуя о глубоком залегании уровня грунтовых вод. Геоморфологические особенности этой полосы позволяют полагать существование здесь скрытого продольного поднятия фундамента – ситуация, опять сходная с Тункинским рифтом. Небольшая ширина полосы эоловых холмов Сувинского куйтуна может быть свидетельством гребневидной формы скрытого поднятия, возможно сформированного благодаря перемещениям продольного блока фундамента по листрическим сбросам.

Наличие поднятых песчаных ступеней в днище Баргузинского рифта сближает его в морфологическом отношении с Верхнеангарской впадиной. Но если в первом случае куйтуны образовались за счет экспансии на рифт сводового поднятия Икатского хребта, то во втором слу-

чае налицо общее (в виде единой ступени) инверсионное воздымание всей восточной части днища Верхнеангарской впадины в конце позднего плейстоцена – голоцене.

Западный борт Баргузинского рифта – это типичный сбросовый уступ с промежуточными ступенями, из которых наиболее показательна таковая в районе сел Хонхино и Барагхан, занимающая около половины высоты уступа. Преимущественно правосторонние коленообразные изгибы речных долин в зоне краевого уступа свидетельствуют о сдвиговых смещениях. Особенность западного борта впадины – это наличие двух краевых ступеней – Сахули-Шаманской и Передового и Улюнского хребтов, которые на севере отделяются от Баргузинского хребта малыми впадинами или расширениями долин типа входящих углов. У восточного борта рифта тоже есть малые впадины-сателлиты – Уланбургинская и Ясская, из которых днище последней располагается на относительной высоте более 120 м над дном рифтовой долины. Эти впадины открываются в рифт на юг, что и заставляет предполагать, что Баргузинская долина в целом заложена по сдвиговой зоне. В днище Уланбургинской впадины в интервале относительных высот до 70–80 м распространены надпойменные террасы, сложенные песками.

И последнее, что требует размышления. Если принять точку зрения, что Гусихинский низкогорный массив является междувпадинной перемычкой и Баргузинский рифт продолжается Усть-Баргузинской впадиной, то на юго-запад от последней протягивается полоса педиментированного (остаточного) горного рельефа, простирающаяся вплоть до Горячинска и отделенная от Байкала Катковским горным массивом, обнаруживающим черты сходства со Святоносским полуостровным поднятием внутри Байкальского рифта. Не означает ли эта полоса педиментированного рельефа возможности роста Баргузинского рифта в юго-западном направлении?

МАСШТАБЫ СТРУКТУР, РАЗПОЗНАВАЕМЫХ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ СВЕРХВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ (КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

В.С. Федоровский

Москва, Геологический институт РАН, *west45@migmail.ru*

1. Космические снимки с момента их появления как инструмента дистанционного зондирования Земли активно используются в различных областях науки и практики. Один из основных показателей качества этих документов – пространственное разрешение. На каждом новом спутнике появляется аппаратура, обеспечивающая прогресс в этом направлении, и уже сегодня достигнуты впечатляющие результаты. Сверхвысокое пространственное разрешение – 1 метр и менее в одном пикселе панхроматического цифрового изображения в надире. Такие параметры сегодня доступны нескольким оптико-электронным космическим аппаратам, расположенным на орбитах. Среди них: четыре спутника США – IKONOS-2 (1 м/пикс), QUICK BIRD-2 (61 см/пикс), WORLD VIEW-1 (50 см/пикс), ORB VIEW-3 (1 м/пикс), спутник России РЕСУРС ДК (1 м/пикс), спутники Южной Кореи KOMPSAT-2 (1 м/пикс), Индии – Cartosat-2 (1 м/пикс). В 2008 г. планируется запуск двух спутников США – GeoEye-1 (41 см/пикс), WORLD VIEW-2 (50 см/пикс). Вместе с тем, хотя технический прогресс в этом направлении очевиден, применение космического дистанционного материала в геологии и у нас, и за рубежом остается на примитивном уровне. Отсутствуют и соответствующие современные методические руководства, а те, что имеются, – безнадежно устарели. Появляющиеся изредка публикации, в которых геологические данные сопровождаются анализом дистанционного космического материала, поражают своей беспомощностью и непрофессионализмом. По-видимому, все это неслучайно, отражает какой-то негативный тренд и, скорее всего, должно быть расценено как утрата геологическим сообществом профессиональной культуры.

2. Ольхонский регион, с его коллизионной системой раннепалеозойского возраста, можно отнести к числу неплохо обнаженных площадей. В целом обнаженность неравномерна, но степные ландшафты, составляющие естественный фон этой территории, обеспечивают возможность наблюдений в многочисленных коренных выходах. Кроме того, береговая линия Байкала представлена протяженными скальными разрезами, что всегда привлекало внимание геологов. Не менее важно отметить и высокую степень дешифрируемости дистанционных материалов на эту площадь. Хотя абсолютные отметки рельефа и относительные превышения здесь невелики, исключительно высокой оказывается степень отпрепарированности в рельефе и геологических структур, и образующих их пород. Тектонический по своему генезису рельеф практически не искажен эрозионными процессами. Все это обеспечивает уверенную идентификацию геологических тел при сканировании земной поверхности из космоса.

3. Космические снимки высокого и сверхвысокого пространственного разрешения открывают возможности наблюдения и дешифрирования структур небольшого размера. Именно это – важный момент, позволяющий идентифицировать такие структуры, которые можно наблюдать непосредственно в обнажениях, избегая многовариантных интерпретаций, неизбежно возникающих при использовании мелкомасштабных снимков. По своим параметрам материалы сверхвысокого разрешения намного перекрывают стандартную аэрофотосъемку. Это и неудивительно. Наиболее распространенный масштаб аэрофотоснимков – 1:25000. Сверхвысокое пространственное разрешение современных космических цифровых изображений соответствует 1 метру в пикселе. Иными словами, масштаб таких снимков 1:5000. Космические аппараты последнего поколения позволяют получить снимки земной поверхности в еще более крупных масштабах – 1:1500 – 1:2000, плюс к этому – спектральные каналы, инфракрасный канал, да и сам цифровой характер дистанционных данных – все это источник бесценной информации. Подобным по своей детальности и точности материалом аэрофотосъемка не располагает. Разумеется, специальная аэрофотосъемка такого масштаба технически тоже вполне возможна. Но она экономически нецелесообразна: стоимость такой аэрофотосъемки намного превзойдет цену космического материала, и примеры такого рода единичны. Да дело и не только в масштабах.

Здесь важен и другой момент: снимки, сделанные в одном и том же масштабе, но с разных высот, не идентичны; они – источники разной информации. Именно поэтому целесообразно комплексное использование различных дистанционных аэрокосмических материалов.

4. По обеспечению дистанционными данными Ольхонский регион Западного Прибайкалья сегодня не имеет себе равных в стране. База этих данных включает четыре масштаба аэрофото-снимков (в том числе сверхкрупный, 1:5000), космические снимки с шести спутников США, Франции и Японии (пять из них сейчас на орбитах). Мы располагаем и космическими материалами сверхвысокого пространственного разрешения на несколько участков Ольхонского региона, общая площадь которых составляет около 500 км². Это снимки с двух спутников США – QUICK BIRD-2 (1:2000) и IKONOS-2 (1:5000). В докладе приводятся примеры дешифрирования снимков. Они иллюстрируют различные детали складчатых структур, их замки, иногда позволяют расшифровать многоэтапные конструкции складка-в-складке. Уверенно дешифрируются различные детали строения blastomylonitовых швов, составляющих каркас раннепалеозойской коллизионной системы. С точностью, которую невозможно достигнуть без использования дистанционных материалов, картируются суперсложные, причудливые контуры протрузивных тел мраморного меланжа и вообще любых выходов карбонатных пород. Распознается огромное количество ориентировок гнейсовидности и сланцеватости, во многих случаях удается определить и наклон этих текстур (это важно еще и потому, что зачастую замеры наклонов гнейсовидности в реальных обнажениях оказываются бесполезными: они искажены в результате процессов, сопровождающих морозное выветривание и так называемый «морозный забой»). Космические снимки представляют собой объективный «слепок» площадей мигматизации, обнаруживают то или иное их насыщение лейкократовым материалом, мощность таких зон, их реальную конфигурацию в плане. Ошибка в нанесении на карту любых контуров, обнаруживаемых на космических снимках сверхвысокого разрешения, не превышает 1–2 метра – невиданный результат, незнакомый геологическим съемкам без применения тяжелой техники и соответствующих крупных затрат. Абсолютные по своей надежности данные получаем при дешифрировании гранитных жил – на подобных снимках видны мельчайшие изменения конфигурации таких жил в плане, что позволяет уверенно оценивать кинематику их формирования. Показательны в этом отношении гранитные жилы сдвиговых зон и зон купольного тектогенеза, обладающие близкими составами, но различными структурными рисунками. И те, и другие являются синметаморфическими, сочетаются в пространстве. Невероятно предполагать, что удалось бы разобраться с вопросами генезиса таких жил без использования дистанционного материала, а тем более – закартировать генетически различные гранитные тела, вычленив их из паутины жильных полей. Интересной оказывается структурная информация по телам базитов и гипербазитов, доступная на космических изображениях. Не всегда (но и не так уж редко) удастся наблюдать структуры роллинга, вихревые структуры, сопровождавшие сдвиговые деформации с участием небольших и крупных массивов пород основного состава. Обнаружить такие структурные рисунки без применения снимков сверхвысокого разрешения вряд ли возможно, но, даже увидев их на космическом снимке, трудно поверить в их существование – настолько динамичны, стремительны картируемые в плане вихревые фигуры.

5. Космический материал высокого и сверхвысокого пространственного разрешения недешев. Очевидно, однако, что и цена самих геологических научных исследований неуклонно возрастает, такова современная тенденция. В эту стоимость должны быть заложены и расходы на дистанционное зондирование Земли.

Лицензионные космические снимки приобретены при финансовой поддержке ГИН РАН (г. Москва), РФФИ (проект 08-05-00177 и более ранние проекты), программы фундаментальных исследований Президиума РАН (направление «Электронная Земля») и программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса». Компания «СОВЗОНД» (г. Москва) – бизнес-партнер компаний Digital Globe (США), Spot Image (Франция), ALOS (Япония), владельцев дистанционного космического материала высокого и сверхвысокого разрешения – обеспечивала оперативную поставку космических данных.

СТРУКТУРА ЗОНЫ ОРГОЙТА–ЗМЕИНАЯ ПАДЬ (ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ)

*В.С. Федоровский**, *А.М. Мазукабзов***, *Е.В. Скларов***,
*А.В. Лавренчук****, *А.Б. Котов*****

*Москва, Геологический институт РАН, *west45@migmail.ru*

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

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

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

В современном срезе Ольхонской раннепалеозойской коллизионной системы каледонид Западного Прибайкалья вскрыты глубинные горизонты земной коры. Структурный каркас коллизионного сооружения составляют многочисленные синметаморфические сдвиговые пластины. Именно они отражают картируемые на поверхности весьма сложные по своей морфологии структурные комбинации. Вместе с тем, по своей морфологии и внутренней структуре сдвиговые пластины неодинаковы и составляют три основных тектонических единицы, которые и определяют региональный структурный рисунок. Одна из них – Главная сдвиговая зона – имеет протяженность более 120 км при ширине в плане менее километра. По существу, это собственно сдвиговый шов, зона максимального сжатия, скольжения и проявления сдвиговой деформации. Северо-западнее Главной сдвиговой зоны картируется пакет узких сдвиговых пластин, зажатый между нею и коллизионным швом системы террейн–континент. Тесная упаковка таких пластин и их острые сильно растянутые окончания – характерная черта структур, расположенных к северо-западу от Главной сдвиговой зоны. Иной структурный рисунок отличает площадь, прилегающую к Главной сдвиговой зоне с юго-востока. Сдвиговые деформации, господствующие и здесь, сопровождаются появлением многочисленных и разномасштабных складчатых сигмоид. В формировании таких сигмоид участвуют и сохранившиеся от тектонического расплющивания компоненты былых стратифицированных разрезов, и складчатые пакеты, и целые литоны (пластины) различного строения. Выделяется несколько типов таких пластин; они отличаются составами пород, возрастом магматизма и метаморфизма и разделены швами бластомилонитов. Одна из крупных структур подобного типа – зона Оргойта–Змеиная падь. На юго-западе (в районе оз. Холбо-Нур) она под косым углом причленяется к Главной сдвиговой зоне региона и протягивается на 20 км в северо-восточном направлении, к устью сухой долины Змеиная падь. Ширина зоны в плане не превышает 2–3 км, вся ее северо-восточная часть обнажена в скалах побережья оз. Байкал. Степень обнаженности площади зоны значительна (в прибрежной полосе это 100 %, на остальной площади обнаженность меньше, но и там нет недостатка в коренных выходах). На всю площадь зоны Оргойта–Змеиная падь имеются аэрофотоснимки четырех масштабов (в том числе сверхкрупного) и космические снимки высокого и сверхвысокого пространственного разрешения с шести спутников США, Франции и Японии. В сочетании с полевыми наблюдениями это обеспечивает достаточную надежность картирования геологических границ. Полевые геологические и тектонические карты ключевых участков составлялись в масштабе 1:5000 – 1:2000 с идентификацией в поле всех структурных элементов, дешифрируемых на аэрокосмических материалах соответствующего класса. В докладе рассматриваются результаты полевых исследований, проведенных в 2008 г. – ранней весной (по береговым скалам, со льда Байкала) и летом (на поверхности плато).

Породный состав зоны характеризуется следующими параметрами. Около 30 % площади занимают кальцитовые и доломитовые мраморы, столько же приходится на долю кварцитов. Небольшие, но уверенно картируемые автономные структуры составляют мигматиты и гранито-гнейсы. Примерно 15 % территории зоны занято метагабброидами; они образуют несколько заметных по размерам массивов – Оргойта, Треугольник, «Гантели» (гора Танхан и безымянная прибрежная вершина, расположенная рядом с нею) и несколько мелких тел такого же состава. Иногда встречаются небольшие тела гипербазитов. Многочисленны жилы синметаморфических гранитов. По-видимому, нужно со скептицизмом относиться к ставшим обычными высказываниям об островодужном генезисе метаморфических комплексов региона в целом, сделан-

ных без учета реальной геологии. В зоне Оргойта–Змеиная падь (по породам рамы) подобных признаков вообще нет, здесь практически полностью отсутствуют вулканиты, а габброиды, которые потенциально могли бы рассматриваться в стиле островодужной геодинамики, внедрены не до метаморфизма, а в процессе его реализации, между эпизодами собственно коллизионных деформаций. Хотя контактовые изменения на границах массивов габброидов с породами рамы удастся наблюдать нечасто, они все же установлены. Материал показывает, что габброиды интродуцировали в уже затронутые метаморфизмом толщи, охваченные ранними складчатыми деформациями, а завершающие эпизоды и метаморфизма, и деформаций являются для них общими. Вместе с тем, чаще всего контактовые зоны тектонизированы и с вмещающими породами (через зоны милонитов и бластомилонитов) соприкасаются массивные крупнокристаллические габброиды. Зоны истинно контактовых изменений и в габброидах, и в породах рамы в таких случаях оказываются утраченными, и, возможно, часть массивов является уже аллохтонными телами (некоторые из них обнаруживают и признаки роллинга). Геодинамическая природа таких ситуаций пока не поддается уверенной идентификации, однако анализ имеющейся геологической и структурной информации, а также результатов детального картирования всей площади зоны Оргойта–Змеиная падь позволяет приблизиться к расшифровке ее тектоники и выяснению позиции зоны в коллизионной системе. Структурный рисунок зоны в целом обнаруживает отчетливую экспансию сдвиговых деформаций. Крупные и мелкие складки с крутыми шарнирами составляют картируемые здесь структурные ансамбли. Они встречаются повсеместно и деформируют более ранние складчатые пакеты иного генезиса. Вблизи массивов габброидов конфигурация тесно сжатых линейных складок обычно изменяется – они огибают тела габброидов, и развороты таких ансамблей оказываются весьма значительными (до 90°).

Вся северо-западная часть Приольхонья и острова Ольхон представляет собой тесное чередование узких сдвиговых пластин, образованных либо гранито-гнейсами, либо пестрым набором других метаморфитов (кварциты, мраморы, меланократовые гнейсы), среди которых мигматиты и гранито-гнейсы отсутствуют. Специфическая черта зоны Оргойта–Змеиная падь – участие в ее строении и тех, и других литонов (пластин), формирующих единый структурный ансамбль. Это особенно ярко проявлено в северо-восточной части зоны, в районе Змеиной падь. В условиях хорошей обнаженности здесь закартированы узкие литоны разного состава, обнаруживающие в плане единый извилистый асимметричный структурный складчатый рисунок, типичный для сдвиговой деформации. Здесь широко распространены сигмоиды различного масштаба и флексуры, усложняющие региональный линейный рисунок. Развороты складчатых пакетов вокруг шарниров таких структур весьма значительны и достигают 90–160°. Различные аспекты внутренней структуры зоны Оргойта–Змеиная падь иллюстрируются геологической и тектонической картами зоны, картами опорных участков, аэрофотоснимками суперкрупного масштаба, а также космическими снимками среднего, высокого и сверхвысокого разрешения, обнаруживающими специфический структурный план зоны в целом, ее конфигурацию и позицию в коллизионном ансамбле региональной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00177 и 08-05-00302), программы фундаментальных исследований Президиума РАН (направление «Электронная Земля»), программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса».

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Е.А. Хромова

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

В Джидинской зоне Юго-Западного Забайкалья и Северной Монголии широко распространены разновозрастные гранитоидные комплексы. Однако их возраст и геодинамическая природа до сих пор не выяснены. В частности, до настоящего времени детально не разделены венд-кембрийские островодужные, ордовикские раннеколлизийные и девон-карбон-пермские внутриплитные гранитоиды. Это можно продемонстрировать на следующих примерах.

Шабартайский гранитоидный массив расположен в бассейне р. Шабартай (правый приток р. Джиды). Его площадь составляет около 200 км², он имеет овальную форму с отчетливой ориентировкой в северо-западном направлении, которая не согласуется с направлением главных складчатых структур района. До настоящего времени Шабартайский массив относили к среднепалеозойскому дабанскому комплексу [1]. По данным геологов-съемщиков, массив принадлежит к позднепалеозойскому бичурскому комплексу неясной геодинамической природы.

По нашим данным, Шабартайский массив сложен породами двух фаз. Первая фаза массива представлена лейкократовыми неравномерно-зернистыми граносиенитами и порфиroidными сиенитами. Вторая фаза сформирована кирпично-красными лейкогранитами. Содержание микроклин-пертита варьируется от 60 % в гранитах до 80–90 % в сиенитах. Содержание темноцветов (биотит и роговая обманка) не превышает 10 %. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами. Контакты с вмещающими породами интрузивные. На востоке массив прорывает собранные в складки ордовик-девонские (?) флишоидные карбонатно-терригенные отложения, а на западе – венд-кембрийские (?) вулканогенно-осадочные и магматические образования Джидотского гайота [2]. Экзоконтактовые изменения выражены ореолами роговиков и скарнов.

На территории Джидинской зоны в конце карбона – начале перми господствовали обстановки внутриконтинентального рифтогенеза, в результате которого сформировался Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс [3]. Породы Шабартайского массива по данным РЗЭ, вынесенным на дискриминационные диаграммы Дж. Пирса, попадают в поля внутриплитных гранитоидов.

На территории Северной Монголии нами изучен Эрдэнибулганский ареал-плутон, который входит в состав тесского комплекса, являющегося аналогом дабанского [3]. Массив имеет более сложное строение по сравнению с Шабартайским интрузивом.

Эрдэнибулганский массив занимает площадь 120 км². Он расположен по обоим бортам р. Эгийн-Гол, имеет весьма сложную морфологию и извилистые контуры. Наибольшим распространением пользуются граносиениты и сиениты, слагающие вторую фазу массива. В граносиенитах широко распространены ксенолиты венд-нижнекембрийских вулканогенных пород островодужного типа. Юго-восточная часть массива сложена крупнозернистыми роговообманковыми гранодиоритами и диоритами первой интрузивной фазы внедрения, которые, в свою очередь, прорываются серией крутопадающих даек и пологих тел аплитовидных гранитов третьей фазы. На контакте с вмещающими раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями массив образует неширокие контактовые ореолы с развитием процессов калишпатизации. Аналогичное строение имеют Борильжугийнгольский, Баянгольский и другие граносиенит-гранитовые массивы, расположенные на левобережье реки Эгийн-Гол Северной Монголии.

По химическому составу породы описанных массивов относятся к кремнекислым, с содержанием SiO₂ от 62 до 72 %. Они богаты щелочами (Na₂O+K₂O составляет 8–10 %), что соответствует субщелочному ряду. Калий, как правило, преобладает над натрием, и по отношению щелочей породы принадлежат калий-натриевой серии (Na₂O/K₂O варьируется в пределах 0.9–1.8 %). Все гранитоиды имеют лейкократовый облик, высокую железистость (коэффициент желе-

зистости 80–90 %), относятся к весьма высокоглиноземистым породам, так как коэффициент глиноземистости для пород Шабартайского массива составляет 3.5–7.7 %, а для Эрдэнибулганского – 7.5 % в среднем. Наблюдается большое сходство в составах пород по содержанию в них петрогенных и редких элементов, что, вероятно, подчеркивает близкие условия формирования пород, слагающих Эрдэнибулганский, Борильжугийнгольский, Баянгольский и Шабартайский массивы.

Таким образом, в отличие от существующих представлений, в Джидинской зоне широко распространены внутриплитные гранитоиды. Возраст изученных нами массивов предварительно определялся как позднепалеозойский на основании прорывания ими островодужных и раннеколлизийных (раннеордовикских) гранитоидов, а также структурно-вещественных комплексов Джидотского гайота и флишоидных отложений ордовик-девонских (?) окраинных морей Джидинской островодужной системы [4]. Из отобранной нами пробы гранита Шабартайского массива был выделен биотит, по которому $^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}$ методом (А.В. Травин, ИГМ СО РАН) была получена датировка 289 ± 2.5 млн лет. Более точные данные (298 ± 1 млн лет) получены для сиенита Шабартайского массива U-Pb методом по циркону [5]. На этом основании изученные нами массивы Джидинской зоны можно достоверно отнести к верхнепалеозойским внутриплитным образованиям.

- [1] *Дистанова А.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 49–123.
- [2] *Филимонов А.В.* Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2003. – 21 с.
- [3] *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. – 238 с.
- [4] *Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде–палеозое // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 120–140.
- [5] *Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна – новые геохронологические и Nd изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 77–80.

О ПСЕВДООСАДОЧНЫХ КЛАСТИТАХ В РАЙОНЕ ГРАНИТНОГО МАССИВА ДЗУРАМТАЙ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

Ю.Г. Цеховский*, М.Г. Леонов*, А.В. Никитин**, И.М. Симанович*, Т.Ф. Щербакова*

*Москва, Геологический институт РАН, tsekhovsky@mail.ru, m_leonov@ginras.ru

**Воронеж, Воронежский государственный университет, nikav_1960@mail.ru

На территории Монголии, а также в Забайкалье, Южной Сибири, на Тянь-Шане, Кавказе, Урале, в Казахстане, на Северо-Американском континенте и в других местах широко представлены разрыхленные дезинтегрированные граниты и продукты их ближнего переотложения – аркозовые обломочные породы, достигающие мощностей в десятки или первые сотни метров. Подобные породы обычно относят к осадочным (коллювиальным, делювиально-пролювиальным) отложениям или образованиям нижней зоны коры выветривания. Однако ряд авторов отмечают, что некоторые их типы имеют тектоническое происхождение.

В частности, подобные кластиты выявлены при проходке тоннелей в ряде районов БАМ, где они приурочены к фронтальным частям надвиговых пластин, а также к зонам разломов и стресс-метаморфизма [2]. Их возникновение связывают также и с деформациями гранитов при росте протрузий [1]. Упомянутые образования, относящиеся к семейству тектонитов, в целом остаются еще слабоизученными. Важно отметить, что их вычленение из состава осадочных пород позволяет уточнить историю геологического развития регионов. Кроме того, разрыхленные дезинтегрированные граниты, залегающие в основании платформенного осадочного чехла, характеризуются повышенной пористостью и проницаемостью. Поэтому они нередко служат коллекторами пресных подземных вод или газонефтяными ловушками.

Ниже приведена характеристика подобных псевдоосадочных пород, возникших за счет преобразований гранитов. Эти породы, выявленные авторами в ряде районов Центральной и Южной Монголии, наиболее полно представлены в горах Дзурамтай на территории Южной Гоби. Здесь горный массив (площадью около 255 км²) представляет собой кайнозойское поднятие, ограниченное с севера и с юга мезозойскими впадинами. В его строении участвуют силурийско-нижнедевонские и нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы, прорванные гранитами, имеющими средне-верхнекаменноугольный возраст.

Граниты распространены в северо-восточной части горного массива, а в прилегающем с севера бортовом участке Цагангольской впадины они под углами 30–40° погружаются под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, имеющий мощность около 1400 м. Разрез мезозойских (юрско-меловых) отложений слагается здесь континентальными полимиктовыми по составу конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами (местами присутствуют прослои известняков или бурых углей). Содержание аркозового (гранитного) материала в обломках юрско-меловых пород обычно не превышает первых процентов.

От охарактеризованных выше пород осадочного чехла резко отличаются две терригенные пачки: первая – четвертичные отложения, залегающие в кровле разреза, с размывом на породах мезозоя, и вторая – базальная пачка кластитов, приуроченная к приконтактной зоне гранитов и пород осадочного чехла. Пачка четвертичных терригенных отложений (конгломератов, брекчий, гравелитов) мощностью до 4 м, в отличие от подстилающих мезозойских пород, имеет аркозовый (гранитный) состав обломков. Своеобразным строением, составом и генезисом обладает базальная пачка приконтактных кластитов, достигающая мощности 10–20 м. Она представляет собой механически дробленные и перетертые граниты, которые связаны с материнскими гранитами постепенными или резкими формами перехода. Граниты в приконтактной зоне катаклазированы, нередко до полурыхлого и рыхлого состояния, их неизменные массивные разности встречаются в виде реликтов и слагаются кварцем (20–30 %), а также плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Сильно дезинтегрированные и разрыхленные граниты нередко распадаются на обломки, образующие скопления псевдоосадочных глыбово-щебнистых или дресвяно-песчаных пород. При этом часто встречаются «обдавленные» зерна кварца и полевых шпатов, погруженные в матрикс, состоящий из тонкогранулированных зерен кварца и пелитизированного полевого

шпата. Преобразования кварца, часто имеющего облачно-мозаичное угасание и неровные зубчатые границы, сопровождаются появлением трещиноватых зерен и их грануляцией. Нередко в кровле толщи гранитов наблюдается тонкая или крупная отдельность, ориентированная параллельно склонам мезозойской впадины и именуемая посклоновой отдельностью.

Пачка кластитов, перекрывающих граниты, залегает в основании разреза под мезозойскими отложениями. Она представлена обогащенными дресвой песчаниками или алевrolитами, содержащими линзы или включения (в форме пятен) дресвяников. В этих породах наблюдаются дробленные обломочные зерна остроугольной формы или их округлые (обдавленные) разновидности. Они не сортированы, часто не ориентированы, беспорядочно расположены в породах и погружены в тонкообломочный кварц-каолиновый матрикс. Породы по составу относятся к аркозовым ваккам, нередко с повышенным (до 70–80 %) содержанием кварца. В них (как и в гранитах) часто проявляется посклоновая отдельность, ориентировка которой совпадает с напластованием вышележащих мезозойских пород.

Присутствующие в кластитах обломочные зерна кварца и реликтового полевого шпата в целом подобны охарактеризованным выше в гранитах. Однако в кластитах они сильнее дроблены и при этом для зерен кварца отмечены новые типы микроструктур: мелкополигональная, брусково-блочная и полосчатая. Наряду с дроблением и грануляцией зерен кварца часто проявляется и противоположный процесс – перекристаллизация тонкодробленного кварца и связанный с этим процесс укрупнения его зерен до крупнопесчаной или дресвяной размерности. На фоне отсутствия ориентировки обломочных зерен в кластитах местами появляются скопления кварца и мусковита, ориентированные в одном направлении (что, вероятно, связано с действием одностороннего давления).

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что граниты испытывали преобразования в холодных условиях (т.е. после раскристаллизации и остывания). В них не встречены индикаторы высокотемпературных преобразований. Таким образом, кластиты представляют собой скопления раздробленных и перетертых (местами до размера мелкого песка и алеврита) обломков разрыхленных гранитов в обстановке сравнительно низких температур и относительно интенсивного одностороннего давления (стресса). Это отразилось на отмеченных выше структурных особенностях строения и характере распределения обломочных зерен в кластитах, а также привело к образованию в них посклоновой отдельности. Вместе с тем перекристаллизация зерен кварца и их укрупнение требуют несколько повышенных температур (порядка 200–300° по данным И.М. Симановича [3]). Возникновение подобных температур могло быть связано с механическим дроблением и перетиранием обломков гранитов под покровом осадочного чехла. При этом нельзя исключить и возможность притока восходящих низкотемпературных термальных вод.

В целом приведенные выше признаки строения и состава пачки кластитов позволяют связать их генезис с формированием гранитной протрузии. На протяжении юрского и мелового периода (когда происходило накопление континентальных отложений мощностью около 1400 м) на месте центральной части современных Дзурамтайских гор располагалась область денудации. Из этой области в прилегающую аккумулятивную равнину поступал полимиктовый терригенный материал, источником которого служили палеозойские вулканогенно-осадочные породы. Наличие в его составе небольшой примеси аркозовых обломков свидетельствует о редких небольших (вероятно жильных) выходах гранитов, связанных с главным массивом, который был перекрыт палеозойскими вулканогенно-осадочными породами.

В конце поздне меловой эпохи и на протяжении большей части кайнозоя в характеризуемом районе проявился перерыв в осадконакоплении. И лишь в четвертичный период в предгорных ландшафтах здесь начали накапливаться конгломераты и брекчии с гранитным составом обломков. Их широкое распространение в области денудации, вероятно, было связано с подъемом гранитной протрузии. При этом под покровом мощного осадочного чехла за счет дробления и перетирания гранитов возникла охарактеризованная выше пачка кластитов (псевдоосадочных пород, обломочные зерна которых несут следы стрессовых напряжений). Одновременно в кластитах, как и в подстилающих дезинтегрированных гранитах, возникала посклоновая отдельность, а за счет процессов суффозии происходил вынос пелитовых частиц (каолинизированного полевого шпата) подземными водами и обогащение пород кварцем.

Работа выполнена в соответствии с задачей Программы ОНЗ РАН № 10 «Центрально-

Азиатский подвижный пояс на плитной стадии: геодинамика и этапы формирования земной коры» (проект «Центрально-Азиатский подвижный пояс на плитной стадии: тектоника консолидированной коры и ее отражение в вулканогенно-осадочном процессе»).

- [1] *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. – 2008. – № 2. – С. 3–31.
- [2] *Лобанов М.П., Сизых В.И., Свинцов А.В., Стрелюк Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // ДАН СССР. – 1991. – Т. 319, № 5. – С. 1178–1182.
- [3] *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. – М.: Наука, 1978. – 152 с.

ПЕТРОЛОГИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ БИМОДАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*А.А. Цыганков**, *В.Б. Хубанов**, *А.В. Филимонов**, *Т.Т. Врублевская**,
*С.А. Татарников***, *Т.Б. Баянова****

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

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

***Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

Одним из важнейших геологических событий позднепалеозойской геологической истории Западного Забайкалья было формирование гигантского объема разных по составу гранитоидов, занимающих порядка 80 % площади региона. Заключительный этап гранитоидного магматизма сопровождался бимодальным субвулканическим магматизмом – становлением протяжённых (более 100 км) дайковых поясов, предшествовавших более мощным рифтогенным процессам, начавшимся в поздней перми и с перерывами продолжавшимся до конца кайнозоя.

В последние годы [1, 2] основное внимание исследователей было приковано к мезокайнозойскому этапу развития рассматриваемого региона, тогда как наиболее ранние рифтовые структуры, заложившиеся в конце перми, а также бимодальные дайковые пояса, знаменующие переход от существенно гранитоидного плутонического магматизма к бимодальному рифтогенному вулканизму, изучены явно недостаточно.

Нами получены новые геологические, геохимические и отчасти геохронологические данные по дайковым поясам центральной части Западного Забайкалья (карбон – пермь), Тамирской (поздняя пермь) и Мало-Хамардабанской (поздняя юра – ранний мел) вулканотектоническим структурам (ВТС), которые позволяют проследить эволюцию бимодального магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое и мезозое.

Скопления даек в центральной части Западного Забайкалья (Селенга–Удинское междуречье) известны давно, однако лишь работами последних лет [3] было установлено, что многочисленные дайки группируются в протяжённые пояса северо-восточного простирания, в целом согласные с простиранием мезозойских рифтогенных впадин. На основании изучения ряда опорных разрезов выявлено два дайковых пояса, располагающихся в бассейнах рек Тугнуй и Уда, – Жиримский и Удинский, соответственно. Установленная протяжённость Жиримского пояса – 110 км, Удинского – 70 км, при ширине того и другого 12–15 км. Внутреннее строение поясов однотипно: они образованы субпараллельными, субвертикальными дайками северо-восточного простирания (60–70°) мощностью от 1–2 до 20 м. Наблюдаемая протяжённость даек от первых сотен метров до первых километров. В пределах поясов дайки обычно занимают 10–20 % от общего объёма пород, однако на некоторых участках их количество возрастает до 80–85 %. Контакты даек с вмещающими породами резкие, в крупных дайках, в том числе и на контакте между различными дайками, наблюдаются зоны закалки. По составу дайки отвечают трахибазальтам, трахитам, трахидацитам и трахириолитам, степень кристалличности и структурные особенности которых варьируются в широких пределах.

Тамирская вулканотектоническая структура является одной из наиболее крупных позднепалеозойских структур Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Она расположена на территории Западного Забайкалья и Северной Монголии. Изученный район находится в междуречье Хилок – Чикой, в пределах западной части Малханского хребта. Тамирская ВТС обладает ярко выраженным бимодальным характером.

Согласно данным И.В. Гордиенко с соавторами [4], формирование ВТС началось в среднем–позднем карбоне или ранней перми с площадных излияний базальтов, выделяемых в качестве унгуркуйской свиты. В поздней перми базальтовый вулканизм сменился собственно бимодальным трахибазальт-трахириолитовым, продукты которого объединяются в тамирскую свиту. Вместе с тем, чередование основных и кислых лав и вулканокластитов характерно не для всех разрезов тамирской свиты. В её стратотипе (по р. Тамир) продукты базальтового магматизма присутствуют только в виде субвулканических интрузий небольшой мощности (десятки метров), тогда как собственно базальтовые лавы появляются лишь в верхней части разреза,

фиксируя переход от тамирской свиты к черноморской.

Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура располагается в левобережье среднего течения р. Джиды (приток р. Селенги) и приурочена к южным и юго-восточным склонам хр. Малый Хамар-Дабан.

Рассматриваемая структура сложена разнообразными вулканическими, субвулканическими и осадочными породами, среди которых абсолютно преобладают первые. Эффузивы представлены трахибазальтами, в подчинённом количестве присутствуют трахиты. Вулканогенная толща делится на две свиты: худогинскую, залегающую в основании разреза и сложенную переслаивающимися трахитами и трахибазальтами (примерно в равных соотношениях) с редкими прослоями терригенных пород, и более позднюю – ичетуйскую, которая почти целиком состоит из трахибазальтов. Породы среднего–трахиандезитового состава имеют резко подчинённое значение и, по-видимому, гибридный характер. Трахибазальты ичетуйской свиты занимают почти всю площадь Мало-Хамардабанской ВТС, тогда как трахитами сложено крупное поле в её северо-восточной части. Формирование ВТС, согласно данным [5], продолжалось от 160 до 135 млн лет.

Рассматриваемые ассоциации независимо от возраста и геологического строения обладают ярко выраженной бимодальностью состава слагающих их пород. Среди даек и в составе Мало-Хамардабанской ВТС доминируют трахибазальты, тогда как кислые разности имеют относительно подчинённое значение; в составе Тамирской ВТС кислые и основные разности развиты примерно одинаково, но практически отсутствуют трахиты. Согласно имеющимся геологическим данным развитие Тамирской и Мало-Хамардабанской ассоциаций имело антидромную направленность; в составе дайковых поясов встречаются комбинированные дайки, свидетельствующие об одновременном внедрении основных и кислых магм. Дайковые пояса формировались на заключительном этапе позднепалеозойского гранитоидного магматизма. Учитывая глубину эрозионного среза, можно предположить, что дайки сопровождалась эффузивными комагматами. По времени формирования дайковые пояса соответствуют заключительному этапу позднепалеозойского гранитоидного магматизма, Тамирская ВТС (~ 250 млн лет) занимает промежуточное положение между позднепалеозойским этапом батолитообразования (Ангаро-Витимский Батолит, зазинский комплекс, 340–270 млн лет) и мезозойским сиенит-щёлочнотрахибазальтовым магматизмом (230–210 млн лет). В целом, магматизм Западного Забайкалья с конца палеозоя до кайнозоя включительно эволюционировал в сторону сокращения «кислой» (гранитоидной) составляющей, с постепенным нарастанием доли мантийного щёлочнобазитового магматизма. Возможно, временной интервал 160–145 млн лет (Мало-Хамардабанская ВТС) соответствует переходу от существенно кислого – гранитоидного и бимодального – магматизма к существенно щёлочнобазитовому.

Анализ геохимических данных показывает, что изменение макрокомпонентного состава пород во времени проявляется лишь в базальтах, что, возможно, связано с их более примитивным характером (состав базальтов в большей мере зависит от условий генерации, тогда как в кислых разностях определяющую роль играют процессы дифференциации и контаминации магм). Направленного (во времени) изменения содержания элементов-примесей (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y) в однотипных породах не выявлено, но, при общем сходстве, каждый тип пород разновозрастных ассоциаций обладает своей спецификой. В базитах со временем несколько возрастает общая щёлочность, содержание REE и степень дифференцированности REE спектра, возрастает величина отрицательной Eu аномалии. Всё это, с одной стороны, отражает более дифференцированный характер наиболее поздних мало-хамардабанских образований, а с другой – может свидетельствовать о постепенном уменьшении степени плавления.

В целом, базальтоиды всех трёх бимодальных ассоциаций обладают внутриплитной геохимической спецификой, отличаясь от типоморфных внутриплитных базальтов резким Nb минимумом и Pb максимумом, свидетельствующими о «водонасыщенных» условиях выплавления базитовых магм и интенсивной коровой контаминации. Трахиты «наследуют» геохимические особенности базальтов, что, скорее всего, связано с их происхождением из тех же мантийных источников, что и базальты, но при меньшей степени парциального плавления. Кислые разности (трахириолиты) во всех трёх структурах, по-видимому, являются коровыми выплавками, вопрос о присутствии «мантийной компоненты» в их составе остаётся открытым.

Источники магм разновозрастных ассоциаций имели несколько различающийся, но в це-

лом близкий состав, существенно отличный от типичных мантийных источников внутриплитных базальтов. Возможно, это отличие обусловлено интенсивной контаминацией мантийных базитовых магм продуктами плавления каледонской (по изотопным данным) континентальной коры, что привело к кардинальному изменению «первичных» геохимических характеристик базальтов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ-Сибирь (проект 08-05-98017), РФФИ-МНТИ (06-05-72007), интеграционных проектов СО РАН № 6.11 и 6.5.

- [1] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 2. – С. 115–138.
- [2] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 1. – С. 37–60.
- [3] Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 723–730.
- [4] Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцына Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 2. – С. 190–203.
- [5] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. – 2002. – Т. 10, № 5. – С. 510–531.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА РЫБИНСКОЙ ВПАДИНЫ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЮГА СИБИРИ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

А.В. Шаццлло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Рыбинская впадина является палеозойской структурой, наложенной на юго-западную окраину Сибирской платформы между Главным Саянским краевым швом и границей недеформированного плитного комплекса [1], ее формирование связано с тектонической активизацией региона в силуре–девоне. Девонские образования Рыбинской впадины несогласно залегают на более древних толщах с возрастом от раннего протерозоя до палеозоя и представлены пестроцветными терригенными породами молассового облика и ассоциирующими с ними основными вулканитами карымовской свиты (D_1), а также мелководными терригенно-карбонатными пестроцветными отложениями павловской (D_2) и кунгусской (D_3) свит, общей мощностью более 2000 м. Выше по разрезу согласно залегают терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона, перекрытые толщами нижней–средней юры.

Район исследований расположен в северо-западной части Рыбинской впадины и в плане представляет собой узкий блок северо-западного–юго-восточного простирания, ограниченный с севера и юга Ийско-Канским и Главным Саянским разломами. В ходе работ 2007 г. нами были рекогносцировочно опробованы все три стратиграфических уровня девона (карымовская, павловская и кунгусская свиты), в настоящей работе мы представляем палеомагнитные результаты по обработанной части коллекции.

Карымовская свита была изучена в пяти удаленных обнажениях. По правому берегу р. Базаиха, ниже д. Ерлыковка (таблица, T05) и в районе ж/д станции Сорокино (T06), были отображены красноцветные терригенные разности; вулканогенная часть свиты была опробована в правом борту р. Сытик в районе ж/д станции Заречье (T07), а также в двух обнажениях по левому борту руч. Каракушка (левый приток р. Березовки) в 1.5 и 1 км выше устья (T08 и 09). *Павловская свита* опробована в левом борту р. Кача напротив д. Дрокино (T03). *Кунгусская свита*

Полученные палеомагнитные направления и полюсы

| Объект | n | Географическая система координат | | | | Стратиграфическая система координат | | | |
|---------|---|----------------------------------|-------|------|------|-------------------------------------|-------|------|------|
| | | D° | I° | k | a95° | D° | I° | k | a95° |
| T01 | 17+7c | 333.0 | -63.1 | 26.8 | 5.8 | 309.4 | -69.0 | 26.8 | 5.8 |
| T02 | 19+8c | 300.0 | -77.2 | 94.7 | 2.9 | 252.5 | -70.0 | 94.7 | 2.9 |
| T03 | 25+21c | 322.2 | -64.7 | 42.4 | 3.3 | 251.6 | -68.9 | 42.4 | 3.3 |
| T05 | 24+7c | 359.0 | -60.3 | 31.5 | 4.7 | 341.8 | -55.4 | 31.5 | 4.7 |
| T06 | 22+18c | 340.2 | -60.6 | 26.2 | 4.5 | 297.4 | -81.4 | 24.6 | 4.7 |
| Среднее | 5 | 335.2 | -66.2 | 58.0 | 10.1 | 296.3 | -73.1 | 22.9 | 16.3 |
| Полюс | PLONG=109.8°; PLAT=16.6°; A95=15.0°, для координат $\phi=56^\circ$; $\lambda=93^\circ$ | | | | | | | | |
| T07-1 | 9+2c | 347.8 | -55.0 | 10.3 | 15.0 | 29.3 | -46.3 | 10.3 | 15.0 |
| T07-2 | 6+4c | 4.8 | -46.6 | 13.8 | 13.7 | 20.9 | -40.1 | 13.8 | 13.7 |
| T07-3 | 7+2c | 355.4 | -35.0 | 12.1 | 15.6 | 16.3 | -19.8 | 11.8 | 15.8 |
| T08-2 | 3+4c | 224.4 | 28.0 | 11.3 | 19.9 | 234.5 | 51.9 | 11.9 | 19.3 |
| T09 | 15+12c | 9.1 | -10.1 | 21.1 | 6.2 | 9.4 | -38.5 | 20.1 | 6.4 |
| Среднее | 5 | 10.0 | -36.6 | 11.0 | 24.2 | 24.2 | -40.3 | 21.8 | 16.8 |
| Полюс | PLONG=70.6°; PLAT=-8.4°; A95=15.8°, для координат $\phi=56^\circ$; $\lambda=93^\circ$ | | | | | | | | |
| T08-3 | 5 | 155.3 | -31.6 | 30.8 | 14.0 | 157.0 | -18.1 | 30.8 | 14.0 |

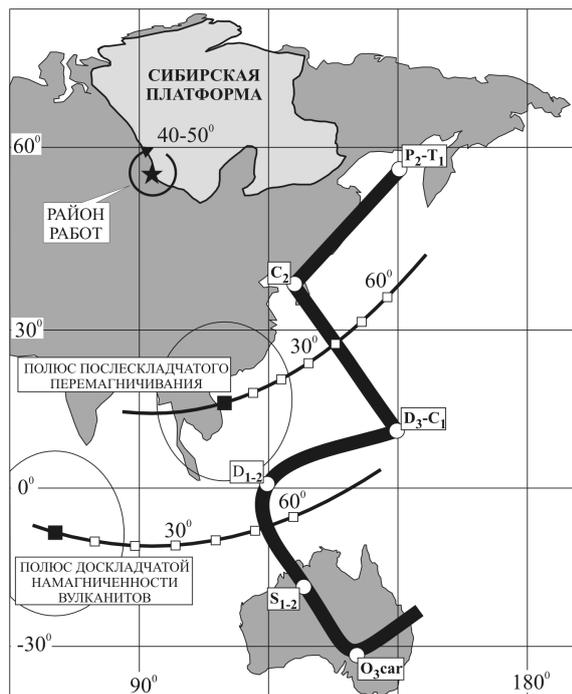
П р и м е ч а н и е. D и I – склонение и наклонение; n, k, a95 – статистические параметры (количество образцов/обнажений, кучность распределения векторов, радиус круга доверия, отвечающего вероятности 95 %); PLAT и PLONG – широта и долгота палеомагнитного полюса; A95 – радиус, круга доверия; ϕ и λ – географическая широта и долгота района. Индекс «с» для столбца «n» – большие круги, используемые при расчете среднего.

опробована в двух обнажениях (Т01 и 02) левого берега р. Енисей ~1.5 и 2.2 км ниже устья р. Кача в черте г. Красноярска.

Результаты лабораторной обработки. В ходе детальных температурных чисток терригенные красноцветные породы карымовской, павловской и кунгусской свит показали схожесть магнитных свойств и (интерпретируемого) палеомагнитного сигнала, поэтому далее мы будем рассматривать их совместно. По блокирующим температурам в качестве главного носителя намагниченности в породах перечисленных свит выделяется гематит, однако на кривых размагничивания фиксируются и другие магнитные минералы с более низкими блокирующими спектрами. В большинстве изученных образцов в интервале температур в среднем от 230 до 530 °С уверенно выделяется промежуточная компонента намагниченности, как правило не идущая в начало координат диаграмм Зийдервельда. Данная компонента имеет крутые отрицательные наклонения и склонения северо-западной четверти (таблица), при сравнении средних по обнажениям тесты складки в модификациях «DC» и «NFT» показывают послескладчатость этой компоненты, максимальная кучность распределения средних достигается при 0 % распрямления складки. Что касается высокотемпературных, конечных компонент намагниченности рассматриваемых пород, то на настоящем уровне исследований выявить среди них какое-либо «приоритетное» направление не представляется возможным – даже в объеме одного обнажения векторы намагниченности либо хаотически распределены на сфере, либо образуют существенно разрозненные кластеры.

В вулканитах карымовской свиты (Т07, 08-2, 09) зафиксирована высокотемпературная конечная компонента намагниченности с блокирующими температурами, близкими к точке Кюри магнетита. В большинстве обнажений эта компонента характеризуется умеренными отрицательными наклонениями и северо-восточными склонениями, в обнажении Т08-2 по малому количеству образцов выделяется антиподальная компонента. Тесты складки в модификациях «DC» и «NFT» указывают на доскладчатость высокотемпературной компоненты. В нижней части разреза вулканитов по руч. Каракушка (Т08-3) по малому количеству образцов зафиксирована существенно отличающаяся по направлению высокотемпературная компонента намагниченности (таблица). Примечательно, что близкое направление было получено ранее [2] по тешенитам массива Черная Сопка, комагматичным карымовским вулканитам, а также по вулканитам и малым интрузиям Минусинской впадины [3] и рассматривалось нами как аномальное для девонского времени [4].

Полученные палеомагнитные полюсы, сравнение с данными по Сибирской платформе. Как



видно на рисунке, палеомагнитные полюсы, рассчитанные по доскладчатой и послескладчатой компонентам, находятся на значительном удалении от кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы (в рассматриваемом варианте КМП используются новейшие данные по среднему палеозою [5, 6]). В то же время полученные определения дают значения палеоширот, близкие к ожидаемым сибирским, для интервала D₁–C₂. Этот факт может указывать на то, что после накопления девонских толщ Рыбинской впадины, формировавшейся на «сибирском» основании, а также после образования послескладчатой намагниченности изученный район испытал разворот относительно жесткой платформенной части. Действительно, при повороте относительно совре-

Рассчитанные палеомагнитные полюсы; сравнение с кривой КМП Сибирской платформы (пояснения в тексте).

менного географического положения изученных объектов наблюдается совмещение полюсов со среднепалеозойским участком КМП Сибири. Полюс раннедевонских вулканитов пересекает КМП между полюсом для середины силура и полюсом раннего–среднего девона [5], а полюс переманчивания попадает на ранне-среднекарбонный участок [7, 6], при этом лучшее совмещение с кривой достигается при развороте на 40–50° против часовой стрелки.

Исходя из полученных данных, можно предложить следующий сценарий тектонического развития изученного района:

1. Во время накопления девонских толщ Рыбинская впадина была едина в структурном отношении с Сибирской платформой и в карымовское время (406–402 млн лет [2]) находилась на 20–30° северной широты.

2. Складчатые деформации девонских толщ Рыбинской впадины произошли до образования послескладчатой компоненты намагниченности, возраст которой, исходя из сравнения с кривой КМП Сибири, можно оценить как ранне-среднекарбонный. Учитывая, что толщи раннего карбона залегают на девонских согласно, а далее следует крупный перерыв в осадконакоплении, возраст складчатости можно достаточно точно ограничить рубежом ранний–средний карбон (~330 млн лет).

3. Ко времени образования послескладчатой намагниченности (ранний–средний карбон) изученный регион сместился на 50-е широты северного полушария, а в постсреднекарбонное время был развернут на 40–50° по часовой стрелке относительно структуры Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00880, 07-05-00750), гранта президента РФ МК-139.2007.5 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] *Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В.П. Орлов. Т. 3. Восточная Сибирь / Ред. Н.С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.*
- [2] *Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В.* Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // *Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 6. – С. 663–667.*
- [3] *Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю.* Положение девонских палеомагнитных полюсов Сибири: современное состояние проблемы и новые данные // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 92–94.*
- [4] *Шаццлло А.В., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм девона Сибирской платформы и ее складчатого обрамления: современное состояние проблемы и некоторые размышления // *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 165–173.*
- [5] *Шаццлло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э.* Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // *Физика Земли. – 2007. – № 10. – С. 85–94.*
- [6] *Шаццлло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б.* Этапы, генезис и возраст формирования складчатой структуры Байкало-Патомской дуги по палеомагнитным данным // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли. – М.: ГЕОС, 2004. – С. 113–120.*
- [7] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al.* Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int. – 2002. – V. 148. – P. 1–33.*

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Б.Ф. Шевченко

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, shevchenko@itig.as.khb.ru

Восточный фрагмент Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) в настоящее время является составной частью Амурской тектонической плиты. На севере и юге исследуемого фрагмента границы ЦАПП проходят по уверенно картируемой серии разломов субширотного простирания [4, 5]. С востока ЦАПП граничит со структурами Тихоокеанского подвижного пояса по группе разломов северо-восточного и меридионального простирания. Это (с севера на юг) разломы: Куканский, Дахэдзенский, Алчанский, Арсеньевский [5]. Западная граница изучаемого фрагмента ЦАПП подобного ярко выраженного разломного ограничения не имеет. Она проходит примерно вдоль 105° в.д., где происходит смена простирания дизъюнктивных структур ЦАПП с северо-западного направления на северо-восточное [3]. Северная, западная и южная границы восточного фрагмента, в отличие от его восточного обрамления, находятся в областях развития интенсивной линейной сейсмичности [1, 2].

Современный структурный план разрывных тектонических нарушений Амурской плиты является результатом длительного эволюционного развития входящих в неё разновозрастных орогенных поясов и геодинамически связанных с ними более древних супертеррейнов [4]. Был проведен совместный анализ поверхностного структурного плана тектонических нарушений со структурными планами блоковой делимости земной коры и литосферы. Последние получены в результате районирования глубинных поверхностей раздела (использованы значения глубин до подошвы земной коры и до подошвы литосферы). В результате получена трехмерная модель литосферы с наклонными глубинными границами раздела между ограничениями основных орогенных систем, составляющих Амурскую плиту.

Наклонные глубинные границы в основном характерны для разрывных нарушений меридионального и северо-восточного простирания. Плоскость их падения имеет западную и северо-западную ориентировку. В западной части Амурской плиты (восточный фрагмент Центрально-Азиатского подвижного пояса) подобные глубинные структуры развиты более широко, чем в восточной части.

Созданная статическая модель литосферы получает геодинамическое истолкование в рамках концепции наличия глубинных поверхностей срывов в пределах земной коры и верхней мантии, так как перемещения слоев на различных глубинах способствуют формированию наклонных глубинных границ. Наличие признаков подобных перемещений было уставлено нами ранее вдоль границы сочленения Центрально-Азиатского пояса с Евразийской плитой [7]. Структурный план наклонных глубинных границ позволяет предположить наличие вращательной составляющей в геодинамической эволюции Амурской плиты. По геодинамическим построениям, выполненным на основе современных сейсмологических данных и результатов интерпретации GPS-наблюдений, установлено вращательное движение Амурской плиты [2, 6]. Полюс вращения Амурской плиты, относительно Евразийской, расположен восточнее северного окончания озера Байкал. Вращение плиты происходит против часовой стрелки, что является благоприятным фактором для формирования наклонных границ с западным и северо-западным падением.

- [1] Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. – 2004. – № 1.
- [2] Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчисон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. – 1992. – № 5. – С. 63–77.
- [3] Леви К.Г. Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии. Масштаб 1:7500000. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008.
- [4] Парфенов Л.М., Берзин И.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.

- [5] *Тектоника*, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин, М.В. Горошко и др. – Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. – 264 с.
- [6] Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 27, № 4. – С. 39–49.
- [7] Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. – 2007. – № 4. – С. 3–20.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ПРИ НАКОПЛЕНИИ ПРОТОЛИТА ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш.

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

Значительную роль в составе отложений Тункинского террейна играют метавулканогенные образования, доля которых в отдельных разрезах может достигать порядка 30 % объема толщи и более. Разделение толщи на свиты основывалось на ассоциации метавулканогенных образований преимущественно с терригенными – уртагольская свита – или карбонатными породами – вышележащая толтинская свита [1]. Значительная фациальная изменчивость свит по простиранию при близком литотипе слагающих их пород нередко затрудняет однозначное разграничение свит, а местами вообще не позволяет расчленить толщу на свиты и подсвиты.

Ранее нами уже анализировались метавулканиды с западного окончания Тункинской впадины, в разрезах по р. Иркуту и его правым притокам – Белому и Среднему Иркуту и Аерхану [2]. В разрезах преобладают сланцы основного состава и мраморы, при явно подчиненной доле метатерригенных пород, на основании чего данная толща условно относилась нами к толтинской свите. Последующее опробование проводилось в центральной части Тункинского террейна в разрезах по р. Бого-Хонголкой и его притокам. Здесь в разрезе также преобладают сланцы основного состава, переслаивающиеся, в отличие от первого участка главным образом с метатерригенными породами. В обоих случаях уровень метаморфизма везде выше изограды биотита, и никаких реликтов первичных структур пород не сохранилось. Минеральные парагенезисы основных сланцев включают: хлорит, актинолит, эпидот, альбит, кварц, магнетит, иногда кальцит и биотит в разных сочетаниях. Задачей настоящей работы является установление источника метабазальтов и эволюции вулканизма при накоплении протолита Тункинского террейна.

Принадлежность тункинских метавулканидов к определенным петрохимическим сериям устанавливалась по стандартным диаграммам $Zr/TiO_2-Nb/Y$ и $SiO_2-Na_2O+K_2O$, согласно которым большинство исследованных пород могут быть отнесены к андезибазальтам и базальтам нормальной, а в ряде проб (низкие содержания Y) повышенной щелочности. Положение точек составов на обеих диаграммах в аналогичных полях может служить дополнительным свидетельством инертности данных элементов при постмагматических преобразованиях. По химическому составу среди пространственно разобщенных выходов метавулканидов Тункинского террейна можно выделить три основных типа: 1) высокомагнезиальные, высокотитанистые (MgO 6.8–16 вес.%, TiO_2 0.5–2.7 вес.%); 2) высокомагнезиальные, низкотитанистые (MgO 8.8–13.8 вес.%, TiO_2 < 0.5 вес.%) и 3) низкомагнезиальные, высокотитанистые (MgO 3.8–7.7 вес.%, TiO_2 1.2–3.4 вес.%) тип.

Метавулканиды первого типа, пространственно приуроченные к бассейну р. Бого-Хонголкой, отличаются широким диапазоном содержаний K_2O (0.24–1.76), Na_2O (0.5–2.9) и Fe_2O_3 общ (9.6–18.2). При близких к N-MORB содержаниях высокозарядных (Zr, Nb, Y) элементов наблюдаются заметно повышенные концентрации ряда крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов. Для метабазальтов данного типа характерен достаточно дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($La/Yb=1.7–5.5$), пониженные Zr/Nb и повышенные Nb/Yb , относительно N-MORB, отношения.

При близкой магнезиальности второй тип метавулканидов, как и первый, развит преимущественно в бассейне р. Бого-Хонголкой, отличается более узким диапазоном и пониженными содержаниями не только TiO_2 , но и K_2O , Fe_2O_3 , а также Zr и Y. При этом Zr/Nb и Nb/Yb отношения, как и в первом типе, варьируются от близких к N-MORB до типичных E-MORB. Отличительная особенность метавулканидов данного типа – низкие концентрации легких лантаноидов ($La/Yb=0.32–0.37$).

Третий тип метавулканидов в большей степени распространен в разрезах по р. Иркут, незначительная доля пород подобного состава также присутствует в разрезах по р. Бого-Хонголкой. По содержанию титана, щелочей и общей железистости метавулканиды близки первому типу, но при этом отличаются заметно повышенными концентрациями Zr и Y. Распределение

РЗЭ, как и для пород первого типа, имеет достаточно дифференцированный характер ($La/Yb_n = 1.9-5.7$).

Положение точек составов всех метавулканитов на мультиэлементных диаграммах типично для пород, образующих дифференцированный ряд. Крайними членами ряда, с одной стороны, являются высокомагнезиальные ($Mg\# 67-73$) низкотитанистые метавулканиты р. Бого-Хонгодой, с другой – низкомагнезиальные высокотитанистые metabазальты бассейна р. Иркут ($Mg\# 31-62$). Выраженные корреляционные взаимоотношения в системе $MgO - CaO, TiO_2, Y, Zr, REE$ могут указывать на фракционирование оливина, плагиоклаза и, вероятно, пироксена.

На вероятное происхождение из единого исходного расплава высоко- и низкомагнезиальных базальтов Тункинского террейна указывает близкий диапазон Nb/Yb и Z/Nb отношений, варьирующихся от N-MORB до E-MORB и свидетельствующих об относительной обогащенности источника метавулканитов. Закономерное увеличение концентраций легких РЗЭ по мере уменьшения магнезиальности вулканитов является свидетельством единого дифференцированного тренда. Отсутствие заметной дифференциации HREE ($Gd/Yb = 0.9-2.0$) позволяет предположить, что мантийный источник расплава для всех типов базальтов находился на уровне шпинелевой фации.

Наличие как положительных, так и отрицательных Nb аномалий ($Nb/La_{pm} = 0.28-1.59$, $Nb/Th_{pm} = 0.24-9.5$), некоторая обогащенность LILE, близкая к E-MORB топология спектров распределения, а также ассоциация в разрезе с карбонатными и терригенными породами типичны для базальтов задуговых (окраинных) бассейнов.

Различное положение низко- и высокомагнезиальных разностей базальтов в пределах Тункинского террейна, ассоциация с первыми – андезитов, а вторыми – ультраосновных пород, увеличение степени дифференцированности расплава вверх по разрезу могут отражать временную эволюцию вулканизма. Приведенные геохимические особенности метавулканитов Тункинского террейна указывают на то, что образование низко- и высокомагнезиальных разностей базальтов связано с фракционированием единого исходного расплава в обстановке задугового бассейна.

- [1] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 144 с.
- [2] Школьник С.И., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г. Источники и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (по геохимическим данным) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. – С. 165–166.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

*В.В. Ярмолюк**, *В.И. Коваленко**, *В.П. Ковач***, *И.К. Козаков***, *А.М. Козловский**, *А.Б. Котов***, *Е.Ю. Рыцк***, *Е.Б. Сальникова***

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

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

Существующие тектонические представления предполагают разные варианты формирования коры при коллизионных и аккреционных столкновениях и последующих ее преобразованиях, например, ее деформацию (скупивание) на границах блоков, тектоническую расслоенность, андерплейтинг, деламинацию и т.д. Современные изотопно-геохимические методы позволяют внести определенные уточняющие ограничения в эти модели, в частности для территории Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и его континентального обрамления.

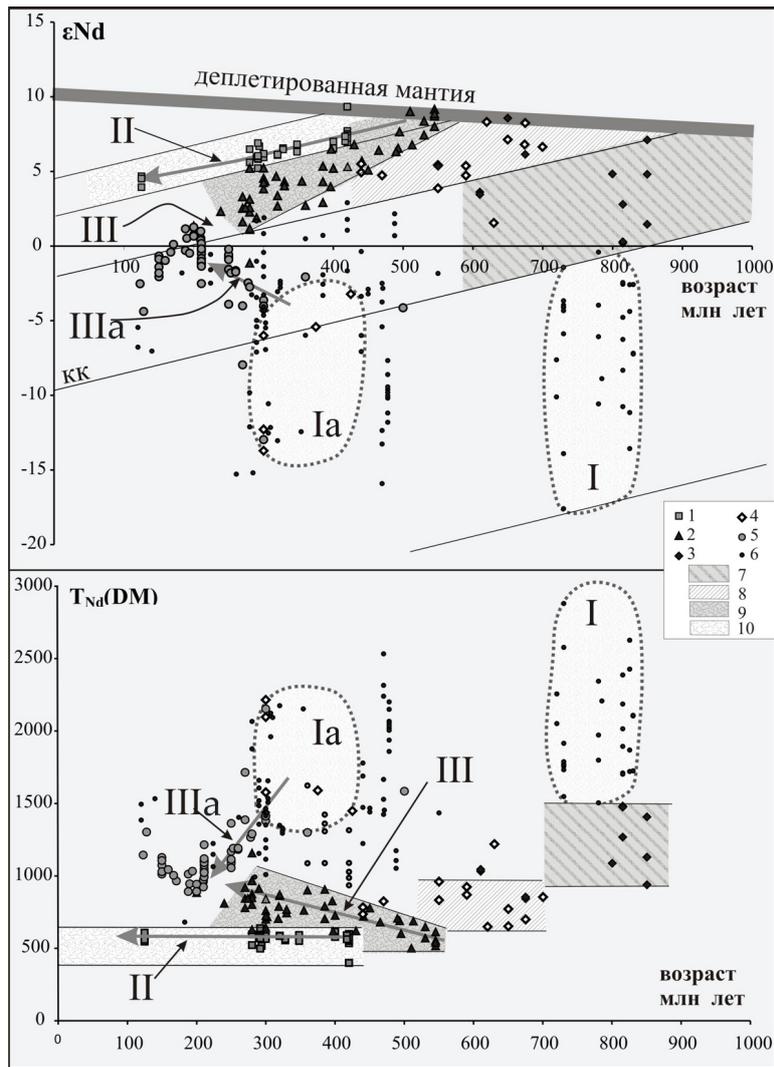
ЦАСП представляет комплекс разновозрастных складчатых структур, заключенных между Сибирской и Китайской платформами. Дугообразную структуру пояса, облегающую по отношению к границам Сибирской платформы, определяют складчатые системы каледонид, герцинид и индосинид, последовательно сменяющие друг друга к югу. Каледонидам свойственно мозаично-блоковое строение вследствие размещения в поле их развития угловатых блоков-террейнов дорифейской и рифейской (байкальской) коры, структурные элементы которых, как правило, срезаются на границах блоков.

Ранее было показано, что кора ЦАСП является преимущественно ювенильной и возникла в ходе последовательной серии корообразующих событий. Напомним, что под ювенильным корообразованием понимается зарождение новой континентальной коры, происходящее, как правило, в океанических сегментах Земли. Такая кора сложена породами, изотопные составы которых в начальные моменты корообразования близки к составу деплетированной мантии.

Исходным материалом для заключения о характере корообразующих процессов стали данные о Nd-изотопном составе магматических пород, позволившие в терминах модельных изотопных возрастов ($T_{Nd}(DM)$) оценить возраст формирования континентальной коры. Выделены следующие эпохи корообразования: ранне- и позднебайкальская, каледонская, герцинская и индосинийская, в ходе которых были сформированы изотопные провинции ювенильной коры соответствующего возраста, а также складчатые области, объединившие эти провинции и вмещенные с ними блоки более древней коры.

Кора каждой изотопной провинции обладает определенным изотопным составом и отчетливо выраженными закономерностями изменения изотопного состава во времени, которые могут служить показателями процессов преобразования континентальной коры в коллизионных зонах. Выделяется несколько вариантов вариаций составов в пределах той или иной изотопной провинции, которые могут быть связаны с разными тектоническими механизмами взаимодействия сталкивающихся коровых блоков.

I. Первый тип вариаций определяется широким разбросом значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$ в пределах групп близких по возрасту пород. Он типичен для блоков континентальной коры, подвергшихся воздействию более молодого корообразующего процесса. Для этого типа характерны широкие вариации изотопного состава и модельного возраста от значений, типичных для материнской коры, до значений, свойственных ювенильным породам новой корообразующей эпохи (рисунок, поля I и Ia). Такие вариации наиболее типичны для докембрийских террейнов, расположенных в пределах каледонской складчатой области. Например, в Анамакит-Муйской зоне Байкало-Муйского террейна гранитоиды с возрастом 835–720 млн лет характеризуются изотопными параметрами $\epsilon_{Nd}(T)$ от –17.6 до –1.4 и $T_{Nd}(DM)=2.9–1.5$ млрд лет. Такой состав гранитов предполагает их связь с анатексисом коры смешанного состава с участием фрагментов архейского–раннепротерозойского возраста и «ювенильного» материала раннебайкальского возраста. Подобные же вариации состава наблюдаются в гранитоидах Хангайского и Хэнтэй-



Вариации изотопных характеристик $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$ кислых магматических пород в зависимости от возраста в разных структурных зонах ЦАСП.

1–6 – породы структурных зон: 1 – герцинид, 2 – каледонид, 3 – поздних байкалид БМП, 4 – ранних байкалид БМП, 5–6 – докембрийских террейнов: 5 – Хангайского и Хэнтэйского, 6 – других; 7–10 – поля составов гранитов в областях разновозрастного корообразования: 7 – раннебайкальской, 8 – позднебайкальской, 9 – каледонской, 10 – герцинской.

Римскими цифрами указаны тренды изменения составов гранитов: в пределах Амандакит-Муйской зоны БМП (тренды I и Ia), в пределах герцинид (тренд II), в пределах каледонид (тренд III) и внутрикаледонских Хангайского и Хэнтэйского террейнов (тренд IIIa).

ского докембрийских террейнов в ходе переработки их коры каледонскими и герцинскими корообразующими процессами, что указывает на участие в их формировании как древнекоровых, так и ювенильных источников.

II. Другой тип вариаций изотопного состава и модельного возраста типичен для ювенильной коры, которая впоследствии не подвергалась существенной коровой переработке. Этот тип наиболее ярко проявлен в составе гранитоидов осевой зоны герцинид. Их изотопный состав близок к составу ювенильных пород основания герцинид, которые представлены лавами островных дуг и продуктами их размыва ($\epsilon_{Nd}(0.42) = +5.9 \dots +9.8$ и $T_{Nd}(DM) = 0.71-0.54$ млрд лет). Постааккреционные магматические породы включают комплексы позднепалеозойской активной окраины и мезозойской внутриплитной активизации и вне зависимости от их состава и возраста характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +4.3 \dots +7.0$ и относительно узким диапазоном вариаций Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 0.64-0.50$ млрд лет. Это свидетельствует

об изотопно однородном составе корового источника их магм, соответствующем по составу ювенильным породам герцинид. На рисунке ($\epsilon_{Nd}(T)$ – Возраст, поле II) фигуративные точки составов пород как островодужных комплексов, так и постаккреционных гранитоидов образуют тренд, согласный с трендом эволюции Nd изотопного состава средней континентальной коры, и, следовательно, состав континентальной коры герцинид, определяемый изотопным составом гранитоидов, идентичен составу ювенильной коры островодужных комплексов. На диаграмме ($T_{Nd}(DM)$ – Возраст, поле II) изотопные составы гранитоидов осевой зоны герцинид лежат в поле II, ограниченном возрастными границами 420 млн лет (геохронологический возраст пород офиолитовых комплексов) – 640 млн лет. Эти возрастные границы являются характеристическими для герцинской ювенильной коры.

III. Третий тип вариаций изотопного состава отличается постепенными во времени отклонениями от тренда изотопных составов средней континентальной коры соответствующей изотопной провинции. Выделяется два подтипа таких вариаций.

Один отчетливо проявлен в составах магматических пород каледонской изотопной провинции и характеризуется последовательным удревнением их модельного возраста относительно среднего модельного возраста коры каледонид (550–650 млн лет), определяемого породами венд-кембрийских океанических комплексов и составом син- и постаккреционных гранитоидов. Изотопный состав этих пород достаточно однородный и меняется по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ от +7 до +10 в магматических породах и от +5.5 до +8.6 в осадочных породах. Изотопные характеристики вулканических пород согласуются с составом деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd}(0.55) = +8.8$), что указывает на ювенильный характер коры. Изотопный состав постколлизийных гранитоидов ($T < 480$ млн лет) характеризуется последовательно более низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, их составы образуют тренд, определяемый увеличением Nd модельного возраста по мере омоложения пород. Подобная зависимость (тренды III на рисунке) отвечает смещению в источнике расплава материала с характеристиками ювенильных магматических пород и более древнего корового материала при возрастающем во времени вкладе последнего в этот источник.

Второй подтип (тренд IIIa на рисунке) выделяется противоположной тенденцией – последовательным омоложением модельного возраста гранитоидов относительно среднего возраста континентальной коры данной структурной зоны. Такая тенденция отмечается для гранитоидов докембрийских террейнов (рифейской изотопной провинции), участвующих в строении каледонского складчатого пояса. Их составы образуют тренд (тренд IIIa на рисунке), характеризующийся уменьшением Nd модельного возраста источников гранитоидов во времени. Наиболее ранние (раннепалеозойские) из них характеризуются составом источников с параметрами раннерифейской коры ($T_{Nd}(DM) = 1500$ млн лет), более поздние (ранне- и позднемезозойские) близки по изотопному составу поздним гранитоидам каледонских складчатых зон ($T_{Nd}(DM) \sim 900$ млн лет). Подобная тенденция отвечает постепенному возрастанию в источниках плавления доли более молодого корового материала.

В соответствии с диаграммой (рисунок) можно говорить, что каждая коровая провинция выделяется изотопным составом пород и соответственно модельными изотопными возрастами. Верхнее значение возраста, как правило, совпадает с возрастом формирования палеоокеанических комплексов соответствующей эпохи, а нижнее обычно отклоняется в сторону более древних значений. Эти отклонения связываются с участием в корообразовании осадочных пород – продуктов размыва ранее сформированных континентальных масс.

Установленные тренды вариаций изотопных составов гранитоидов в разных изотопных провинциях, и прежде всего отклоняющиеся от тренда эволюции состава средней континентальной коры той или иной изотопной провинции, могут быть интерпретированы в рамках существующих тектонических моделей, описывающих процессы формирования коллизийных структур. Так, первый тип вариаций, характеризующийся наиболее широким разбросом значений изотопного состава и модельного возраста, очевидно, соответствует модели андерплейтинга, происходящего с подслаиванием и внедрением в более древнюю кору ювенильного материала со стороны коллидирующей с ней более молодой ювенильной континентальной коры. На такой механизм указывает совпадение изотопных характеристик пород ювенильной коры и гранитоидов, развитых в древних блоках и характеризующихся наиболее высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$.

Второй тип вариаций изотопного состава, фиксирующий неизменность источников в ходе

развития изотопной провинции, отвечает модели не затронутой более поздними процессами аккрецированной коры. В то же время вдоль их границ с обрамляющими структурами такие изменения фиксируются.

Третий тип вариаций, скорее всего, отвечает модели тектонической расслоенности, совмещения и тектонического перемешивания фрагментов разновозрастной коры на уровнях глубинных сечений коры. Степень усреднения состава коры в докембрийских террейнах возрастает с увеличением возраста их формирования. Максимальное усреднение отмечается для Байкало-Муйского террейна, в пределах которого с рубежа 500 млн лет (т.е. после каледонской аккреции) состав коровых протолитов расплавов становится независимым от структур коры.

В Хангайском и Хэнтэйском докембрийских террейнах (рифейская изотопная провинция) на протяжении их палеозойской магматической истории фиксируется постоянное «подмешивание» более молодой коры. В пограничных с ними зонах развития каледонской коры наблюдается противоположная тенденция, выраженная в увеличении модельного возраста более молодых гранитов. Учитывая то, что в конечном итоге происходит выравнивание изотопных характеристик источников, формирующих наиболее молодые гранитоиды в пределах каледонской и рифейской изотопных провинций, можно предположить, что подобное усреднение состава источников связано с высокой степенью перемешивания коровых протолитов на магмообразующих уровнях коры на заключительных стадиях формирования ЦАСП.

В известной степени процессами тектонической расслоенности затронуты также герциниды, которые вдоль своих границ с более древними структурами обнаруживают признаки взаимодействия с корой последних. Эти признаки выражены в виде отклонения состава гранитоидов от тренда эволюции среднего состава коры герцинид в сторону более древнего модельного возраста ($T_{Nd}(DM) = 650\text{--}900$ млн лет) и приближения их по изотопным характеристикам к составу гранитоидов каледонской провинции.

Учитывая, что фиксируемые тенденции в изменении изотопных составов коры прослеживаются на протяжении всей истории формирования ЦАСП, по-видимому, можно полагать, что каждая из рассмотренных эпох тектогенеза в пределах ЦАСП не только охватывала зоны аккреции новообразованной коры, но и сопровождалась процессами тектонического расслоения в глубинных сечениях всего складчатого пояса, затрагивая также ранее сформированные его структурные зоны.

Таким образом, зарождение и последующее формирование континентальной коры ЦАСП, происходившее по механизму аккреции, сопровождалось процессами андерплейтинга и тектонической расслоенности, захватывающими коллидирующие между собой структуры. Можно полагать, что эти процессы являются обязательными в целом для коллизионных зон. Здесь уместно отметить, что ничего подобного не наблюдается вдоль границы каледонид ЦАСП с Сибирским кратоном, что заставляет усомниться в представлениях о формировании каледонид в результате столкновения с платформой.

Мы полагаем, что ведущую роль в формировании коры ЦАСП играли процессы, сопряженные с зонами конвергенции океанических плит с образованием островных дуг, задуговых бассейнов и аккреционных призм, а также последующие процессы аккреции соответствующих фрагментов ювенильной коры с корой океанических островов, лавовых плато и террейнов докембрийской коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00849, 08-05-00347).

ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СИБИРСКОГО КРАТОНА

*В.В. Ярмолук**, *И.К. Козаков***, *В.П. Ковач***, *В.Н. Подковыров***

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

**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan-kozakov@ik4843yandex.ru

В решении проблемы соотношения структур Сибирского кратона (СК) и его южного и юго-западного складчатого обрамления известны два принципиально различных подхода. Согласно одному из них террейны обрамления последовательно причленились к СК в ходе аккреционно-коллизийных процессов позднего протерозоя – раннего палеозоя. Это подразумевает, что в указанный период времени вдоль окраины континента практически постоянно существовала конвергентная граница. Данная точка зрения нашла отражение в Карте террейнов и целом ряде публикаций. Согласно другому подходу развитие структур СК и его раннекаледонского обрамления после распада Родинии и до конца ордовика происходило независимо, возможно даже в значительном пространственном удалении, и объединение их в единый континент завершилось к девону [1]. Процесс соединения, по-видимому, осуществлялся вдоль крупного тектонического сдвига типа трансформного разлома. С этих позиций южная часть СК (в современных координатах) в позднем рифее – раннем палеозое развивалась в режиме либо дивергентной границы, либо пассивной окраины. Для подтверждения своей позиции каждая из групп исследователей привлекает геологические данные и, в первую очередь, свое понимание механизмов и показателей коллизийного процесса, отраженное обычно в неявной форме. Поэтому необходимо четко определить, какие же геологические критерии можно использовать как индикаторы столкновения и взаимодействия разнородных континентальных блоков.

В самом общем виде таких показателей несколько, но они действуют в комплексе. Этот комплекс включает совокупность складчатых деформационных, метаморфических и магматических событий. Он предусматривает, что коллизийный процесс фиксируется, прежде всего, складчатыми структурами и отвечающими им на глубинных срезах метаморфическими комплексами, но, кроме того, проявлениями синметаморфического и синскладчатого магматизма. Этот комплекс показателей коллизии присутствует практически во всех складчатых поясах мира, фиксирующих коллизийные и аккреционные зоны. В частности, показатели коллизийного процесса прекрасно выражены в Центрально-Азиатском поясе, в его байкальских, каледонских, герцинских и индосинийских складчатых поясах, а также в размещенных в их пределах блоках более древней, в том числе дорифейской коры. В дополнение к этому комплексу укажем еще одно очень важное свидетельство коллизии террейнов и континентальных блоков, а именно, с момента их столкновения в осадочных породах коллидирующих структур появляются общие источники сноса.

Краевая часть Сибирской платформы контактирует со структурами байкалид и каледонид, поэтому важно оценить, был ли этот комплекс показателей и коллизийных процессов проявлен одновременно как в краевых участках платформы, так и в обрамляющих ее структурах ЦАСП.

История формирования верхнерифейских отложений чехла СК различна для интра- и перикратонных бассейнов седиментации. В пределах СК осадки с возрастом 1000–850 млн лет в интракратонных структурах представлены преимущественно терригенно-карбонатными отложениями авлакогенов и мелководных эпиконтинентальных бассейнов и в большинстве регионов сильно редуцированы или отсутствуют [3]. Источником вещества этих бассейнов являлись локальные поднятия дорифейского фундамента [2]. Химический состав и вариации изотопного состава Nd терригенных пород ($T_{Nd}(DM) = 1.8–2.6$ млрд лет) бассейнов пассивных континентальных окраин верхнего рифея Сибирского кратона (Учуро-Майского, Туруханского, Патомского и др.) свидетельствуют о преобладании продуктов размыва разновозрастных дорифейских комплексов фундамента платформы. Лишь в отдельных структурах ее юго-восточной периферии (уйская серия Учуро-Майского региона, 950–870 млн лет), судя по возрасту наиболее

молодых обломочных цирконов (1.0–1.3 млрд лет), возможно ограниченное влияние ювенильных (рифтогенных) вулканогенных пород или «несибирских» ювенильных источников сноса [5].

Осадочные комплексы СК, формирующиеся по периферии платформы в интервале 1000–650 млн лет представлены мощными терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными последовательностями континентального шельфа. Источниками сноса этих отложений в основном являлись породы континентальной коры СК, и лишь в переходных горизонтах верхнего рифея – нижнего венда (патомский комплекс) заметно незначительное влияние местных ювенильных рифтогенных источников, сформированных в это же время [4]. В целом, осадочные комплексы позднего рифея фиксируют обстановку пассивной окраины.

Процесс кратонизации платформы завершился в интервале 1.9–1.8 млрд лет формированием Южно-Сибирского раннепротерозойского пояса постколлизийных гранитоидов. *С этого момента породы фундамента не вовлекались в структурно-метаморфические преобразования позднего рифея, венда и раннего палеозоя, которые фиксируются в структурах раннекаледонского супертеррейна.* Необходимо также подчеркнуть, что в структурах последнего процессы регионального метаморфизма указанных возрастов, достигающие уровня амфиболитовой и гранулитовой фации, проявлены вне зависимости от зоны сочленения с СК как вдоль нее (Южно-Байкальский метаморфический пояс), так и на значительном удалении от нее (до 800 км). Таким образом, они не были структурно сопряженными с границей платформы, которую в противном случае можно было бы рассматривать как границу столкновения.

В выступах фундамента СК, пограничных со структурами обрамления, отсутствуют не только проявления позднерифейского и/или раннепалеозойского метаморфизма и складчатых деформаций, но и следы коллизийного гранитоидного магматизма. Следует подчеркнуть, что этот магматизм (особенно раннепалеозойский) широко проявлен в пределах супертеррейна, в том числе непосредственно у границы СК (граниты II фазы «таннуольского комплекса» Мунку-Сардыкский массив, р. Иркут 482±7 млн лет, граниты II фазы «таннуольского комплекса», р. Синца 485±5 млн лет). Интрузивные же образования, представленные как в СК, так и в обрамлении, имеют возраст 306.4±1.1 млн лет (хойтоокинский комплекс, или первая фаза огнитского комплекса, район р. Синца).

В составе осадочных серий каледонид и сопряженных с ними докембрийских террейнов абсолютно преобладают ювенильные источники сноса, идентичные источникам пород островных комплексов ювенильной коры. Участие дорифейских источников, которые можно было бы связать с воздействием платформы, является абсолютно подчиненным. Отметим также, что отдельные структурные зоны каледонид облекают микроконтиненты, но в значительной части являются ортогональными по отношению к границам платформы, что исключает влияние последней на формирование складчатой структуры в результате столкновения с СК.

Таким образом, в краевой части СК в период позднего рифея–венда – раннего палеозоя отсутствуют признаки, характеризующие развитие конвергентной границы. Такие признаки отмечаются в классических коллизийных структурах. Они, в частности, четко проявлены в краевой части каледонского палеоконтинента вдоль Южно-Алтайского герцинского метаморфического пояса в зоне сочленения каледонид и герцинид Центральной Азии [7]. Подобного же типа показатели коллизийного взаимодействия прослеживаются между СК и структурами мезозойского Монголо-Охотского пояса, в зонах формирования каледонид и герцинид Европы, а также Северо-Американского кратона и грэнвеллид.

Мы полагаем [6], что процесс прирастания СК каледонскими структурами, по-видимому, осуществлялся в результате тангенциального столкновения вдоль крупного тектонического сдвига типа трансформного разлома. Это предположение объясняет отсутствие разновозрастных проявлений магматизма и метаморфизма, сопутствующих лобовой коллизии по обе стороны от коллизийного шва, в частности в пределах кратона, а также сдвиговый характер границ Сибирского кратона и срезание его границами складчатых структур каледонского микроконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1. – 326 с. Т. 2. – 334 с.
- [2] Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Региональная геология России (краткий курс лекций): Учебное пособие. – Новосибирск: НГУ, 2005. – 95 с.
- [3] Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. – М: Наука, 1983. – 224 с.
- [4] Станевич А.М., Немеров В.К. Условия накопления и корреляция толщ позднего рифея Байкальской горной области // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. – С. 122–123.
- [5] Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформы): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: ГИН РАН, 2003. – 35 с.
- [6] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.
- [7] Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // ДАН. – 2007. – Т. 416, № 6. – С. 804–809.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абрамович Г.Я. 65
Абушкевич В.С. 81
Анисимова И.В. 106, 121
Аристов В.А. 38
Ашурков С.В. 86
Бабин Г.А. 68
Бараш И.Г. 65, 159
Баянова Т.Б. 151
Беличенко В.Г. 24, 28, 62, 159
Бережная Н.Г. 131
Бобров А.А. 89
Богомолов Е.С. 74
Борисенко А.С. 51
Брандт И.С. 59
Брандт С.Б. 59
Бурмистров А.С. 81
Бызов Л.М. 86
Васюкова Е.А. 7
Великославинский С.Д. 123
Ветлужских Л.И. 34
Вишневский А.В. 51
Владимиров А.Г. 125
Волкова Н.И. 125
Врублевская Т.Т. 154
Гибшер А.С. 13
Гладков А.С. 21
Голионко Б.Г. 38, 71
Грайс У. 13
Гребенщикова В.И. 41
Дегтярев К.Е. 78, 128
Деев Е.В. 92
Дистанова А.Н. 68
Дмитриева Н.В. 46
Дягилев Г.С. 92
Зарайский Г.П. 136
Изох А.Э. 51
Калугин В.М. 13
Каменов Д. 13
Карякин Ю.В. 94
Катюха Ю.П. 38
Коваленко В.И. 74, 161
Ковач В.П. 62, 74, 121, 161, 165
Ковязин С.В. 92, 94, 96
Козаков И.К. 121, 161, 165
Козловский А.М. 81, 161
Колотилина Т.Б. 125
Корнилова Т.А. 111, 113
Костровицкий С.И. 104
Котов А.Б. 7, 62, 65, 78, 106, 128, 144, 161
Кочнев Б.Б. 53
Кудряшова Е.А. 81
Кузнецов А.Б. 53
Лавренчук А.В. 7, 144
Лапин П.С. 9
Ларионов А.Н. 46, 68
Ласточкин Н.И. 11
Лебедев В.И. 68
Левашова Н.М. 13
Левицкий В.И. 65
Леонов М.Г. 148
Лепехина Е.Н. 68
Летникова Е.Ф. 15
Лунина О.В. 18, 21
Лухнев А.В. 86
Лучицкая М.В. 128
Лыхин Д.А. 71
Мазукабзов А.М. 7, 24, 26, 111, 144
Макрыгина В.А. 28, 62
Максимова Е.Н. 111
Матуков Д.И. 68
Матушкин Н.Ю. 31
Меерт Д.Д. 13
Мелоун Ш.Д. 13
Мельникова О.В. 108
Мехоношин А.С. 125
Минина О.Р. 34, 38
Мирошниченко А.И. 86
Монгуш А.А. 117
Мордвинова В.В. 41
Некрасов Г.Е. 71
Немеров В.К. 44
Никитин А.В. 148
Ножкин А.Д. 46, 53
Перепелов А.Б. 49
Плоткина Ю.В. 121
Подковыров В.Н. 165
Поляков Г.В. 51
Полянский О.П. 119
Пономарчук В.А. 108
Постников А.А. 55, 113
Пресняков С.Л. 131
Пучков В.Н. 56
Рассказов С.В. 59
Резницкий Л.З. 28, 62, 65
Руднев С.Н. 68
Руженцев С.В. 38, 71
Рыцк Е.Ю. 74, 161
Рябинин А.Б. 13
Рязанцев А.В. 78
Саватенков В.М. 81
Савельева В.Б. 83
Сальникова Е.Б. 65, 78, 106, 121, 161
Саньков В.А. 86
Сафонова И.Ю. 96
Семинский К.Ж. 89
Сергеев С.А. 123
Сизов А.В. 140
Симанович И.М. 148

Симонов В.А. 92, 94, 96
Ситникова В.С. 11
Склярлов Е.В. 7, 144
Советов Ю.К. 98, 101
Соловьева Л.В. 104
Солотчина Э.П. 98, 101
Сорокин А.А. 106, 108
Сорокин А.П. 108
Станевич А.М. 44, 53, 111, 113
Степаненко А.В. 134
Ступак Ф.М. 81
Сугоракова А.М. 68, 115, 117
Сухоруков В.П. 119
Татарников С.А. 154
Терентьева Л.Б. 121
Терлеев А.А. 53, 113
Толмачева Е.В. 123
Травин А.В. 46, 108, 119, 125
Травин В.А. 98, 101
Третьяков А.А. 128
Треусов А.В. 41
Туркина О.М. 46, 131
Турутанов Е.Х. 24, 134
Удоратина О.В. 136

Урманцева Л.Н. 131
Уфимцев Г.Ф. 138, 140
Федоровский В.С. 7, 26, 142, 144
Федосеенко А.М. 106, 121
Филимонов А.В. 154
Филинов И.А. 140
Хромова Е.А. 146
Хромых С.В. 125
Хубанов В.Б. 154
Цеховский Ю.Г. 148
Цыганков А.А. 154
Чувашова И.С. 59
Шарова Е.В. 41
Шатагин К.Н. 128
Шацилло А.В. 154
Шевченко Б.Ф. 157
Шипилов Э.В. 94
Школьник С.И. 159
Щербакова Т.Ф. 148
Щетников А.А. 140
Юдин Д.С. 119, 125
Яковлева С.З. 106, 121
Ярмолюк В.В. 74, 81, 121, 161, 165
Ясныгина Т.А. 104