

Материалы совещания

ВЫПУСК 5

**ИРКУТСК
2007**

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт земной коры**

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

Материалы Всероссийского научного совещания

(9–14 октября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2007

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. – В 2-х томах. – Т. 1. – 154 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 неопроterозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой–мезозой).
3. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
4. Палеомагнетизм, геодинамика и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.
5. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Председатель Оргкомитета совещания

член-корр. РАН Е.В. Скляр (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 № 07-05-06099)

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

ISBN 978-5-902754-25-1 (т. 1)

ISBN 978-5-902754-24-4

© Институт земной коры СО РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	6
<i>ЖЕДРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (ЮЖНО-АЛТАЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС)</i> П.Я. Азимов, И.К. Козаков	7
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ, ОНГОНИТОВ И ЭЛЬВАНОВ КАЛГУТИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)</i> И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов, А.Г. Владимиров, С.В. Хромых	9
<i>ЩЕЛОЧНО-СИЕНИТ-ГРАНИТОИДНАЯ С ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫМИ ГРАНИТАМИ И ОНГОНИТАМИ АБДАР-ХОШУТУЛИНСКАЯ ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ</i> В.С. Антипин, Д. Одгэрэл	12
<i>АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЛАВРАЗИЙСКИХ ПЛАТФОРМ</i> В.П. Апарин, Е.В. Казанцева, С.В. Петроченко	15
<i>КОНОДОНТОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЧИНДАНТСКОЙ, УСТЬ-БОРЗИНСКОЙ И УРТУЙСКОЙ СВИТ АГИНСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, Д.А. Лыхин, Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев	18
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФОН ЭТАПА НАКОПЛЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i> В.Г. Беличенко, Т.А. Дольник, С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий	21
<i>СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И ВРЕМЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ</i> С.Ю. Беляев, М.А. Фомин	24
<i>СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ УСОЙ-ТОЧЕРСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕР ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, Н.И. Ласточкин, Т.А. Ветлужских, А.Л. Елбаев	27
<i>МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТОВ</i> М.М. Буслов, Д.А. Кох, И. де Граве	30
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ</i> В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Д.В. Метелкин, Е.Б. Сальникова	33
<i>ЭТАПЫ, МАСШТАБЫ И ИСТОЧНИКИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО МАГМАТИЗМА В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ</i> А.Г. Владимиров, С.В. Хромых, А.С. Мехоношин, Н.И. Волкова, А.В. Травин, Д.С. Юдин, Н.Н. Крук, Т.Б. Колотилина	35
<i>ВОЗРАСТ ЭКСГУМАЦИИ ЭКЛОГИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i> Н.И. Волкова, С.И. Ступаков, А.В. Травин, Д.С. Юдин	39
<i>⁴⁰Ar/³⁹Ar ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ</i> Н.И. Волкова, А.В. Травин, Д.С. Юдин, С.В. Хромых, А.С. Мехоношин, А.Г. Владимиров	41
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛИХРОННОЙ СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ): ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ, ГЕОДИНАМИКА</i> А.А. Воронцов	44
<i>ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМОРАЗРЫВАХ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (27.09.2003 г., ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i> Е.М. Высоцкий	47

<i>О РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА</i> Н.С. Герасимов, В.И. Гребенщикова, Д.А. Носков, Т.Н. Калмычкова, Л.М. Серебренников	49
<i>РЕЛОКАЛИЗАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА ПО ДАННЫМ ВРЕМЕННОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ PASSCAL_1992</i> Н.А. Гилева, В.И. Мельникова, В.В. Мордвинова, А.А. Добрынина	52
<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА: СИНТЕЗ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (SHRIMP-II) ДАННЫХ</i> Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов	55
<i>БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РИФЕЙ ИЛИ ВЕНД?</i> Е.Ю. Голубкова, А.Б. Кузнецов	58
<i>РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ, ИХ СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЕЕ ПРОГНОЗ</i> Е.А. Горбунова, С.И. Шерман	61
<i>ВУЛКАНИЗМ ОЛДЫНДИНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ УДИНО- ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i> И.В. Гордиенко, В.С. Климук, Л.И. Ветлужских, В.С. Ситникова	64
<i>НИЖНЕОРДОВИКСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СТЕПНЯКСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА</i> К.Е. Дегтярев, К.Н. Шатагин, А.Б. Котов, В.П. Ковач, В.И. Борисенок, А.А. Третьяков	66
<i>СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ- ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА</i> К.Е. Дегтярев, К.Н. Шатагин, М.В. Лучицкая, А.А. Третьяков	69
<i>ПОЗИЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА В КОНЦЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i> А.Н. Диденко, В.Ю. Водовозов, С.А. Писаревский, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, Е.В. Бибикина, Т.И. Кирилова	73
<i>СРЕДНЕ-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов	76
<i>SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АККРЕЦИОННОГО КЛИНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА</i> С.И. Дриль, Г.П. Сандмирова, А.А. Сорокин	78
<i>ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ШОШОНИТ-ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> С.И. Дриль, С.А. Сасим, С.А. Татарников, М.Э. Казимировский	81
<i>ВОЗРАСТ ГЛАВНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛО- ПАТОМСКОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ СИНСКЛАДЧАТЫХ ГРАНИТОВ</i> Ю.А. Зорин, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская	84
<i>ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ГОРНОГО АЛТАЯ</i> В.С. Зыкин	87
<i>ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ УРЭГНУРСКОЙ ПИКРИТОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> А.Э. Изох, А.В. Вишневецкий, В.М. Калугин, Т. Оюунчимэг	89
<i>ПОЛОЖЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И НОВЫЕ ДАННЫЕ</i> А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин, В.Ю. Брагин	92
<i>О ПРОСТРАНСТВЕННОМ СОВМЕЩЕНИИ РАЗНОВРЕМЕННЫХ ЭТАПОВ АНОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ПОЯСА (МАЛЫЙ ХАМАР-ДАБАН, ХОНЗУРТАЙСКИЙ МАССИВ)</i> М.Э. Казимировский	95
<i>КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА НЮРБИНСКАЯ: ПРИМЕР ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СОПРЯЖЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВОГО И БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ</i> А.И. Киселев	99

<i>КОРРЕЛЯЦИИ СКОРОСТИ ПОТОКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ЭПИЗОДЫ СИНХРОНИЗАЦИИ</i>	
А.В. Ключевский	102
<i>СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ</i>	
С.Н. Коваленко, С.А. Анисимова	105
<i>ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В РАННЕКАЛЕДОНСКОМ СУПЕРТЕРРЕЙНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i>	
И.К. Козаков, В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк, Е.Б. Сальникова	108
<i>О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i>	
А.М. Козловский, Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк	110
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ БАЗИТОВ КОТУЙСКО-ОЛЕНЕКСКОГО КОМПЛЕКСА УДЖИНСКОГО АВЛАКОГЕНА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ</i>	
К.М. Константинов, Е.П. Петухова, А.Н. Кузьменок, Д.П. Гладкочуб	113
<i>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ ОСНОВНОЙ МАССЫ И МЕГАКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ</i>	
С.И. Костровицкий, Н.В. Алымова, Д.А. Яковлев	116
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РЕПЕРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова, А.М. Ларин, Т.В. Беляков, И.В. Анисимова, С.З. Яковлева	118
<i>ДВА ТИПА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО)</i>	
Н.Н. Крук, Г.А. Бабин, Е.А. Крук, П.А. Серов	120
<i>ВОЗРАСТ, СОСТАВ И SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i>	
Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, А.Г. Владимиров, Е.Н. Лепехина, А.В. Травин	123
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА СТРУКТУРНО ОБОСОБЛЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ</i>	
Е.А. Кудряшова, А.М. Козловский, В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк	126
<i>ВНУТРИПЛИТНАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ЗА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП</i>	
П.С. Лапин	130
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ОСНОВАНИЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ</i>	
А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Л.Б. Макарьев, В.П. Ковач	133
<i>НОВАЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АЗИИ</i>	
К.Г. Леви	136
<i>МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОДИНАМИКИ)</i>	
М.Г. Леонов, А.М. Мазукабзов, Ю.А. Морозов, Ю.Г. Цеховский, О.В. Лунина, А.В. Никитин	140
<i>О КОРРЕКТНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДАННЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ПЕТРОЛОГИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ</i>	
Ф.А. Летников	145
<i>ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Sr u Sm-Nd) ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА</i>	
Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, О.М. Туркина, С.В. Вещева, Ю.Л. Ронкин, И.А. Максимова	148
<i>ПРИЗНАКИ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
О.В. Лунина, А.С. Гладков	151
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	154

ОТ РЕДАКТОРА

Когда какое-либо явление (любое, не обязательно геологическое) повторяется, можно подозревать его неслучайность. На третий раз люди уже привыкают к явлению, ну а в пятом случае можно говорить о регулярности и абсолютной закономерности природных или общественных процессов. Так, именно пятое совещание в рамках интеграционных программ ОНЗ и СО РАН под звучным названием «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» имеет место быть в 2007 году. И действительно, совещание перешло в разряд «регулярных и всероссийских». Возрастной интервал обсуждаемых проблем более чем широк: от «Архейский серогнейсовый...» до «Мезо-кайнозойская...» (из названий присланных в этом году сообщений), спектр же проблем еще шире (перечисление может занять не менее двух страниц). На заседаниях преобладают «старожилы» – те, кто занимался проблемами Центрально-Азиатского пояса задолго до совещания, но каждый форум прирастает новыми, молодыми и не очень, исследователями. И прирастает не только Сибирью (вспомним Михайло Васильевича), но и Москвой, Питером, Уралом, Камчаткой и Дальним Востоком. А вот это не может не радовать, а может как раз служить достаточной гарантией того, что совещание не переродится в узкий «междусобойчик».

Хочу отметить всего одну особенность мероприятия, придающую ему пикантную, на мой взгляд, изюминку. Информационная, организационная и коммуникативная составляющие присутствуют на всех совещаниях, поэтому о них можно не говорить. Но вот возможность выдавать «горячие пирожки прямо со сковородки» встретишь не часто. Новизна (не относительная, а абсолютная) является фирменным знаком иркутских осенних сборищ. Многие, и весьма важные, факты бывают получены во время непосредственно предшествующих полевых работ, а их объяснение обкатывается впервые для владельца этих фактов (не говоря о слушающих). Отсюда достаточно нередко через год или два встречаешь статью в солидном журнале («Доклады РАН», «Геология и геофизика», «Петрология» и многие другие), основные положения которой были впервые представлены широкой публике на нашем совещании. Так что предлагаю для обсуждения его неформальное название – «Фабрика новья». И удачи всем нам!

Е.В. Складов

ЖЕДРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (ЮЖНО-АЛТАЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС)

П.Я. Азимов, И.К. Козаков

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, az@pa1400.spb.edu

Среди метаморфических пород Бодончинского блока, расположенного на юго-западе Монгольского Алтая и входящего в состав герцинского Южно-Алтайского пояса [1], встречаются жедритсодержащие породы, привлекающие внимание своей необычностью. Настоящий доклад посвящен их особенностям, происхождению и условиям формирования.

Бодончинский блок (тектоническая пластина) сложен преимущественно биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами и гнейсами с прослоями амфиболитов, амфиболовых и глинозёмистых сланцев и гнейсов [2]. В блоке явно выражена метаморфическая зональность кианит-силлиманитовой фациальной серии: уровень метаморфизма с севера на юг возрастает от низкотемпературной зеленосланцевой фации до высокотемпературной амфиболитовой фации (зона ультраметаморфизма) и затем опять снижается до эпидот-амфиболитовой фации. Среди метаморфических пород кианит-силлиманитовой серии встречаются отдельные реликты структур и пород раннего метаморфического цикла, относящегося к андалузит-силлиманитовой фациальной серии. В промежуток между двумя метаморфическими циклами породы были прорваны многочисленными дайками базитов, метаморфизованными в ходе второго (кианит-силлиманитового) метаморфизма. В ходе этого же метаморфизма гнейсы и сланцы прорваны многочисленными телами пегматитов и аплитовидных гранитов ультраметагенного происхождения. Метаморфические процессы в Бодончинском блоке коррелируются с закрытием Южно-Монгольского бассейна в интервале 360–390 Ма [1].

В пределах ставролитовой зоны в Бодончинском блоке наблюдается широкая полоса пород протяжённостью 6–8 км и мощностью около 400 м, в которой среди гнейсов и сланцев широко распространены мелано- и мезократовые жедритсодержащие породы (парагенезисы $Ged+Grt+Crd+Bt\pm Fbl$, $Ged+Grt+Bt$, $Ged+Grt$, $St+Chl+Ms$ и другие) и гранат-биотитовые слюдиты ($Bt+Grt\pm Ky$). Характерной особенностью этих пород является высокое содержание Al, Fe и Mg и низкое – Si, Ca и щелочей. Для таких пород трудно подобрать возможный состав дометаморфического протолита, что и вызвало к ним особый интерес. Анализ структурной позиции этих пород показал, что они формируются синхронно с поздней сланцеватостью второго метаморфического цикла и позже её. Часто тела жедритовых пород параллельны осевым плоскостям ранних складок второго метаморфического цикла, тогда как другие породы (гнейсы, известково-силикатные породы, дайки базитов) сминаются в эти складки. Это указывает на формирование жедритовых пород уже в ходе метаморфизма.

Изучение петрологических соотношений разных типов жедритовых пород между собой и с вмещающими породами и сопоставление составов минералов из слюдитов и жедритовых пород с разными парагенезисами показывают, что эти породы являются Fe-Mg-Al метасоматитами и развиваются как по вмещающим их биотитовым и гранат-биотитовым гнейсам, так и по будинированным дайкам базитов, прорывающим гнейсы. Такие метасоматиты обычны для метаморфических комплексов и приурочены к зонам сдвиговых деформаций [3]. Они сформировались за счёт выноса из пород субстрата Ca, Si и щелочей при одновременном накоплении Al и, вероятно, привносе Fe и Mg. Наблюдаемое разнообразие парагенезисов в метасоматитах объясняется 1) разной степенью переработки субстрата (метасоматическая зональность), 2) вариациями состава протолита, 3) эволюцией P-T условий во время формирования метасоматитов.

Анализ парагенезисов указывает, что ранние метасоматические парагенезисы сформировались в условиях пика кианит-силлиманитового метаморфизма (по предварительным оценкам, 580 °C и около 5 кбар). Более поздние парагенезисы, в частности $St+Chl+Ms$, отвечают снижению уровня метаморфизма в ходе метасоматоза. Анализ текстур метасоматических пород, морфологии и анатомии слагающих их минералов [4] показывает, что формирование метасоматитов происходило в условиях интенсивного флюидного потока, существенно неравновесного с преобразуемыми породами. Источником такого флюида могли бы быть восходящие флюиды,

генерируемые в надсубдукционной зоне герцинской активной континентальной окраины.

Работа поддержана грантом РФФИ № 05-05-65340 и Программой ОНЗ РАН (ОНЗ 7.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 137–170.
- [2] Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
- [3] Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. – Л.: Наука, 1983. – 216 с.
- [4] Azimov P., Shtukenberg A. The kinetic conditions of metamorphic mineralogenesis: evidences from minerals and assemblages // 7th Ann. Goldschmidt Conf. – Houston, 1997. – P. 11–12.

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ, ОНГОНИТОВ И ЭЛЬВАНОВ КАЛГУТИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)

И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов, А.Г. Владимиров, С.В. Хромых

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

Редкометалльно-гранитные системы с одновременным присутствием онгонитов и эльванов – явление исключительно редкое: в южном обрамлении Сибирской платформы они известны лишь в двух регионах – Южном Прибайкалье (Хамар-Дабанская редкометалльная провинция) и Южном Алтае (Алтайская редкометалльная провинция).

В Южном Алтае онгонит-эльвановый магматизм проявлен в пределах Восточно-Калгутинского дайкового пояса, пространственно и генетически сопряженного с Калгутинским редкометалльно-гранитным массивом и одноименным крупным редкометалльно-молибден-вольфрамовым месторождением. В пределах этого пояса, протяженностью около 10 км и шириной от 1.5 до 3.0 км, около 90 даек из 120 закартированных сложено эльванами. Кроме того, дайковый комплекс представлен апатит- и флюоритсодержащими гранит-порфирами, онгонитами и ультраредкометалльными онгонитами. Последние имеют необычный минеральный состав (наличие апатита, а не топаза) и аномальный редкоэлементный состав (содержания Cs_2O достигают 1800 г/т, а P_2O_5 – 0.96 %).

Главными особенностями вещественного состава пород Калгутинской рудно-магматической системы (РМС) являются отчетливый плюмазитовый уклон (индекс Шенда превышает 1.1) и нормальная до повышенной щелочность ($K_2O+Na_2O = 7.6-8.0$ мас. %). В геохимическом отношении гранитоиды, обладая особенностями редкометалльно-плюмазитовых гранитов (повышенные концентрации F, Li, Rb, Cs, Nb, Be, Ta, Hf, Sn и пониженные – Sr, Ba и Zr), вместе с тем, имеют отличия от типичных Li-F гранитов: высокую до аномальной цезиеносность, гораздо более низкие концентрации F и Sn и более высокие – Sr и Ba [1, 2].

Калгутинский редкометалльно-гранитный массив и Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый дайковый пояс пространственно и генетически связаны с Калгутинским редкометалльно-молибден-вольфрамовым месторождением. Оно представлено серией кварцеворудных жил и грейзенов в краевой ЮВ части гранитного массива и его экзоконтакте. Основными полезными компонентами руд месторождения являются Mo и W, оценены запасы Cu, Bi, Be. Кроме того, в рудах присутствуют Au и Ag. На месторождении разведано четыре участка, располагающихся в экзо- и эндоконтакте гранитного массива. Важно отметить, что для самого продуктивного участка месторождения характерна тесная пространственная совмещенность с центральной, наиболее насыщенной дайками, частью Восточно-Калгутинского дайкового пояса, в которой сконцентрированы все ультраредкометалльные разновидности онгонитов и эльванов. Минеральный состав руд довольно сложный. Из эндогенных минералов главными являются кварц, мусковит, вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит, висмутин, берилл, флюорит. Главный рудный минерал – вольфрамит – отличается значительными колебаниями состава от собственно вольфрамита (21.8–44.9 % Fe[WO₄]) до гюбнерита (7.4–20.6 % Fe[WO₄]).

В настоящее время в рамках проекта РФФИ № 06-05-65137, посвященного условиям образования онгонитов и эльванов, начаты детальные минералогические и термобарогеохимические исследования. Результаты проведенных ранее исследований по Калгутинской РМС приведены в работах [3, 4, 2].

В исследуемой коллекции представлены как полнозернистые (биотитовый порфириновый гранит), так и порфировые породы с тонкораскристаллизованной основной массой (онгониты и эльваны). Основное внимание было уделено порфировым породам.

Изучение порфировых разновидностей пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса с применением петрографического поляризационного микроскопа (МИН-8 и Zeiss Axiolab) и сканирующего электронного микроскопа JEOL 6380 LA с рентгеноспектральной приставкой позволило установить, что в подавляющем большинстве случаев вкрапленники представлены

кварцем и полевыми шпатами (калиевый полевой шпат и плагиоклаз) с подчиненным количеством мусковита. Некоторые акцессорные минералы обнаружены только в виде включений во вкрапленниках породообразующих минералов: циркон в кварце и полевых шпатах, рутил в мусковите, монацит и другие редкоземельные фосфаты в апатите и кварце. Основная масса изученных пород сложена преимущественно кварцем и мусковитом. Особенно следует выделить наличие в порфириновых породах сростков кварц-полевошпатового состава, округлой и неправильной формы. Вероятно, они представляют собой обломки ранее образованных магматических пород комплекса.

Мусковит порфириновых пород встречается как в виде вкрапленников, так и в виде кристаллов в основной массе и включений в минералах кварц-полевошпатовых сростков. В большинстве случаев он представлен идиоморфными кристаллами. Некоторые лейсты мусковита, торчащие из сростков, включены в основную массу пород и не теряют идиоморфности. Наличие мусковита в виде включений в калиевом полевошпате, плагиоклазе и кварце позволяет считать его одним из ранних минералов порфириновых пород. Наличие идиоморфных включений мусковита в кварце из кварц-полевошпатовых сростков предполагает, что мусковит появлялся на магматической стадии формирования полнозернистых пород, образовавшихся ранее порфириновых. Таким образом, предварительные исследования позволяют предположить, что мусковит порфириновых пород представляет собой магматический минерал.

В результате детальных минералогических исследований порфириновых пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса на сканирующем электронном микроскопе JEOL 6380 LA с рентгеноспектральной приставкой установлено, что минералогия вкрапленников этих пород гораздо более сложная, чем это представлялось ранее. Так, при исследовании вкрапленников одного из образцов эльванов удалось диагностировать такие минеральные фазы, как титаномагнетит, титановый биотит, циркон, ильменит, ксенотим и монацит с повышенными содержаниями тория, поликраз, маргарит, силикаты и фосфаты церия и тория (хаттонит, бритолит и брокит). Наряду с фторапатитом, во вкрапленниках отмечены марганцевый апатит и цериевый апатит. Наличие силикатов и фосфатов кальция, тория, церия и иттрия во вкрапленниках дайковых пород Восточно-Калгутинского пояса позволяют предварительно сделать вывод о том, что по своему минеральному составу эти породы являются аналогами редкоземельных пегматитов.

Проводимые в настоящее время исследования условий образования онгонитов и эльванов Калгутинской РМС с применением методов термобарогеохимии позволили установить, что наиболее информативным минералом для микротермометрических и микроаналитических исследований оказался кварц. Кварц содержит как расплавные, так и флюидные включения. Расплавные включения находятся как в ядерных частях вкрапленников, так и на периферии. В крупных вкрапленниках первичные расплавные включения расположены в виде азональных групп в ядрах и реже трассируют зоны роста. Важно отметить, что довольно часто включения, трассирующие зоны роста, расположены на периферии вкрапленника. Проведенные наблюдения позволяют сделать предварительный вывод о том, что кристаллизация вкрапленников ранней генерации проходила во флюидонасыщенной гетерогенной по своему фазовому составу системе, содержащей силикатный расплав и углекислотно-водный флюид.

В пределах Калгутинской РМС проявлен уникальный по своим геохимическим особенностям магматизм в виде редкометалльных гранитов, эльванов и онгонитов с аномальными содержаниями и распределением F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb и др. При формировании этой РМС вклад мантийных флюидов, обогащенных фосфорсодержащими комплексами, оказался настолько значительным, что привел не только к появлению эльванов, но и к существенному химическому и минеральному преобразованию онгонитовых расплавов, в которых вместо топаза стал кристаллизоваться фторапатит. По своему минеральному составу онгониты и эльваны Калгутинской РМС, по-видимому, являются аналогами редкоземельных пегматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционные проекты № 7.10.2., 99 и 6.11), а также РФФИ (проекты № 05-05-64202 и 06-05-65137).

[1] Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2003. – 20 с.

- [2] Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 90–108.
- [3] Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 7. – С. 901–916.
- [4] Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н. Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. – 2001. – № 6. – С. 677–682.

ЩЕЛОЧНО-СИЕНИТ-ГРАНИТОИДНАЯ С ЛИТИЙ-ФТОРИСТАМИ ГРАНИТАМИ И ОНГОНИТАМИ АБДАР-ХОШУТУЛИНСКАЯ ИНТРУЗИВНО- ДАЙКОВАЯ СЕРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

*В.С. Антипин**, *Д. Одгэрэл***

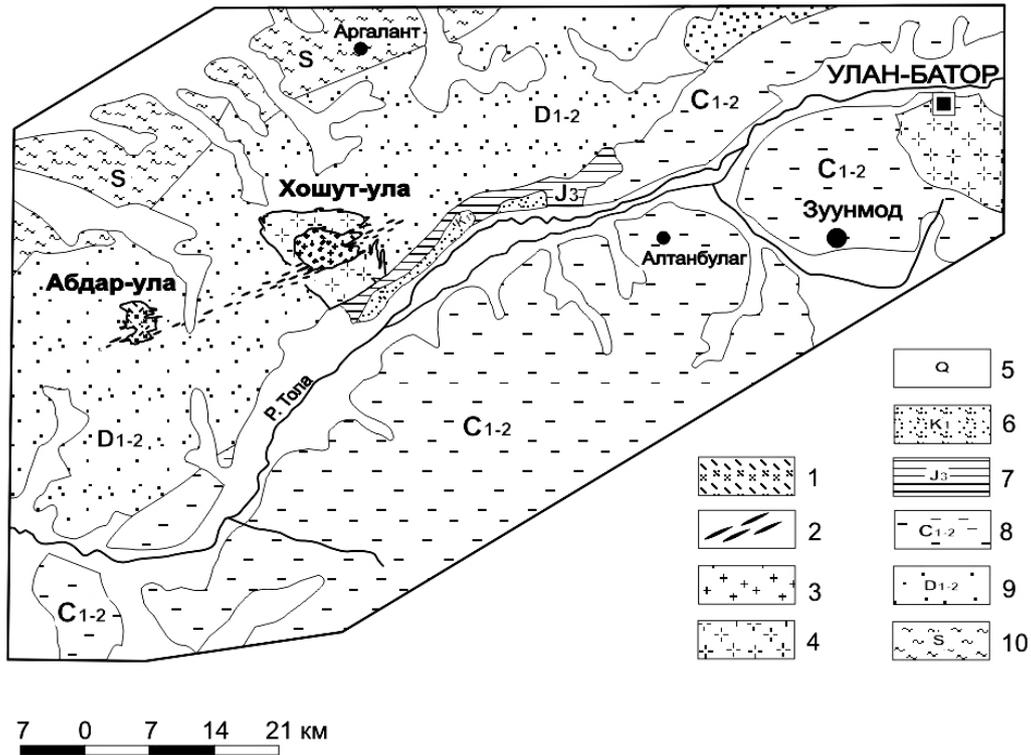
*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, antipin@igc.irk.ru

**Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии

Внутриплитный магматизм континентальных областей характеризуется значительным разнообразием его вещественных особенностей, что, очевидно, обусловлено существованием различных магматических источников, а также взаимодействием мантийных и коровых процессов при эволюции магматизма. В Центральной Азии масштабное развитие получил внутриплитный гранитоидный магматизм, формирующий обширные ареалы с крупнейшими батолитами в их центральных частях и с магматическими породами гипабиссальных и субвулканических фаций различной щелочности и кремнекислотности, включая их редкометалльные и рудоносные геохимические типы, по периферии ареалов. Ярким примером позднепалеозойского внутриплитного магматизма в обрамлении Сибирского кратона являются гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, по периферии которого проявлены зоны рифтогенных магматических пород повышенной щелочности [1], а также интрузивно-дайковые пояса с монцититоидами, редкометалльными гранитами, эльванами и онгонитами [2].

В раннемезозойский этап магматизма в юго-западном обрамлении другого крупнейшего в Центральной Азии Хентей-Даурского батолита развита позднетриасовая Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия. Батолит сложен преимущественно гранодиоритами, биотитовыми гранитами и лейкогранитами известково-щелочной серии. Рассматриваемый интрузивно-субвулканический Абдар-Хошутулинский комплекс образован многофазным Хошутулинским массивом (180 км²) разнообразных по составу пород – от гранитов до щелочных сиенитов – и комагматичным с ними дайковым поясом, на юго-западном окончании которого расположен Абдарский массив Li-F гранитов (рисунок). В зональном Хошутулинском массиве наиболее ранними являются порфировидные амфибол-биотитовые граниты 1-й фазы, вблизи северного контакта которых с вмещающими терригенно-метаморфическими породами внедрились два небольших тела щелочных сиенитов с рибекитом, сфеном, магнетитом и редко кальцитом. В центральной части массива закартировано изометричное тело биотитовых гранитов 2-й фазы. От этого центрального штока протягивается пояс субпараллельных даек общего северо-восточного простирания, сложенных гранит-порфирами, фельзитами и граносиенит-порфирами. В юго-западной части пояса (район г. Цох-Ула) нами обнаружена дайка онгонитов – новое проявление этих ультраредкометалльных субвулканических пород в Монголии. Протяженность дайки составляет около 250 метров, а максимальная мощность 10–12 м. Слагающие ее породы обладают всеми петрографическими особенностями типичных онгонитов, а в их основной массе встречаются флюорит и топаз. По гранитам разных фаз Хошутулинского массива определен Rb-Sr возраст (224 млн лет), а также значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7050). Эти изотопные параметры близки к их значениям для других эталонных массивов раннемезозойского ареала магматизма. Раннемезозойский возраст получен также для редкометалльных гранитов Абдарского массива (209–212 млн лет), расположенного на юго-западном окончании исследуемого интрузивно-дайкового пояса [3]. Однако гранитоиды Хошутулинского плутона предшествовали формированию редкометалльных Li-F гранитов Абдарского массива.

В пределах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии развиты породы разнообразных геохимических типов: палингенных известково-щелочных гранитоидов, щелочных сиенитов и редкометалльных Li-F гранитов, показывающие специфику их химических составов (таблица). Эволюция состава пород и минералов подчеркивает генетическое единство всей гранитоидной серии от ранних известково-щелочных гранитоидов Хошутулы к поздним флюорит-содержащим гранитам Абдара и онгонитам Цох-Улы. В этом направлении наблюдается рост кремнекислотности пород, уменьшение содержаний алюминия, магния и кальция и отчетливое



Схематическая карта Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии.

Интрузивные породы: 1 – аляскиты, среднезернистые, порфириформные и пегматоидные амазонит-альбитовые граниты; 2 – дайки средне- и мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и риолит-порфиров; 3 – крупно- и среднезернистые биотитовые граниты (II фаза); 4 – порфириформные крупнозернистые амфибол-биотитовые граниты (I фаза). Терригенно-вулканогенные породы: 5 – четвертичные отложения; 6 – континентальные туфогенно-терригенные породы; 7 – брекчии, конгломераты и песчаники; 8 – песчаники, алевролиты и гравелиты; 9 – песчаники, сланцы с прослоями кварцитов и лав диабазов; 10 – флиш, содержащий прослойки вулканитов основного и среднего состава.

Средний химический состав гранитоидов (мас.%) Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии (Центральная Монголия)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
Граниты первой фазы Хошутулы	66.32	0.64	15.41	4.16	-	0.06	1.06	2.21	4.30	4.60	0.12	0.30
Граниты второй фазы	72.56	0.37	13.97	0.33	2.04	0.07	0.70	1.40	3.47	4.75	0.07	0.36
Щелочные сиениты	62.37	0.84	16.56	2.49	2.85	0.08	1.00	1.81	6.40	3.82	0.23	0.78
Дайки гранит-порфиров	76.37	0.05	12.23	0.54	0.97	0.04	0.05	0.58	4.01	4.34	0.25	0.64
Дайка онгонитов г. Цох-Ула	75.00	0.02	13.56	0.44	0.59	0.04	0.08	0.54	4.48	4.09	0.02	1.17
Амазонит-альбитовые граниты Абдара	75.81	0.02	12.74	0.22	1.23	0.05	0.03	0.43	4.18	4.49	0.02	0.45

проявление редкометалльной специфики в поздних амазонит-альбитовых гранитах и особенно онгонитах. Последние в максимальной степени обогащены фтором (0.43–0.85 %), а также характерными для этого типа пород редкими элементами (в г/т): Rb 640–700; Li 270–330; Sn 29.1–36.5; Nb 28.3–38.1; Ta 4.7–6.2. Наиболее высокие концентрации перечисленных элементов фиксируются в слюдах этих редкометалльных пород, которые по геохимическим характеристикам могут быть отнесены к ниобий-танталоносным и оловоносным образованиям. О редкометалльной специализации исследуемых пород свидетельствует также крайне низкая величина K/Rb отношения, свойственная обычно литиевым слюдам рудоносных гранитов Монголии.

По геологическим взаимоотношениям при картировании было установлено, что щелочные сиениты тесно связаны пространственно и во времени с формированием гранитов исследуемой серии, но по своим петрогеохимическим характеристикам эти щелочные породы резко отличаются от последних. Вполне вероятно существование глубинного магматического источника, ответственного за появление в рассматриваемой серии пород высокой щелочности.

Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкавая серия является характерным примером внутриплитного раннемезозойского магматизма и приурочена к протяженной тектонической зоне. В ней представлены как палингенные известково-щелочные гранитоиды, так и щелочные породы, имеющие глубинный магматический источник, а также редкометалльные Li-F граниты и их субвулканические аналоги онгониты, завершающие магматическую эволюцию всей исследуемой серии.

Исследования проводятся при поддержке Интеграционного проекта СО РАН 7.10.2. и гранта РФФИ 05-05-64202.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1305–1320.
- [2] Антипин В.С. Внутриплитный редкометалльно-гранитный магматизм и его связь с процессами батолитообразования и формирования дайковых поясов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. – С. 13–16.
- [3] Коваленко В.И., Костицин Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 4. – С. 401–429.

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЛАВРАЗИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

В.П. Апарин, Е.В. Казанцева, С.В. Петроченко

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

Динамика формирования осадочного чехла древних платформ во времени и пространстве связана с кинематикой литосферных плит, что на количественном уровне пока не нашло широкого применения в палеогеодинамических реконструкциях фанерозоя. При этом, естественно, ряд геологов, разбираясь в истории бассейнов, подчеркивает автономность их вертикального развития [1]. Пионерные работы, связывающие историю осадконакопления на древних платформах с дрейфом континентов [2–4], развития не получили, в частности, потому, что количественных параметров для большинства крупных бассейнов (и тем более платформ) имеется очень мало. Исключение представляют работы ГЕОХИ им. В.И. Вернадского [5] и Программа Американской ассоциации геологов-нефтяников (COSUNA), цель которой – создать макростратиграфию фанерозоя осадочного чехла Северной Америки на количественной основе [6]. Цель данной работы – поиск корреляции между фанерозойской динамикой формирования осадочного чехла трех древних платформ и периодичностью их перемещения в составе литосферных плит. Для этого исследованы временные ряды осадочного чехла методами спектрального анализа. Применялись два метода спектрального анализа: метод максимальной энтропии (ММЭ) и вэйвлет–анализ, что позволяет выделять из исходных временных рядов стационарные компоненты и детерминированный тренд, которые, как правило, находятся в суперпозиции. Вэйвлет–анализ дает возможность проверить, уточнить результаты ММЭ, в частности длительность выделенных циклов и распределение экстремумов гармоник на геологической возрастной шкале.

Восточно-Европейская платформа (ВЕП). Динамика формирования чехла фиксируется вариациями площади морского и континентального накопления, изменениями площади размыва, колебаниями объемов осадков в различные геологические эпохи, вариациями минерального состава осадков. Количественные исследования истории чехла ВЕП представляют образец изученности временных рядов осадочных чехлов, где погрешность оценок не выходит за рамки 10 % [5]. По результатам спектрального анализа процесс образования осадочного чехла ВЕП в фанерозое подчиняется периодичности в области низких частот, где доминируют циклы с периодами 200 и 220 млн лет для вариаций площади морей ВЕП. Для других платформ эти цифры близки 300 млн лет. Во временных рядах объемов и скоростей осадконакопления чехла ВЕП в фанерозое также доминируют стационарные компоненты с длительностью циклов около 300 млн лет [7]. Геохимические показатели чехла ВЕП для глин, алевролитов и песчаников подчиняются временным вариациям, тем же, что и общие палеогеографические параметры чехла: так, процентное содержание $C_{орг.}$, CO_2 , CaO и вариации процентного содержания каолинитов во временных рядах осадков чехла ВЕП также подчиняются циклу 200 млн лет. Процентное содержание Al_2O_3 и K_2O в алевролитах и песчаниках изменяется с периодичностью 400 и 364 млн лет. Совмещение полученных гармоник, упомянутых выше, с исходными временными рядами показывает сопряженность главных экстремумов на возрастной шкале для многих изученных временных зависимостей осадочного чехла ВЕП. Это свидетельствует в пользу общего фактора периодичности изученных процессов с близкими возрастными позициями экстремумов, которые представлены известными рубежами фанерозоя, в том числе планетарного масштаба: (S/D и T_1) на исходных графиках и (S_1/S_2 и J_1) на графиках полученных гармоник [7].

Поиск внешнего фактора согласованности циклов седиментогенеза приводит к сопоставлению с палеомагнитными данными: с рисунком кажущегося движения палеомагнитных полюсов (APWP), с временными изменениями палеоширот опорной точки в центре древнего кратона (г. Смоленск), на которую пересчитывался массив фанерозойских данных из Базы [8]. Кроме того, использовались исходные данные, собранные в обзоре [9]. Полученная для ВЕП (Балтики) траектория APWP близка по форме своему аналогу [9]. В позднем докембрии и палеозое этот рисунок состоит из трех главных петель. Перегибы петель, экстремумы в рисунке APWP, фикси-

руют, как известно, реорганизацию движения литосферных блоков, новое направление перемещения кратона, границы длиннопериодных циклов. Такие рубежи в траектории APWP Балтики приходится на границу венда и кембрия (565–550 млн лет), когда возникла плитная система осадконакопления на площади всего кратона. Переломный рубеж APWP (в интервале 431–437 млн лет) фиксирует мощное проявление каледонского тектогенеза, сформировавшего складчатые пояса, обрамляющие лавразийские платформы. И далее, на следующем рубеже APWP (400–385 млн лет) за счет реорганизации движения плит он перешел в стадию герцинского тектогенеза, ресурсы которого, в аспекте осадконакопления, были исчерпаны за счет окончания процессов субдукции в карбоне (315–304 млн лет) [7], после чего почти прямолинейный участок APWP привел Балтику к главному рубежу P/T₁ (250 млн лет), финалу цикла Пангеи. Таким образом, каждый новый рубеж в траектории APWP Балтики зафиксирован в истории чехла ВЕП своеобразным «тектоническим вкладом», где аккреция, орогенез и рифтогенез – процессы, связанные с реорганизацией движения плит и блоков, – нашли свое отражение в истории чехла ВЕП при изучении факторов, связанных с циклом суперконтинента Пангея [7].

Палеоширотные кривые Балтики, рассчитанные в [9] для опорной точки г. Осло, показывают те же возрастные интервалы реорганизации палеоширотного движения плит и блоков. Таким образом, хронологические связи формирования чехла и горизонтальных перемещений блоков по палеомагнитным данным свидетельствуют о ведущей роли кинематики плит в динамике осадконакопления в краевых и эпиконтинентальных бассейнах ВЕП.

Северо-Американская платформа (САП). Сходство динамики фанерозойского осадконакопления на платформах ВЕП и САП отмечено в прошлом веке [10]. Главный фактор этого сходства – образование Евразии в финале каледонского тектонического цикла и закрытие Уральского палеоокеана [9]. Наложение временных рядов вариаций площади моря древних платформ [7] показывает сопряженность позиций экстремумов ВЕП и САП, несмотря на различие в длительности циклов. В позднем докембрии САП (Лаврентия) и ВЕП (Балтика) «раскручивали» петли своих APWP на цилиндрических проекциях Galls в противоположные стороны: ВЕП по часовой, САП против часовой стрелки, но в начале фанерозоя вернулись почти на исходные позиции и сформировали на рубеже силура и девона единую петлю перехода в новое состояние – суперконтинент Евразия. При этом окраины входящих материков пережили испытания каледонского и, затем, герцинского тектонических циклов в интервале финальной сборки Пангеи. Количественные исследования динамики фанерозойского осадконакопления по строению разрезов САП в последние годы проводятся по Программе COSUNA Американской ассоциацией геологов-нефтяников, где в трехмерном пространстве чехла выделяются блоки сборки (packages), описывающие интервалы в разрезах осадочных толщ длительностью 17–25 млн лет в истории чехла. Стратиграфические границы блоков фиксируются от перерыва до перерыва в геологическом разрезе. Динамика возрастных вариаций числа блоков на геохронологической шкале отражает роль тектогенеза в истории чехла САП. По данным проведенного спектрального анализа временных рядов распределения числа блоков в фанерозое доминирует цикл продолжительностью 400 млн лет, экстремумы которого на возрастной шкале близки циклу морского осадконакопления и рубежам APWP Северной Америки в фанерозое.

Сибирская платформа (СИП). Изученность чехла Сибирской платформы значительно уступает двум предыдущим кратонам, аналогичная ситуация и с уровнем палеомагнитной изученности фанерозоя СИП. Спектральный анализ временных рядов чехла СИП выявил различия хронологических стационарных компонент площадей морского осадконакопления в спектрах чехла СИП, ВЕП и Евразии. В сибирских разрезах преобладают циклы с периодами 364 и 200 млн лет. Большой вклад в энергетику спектра здесь вносит тренд, простирающийся из протерозоя, чего не наблюдается в истории чехла ВЕП. В целом, расхождение исходных возрастных зависимостей площади морей в палеозое ВЕП и СИП связано с главным ритмом осадконакопления ВЕП в девоне и карбоне, когда в мелководных бассейнах СИП были весьма «скромные» амплитуды погружения. Сопоставление динамики сибирской APWP с ритмами осадконакопления фиксирует совпадение интервалов реорганизации движения плит с экстремумами, разделяющими осадочные циклы, обнаруженными спектральным анализом, в том числе и по данным [11]. Таким образом, длиннопериодные циклы осадконакопления, выявленные спектральным анализом в данной работе на примере истории осадочного чехла трех платформ Лавразии во времени и пространстве, демонстрируют корреляцию периодичности в ди-

намике образования осадочного чехла и перемещении плит литосферы. Наряду с этим общим характером седиментогенеза на всех рассмотренных примерах, который связан с влиянием цикла суперконтинента Пангеи, каждый кратон имеет собственную тектоническую канву, явно прослеживаемую в исходных временных рядах и полученных спектрах.

- [1] Янишин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 234. – С. 75–79.
- [2] Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // Earth and Planetary Science Letters. – 1984. – V. 70, № 2 – P. 325–345.
- [3] Кравчинский А.Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. – М.: Недра, 1977. – 92 с.
- [4] Апарин В.П. Корреляция периодических изменений скорости перемещения континентальных плит, темпа осадконакопления и времени формирования нефтяных месторождений // Докл. АН СССР. – 1983.—Т. 270, № 1. – С. 161–164.
- [5] Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1983. – 182 с.
- [6] Peters S.E. Macrostratigraphy of North America // Journ. Geol. – 2006. – V. 114. – P. 391–412.
- [7] Апарин В.П., Петровиченко С.В. Длиннопериодные колебания и цикл суперконтинента в фанерозое // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 4. – С. 539–543.
- [8] Pisarevsky S.A., McElhinny M.W. Global Paleomagnetic Data Base Developed into Its Visual Form // Eos Trans. AGU. – 2003. – V. 84, № 20. – P. 192.
- [9] Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the neoproterozoic and palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia // Earth-Science Reviews. – 1996. – V. 40, № 3–4. – P. 229–258.
- [10] Sloss L.L. Areas and volumes of cratonic sediments of Western North America and Eastern Europe // Geology. – 1976.—V. 4, № 5. – P. 272–276.
- [11] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: From Rodinia to Pangea // Earth-Science Reviews. – 1998. – V. 43, № 1–2. – P. 1–24.

КОНОДОНТОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЧИНДАНТСКОЙ, УСТЬ-БОРЗИНСКОЙ И УРТУЙСКОЙ СВИТ АГИНСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

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

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

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

Девонско-каменноугольные отложения юго-восточной части Агинской зоны расчленены на четыре свиты [1, 2]: чиндантскую (D_1), усть-борзинскую (D_{1-2}), зун-шивеинскую (D_3-C_1) и уртуйскую (C_1). Чиндантская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю (граувакки, филлиты с линзами известняков, апобазальтовых сланцев и эффузивов кислого состава) и верхнюю (глинистые и глинисто-кремнистые сланцы). Усть-борзинская свита согласно залегает на чиндантской. Ее возраст оценивается по-разному: D_{1-2} [1], $D_{1p}-D_2$ [2] или $D_2-D_3f_1$ [3]. Свита представлена терригенно-карбонатно-кремнистой толщей с прослоями основных и кислых метаэффузивов.

Нами разрез отложений чиндантской и усть-борзинской свит изучался по правобережью нижнего течения р. Борзя (междуречье Борзя-Ивырбулак). В структурном отношении район представляет собой крупную (шириной до 15 км), меридионально ориентированную синформу, для которой предлагается название Харгунтуйской. Ее западное крыло сложено преимущественно терригенной серией, относящейся к чиндантской свите [4], включающей, по нашим данным, в обрывах русла нижнего течения Борзи три горизонта: 1) филлитизированные песчаники; 2) переслаивание известняков, апобазальтовых сланцев и глинистых сланцев; 3) рассланцованные алевролиты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы. Структурно выше залегают отложения усть-борзинской свиты. Сходная ситуация наблюдается на восточном крыле синформы. Ядро синформы выполнено мощной серией глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, слагающих верхнюю часть разреза этой свиты.

Из известняков горизонта 2 чиндантской свиты выделены конодонты *Pandorinellina* cf. *exigua* (Philip), *Panderodus* sp., *Icriodus* sp. ($D_{1p}-e$; проба P-217, $50^{\circ}36'43.8''$ с.ш., $115^{\circ}40'54.5''$ в.д.; здесь и далее определения В.А. Аристова). Исходя из этого возраст первого горизонта чиндантской свиты, по нашему мнению, лохков-пражский, третьего – эмс-раннеэйфельский.

Опробование карбонатно-кремнистой толщи усть-борзинской свиты на восточном крыле Харгунтуйской синформы дало следующие результаты. Из фтанитоидов нижней части разреза толщи (точка Н-16; $50^{\circ}31'22.1''$ с.ш. и $115^{\circ}50'31.6''$ в.д.) были выделены конодонты *Polygnathus* cf. *costatus partitus* Klapp., Ziegl. et. Mashk. (D_{2ef_1}). Из залегающих выше розовых и серых окремнелых известняков выделены конодонты *Tortodus* cf. *australis* (Jackson), *Polygnathus* cf. *triangularis* Bisch. et. Ziegl., *Pandorinellina* sp. (D_{2ef_2} ; проба Н-15/1; $50^{\circ}31'9.2''$ с.ш., $115^{\circ}50'33.9''$ в.д.). В южной части западного крыла синформы (падь Учидай) из известняков, замещающихся вверх по разрезу сланцевой толщей, выделены конодонты родов *Klapperina* sp. и *Panderodus* sp. (D_{2zv_2} ; проба P-185/3; $50^{\circ}31'47.4''$ с.ш., $115^{\circ}43'43.5''$ в.д.). В северной части западного крыла синформы (непосредственно северо-восточнее деревни Усть-Борзя) опробовался разрез усть-борзинской свиты, сложенный толщей базальтов с прослоями кислых эффузивов и телами известняков. Из нижнего тела известняков (проба А-2в; $50^{\circ}36'58.5''$ с.ш., $115^{\circ}41'39.3''$ в.д.) выделены конодонты родов *Icriodus* ex gr. *simetricus* Br. et. Mehl, *Mesotaxis* sp., *Panderodus* sp., *Polygnathus* sp. (D_{2zv_2}), из верхнего (проба А-1к; $50^{\circ}36'53.8''$ с.ш., $115^{\circ}41'22.6''$ в.д.) – *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., *Ancyrognathus* cf. *triangularis* Young. (D_3f).

Следовательно, возраст датированной части усть-борзинской свиты попадает в интервал ранний эйфель–фран. Нижняя граница верхней части свиты (глинистые и глинисто-кремнистые сланцы), по-видимому, имеет скользящий характер, меняясь во временном диапазоне поздний живет–фран. Возраст верхней границы свиты не определен. С учетом ее значительной мощности она может включать как фаменские, так и раннекаменноугольные слои. Следует сказать

также, что в пределах западного крыла синформы, а также на востоке (массив Харгунтай, высоты 830.2 и 768.3) ниже эйфельско-живетских известняков залегает толща базальтоидов. Ее стратиграфическое основание в районе наших работ не вскрыто. Местами ее видимая мощность достигает нескольких сотен метров, местами базальты выклиниваются и известняки ложатся непосредственно на сланцы нижней терригенной толщи (чиндантская свита ?). Выпадение базальтов на восточном крыле синформы (например, бассейн р. Ивырбулак) мы связываем с их структурным срезанием, что предполагает тектонический контакт в основании усть-борзинской свиты. Таким образом, разрез усть-борзинской свиты состоит из двух частей: 1) базальты с линзами и прослоями известняков и кремней, тяготеющими к низам разреза ($D_2ef_1-D_3f$), и 2) терригенная (сланцевая) толща ($D_2zv_2-D_3f$, возможно также D_3fm-C_1 ?).

Уртуйская свита (C_1) представлена сложно построенным комплексом терригенных и вулканогенных (базальты, андезиты, дациты, риолиты и их эпикласты) пород, содержащих тела известняков, интерпретируемых обычно как рифогенные образования [1]. Отсюда были собраны [5] остатки брахиопод, кораллов, мшанок, трилобитов, криноидей, указывающих [6] на визейско-серпуховский возраст вмещающих отложений. Новые данные по конодонтам (Н.И. Раитина, 2000) позволили определить возраст свиты также как визейско-серпуховский.

Пространственно-временные соотношения уртуйских отложений с отложениями чиндантской и усть-борзинской свит не ясны. Все их контакты либо тектонические, либо задернованы. Есть данные (Н.А. Артамонова, 1976), что в районе Шерловой Горы уртуйские породы трансгрессивно залегают на докембрийских гранитах. Чтобы не возвращаться к этому вопросу, отметим, что по нашим данным возраст указанных гранитов 334.5 ± 8.4 млн лет (C_{1v} ; U-Pb SHRIMP-II датирование, ЦИИ ВСЕГЕИ). Мы считаем, что уртуйские отложения слагают самостоятельную структурно-формационную зону.

Уртуйская свита изучалась нами в бассейне р. Уртуй и в районе Шерловой Горы. По нашим данным здесь структурно совмещены отложения двух типов разреза: «эффузивно-терригенного» и «эффузивно-туфогенного». Оба они начинаются толщей базальтов. Наиболее полный разрез наблюдается по левобережью ручья Улясутай. Здесь в основании залегает толща базальтовых пиллоу-лав, кластолав с линзами яшм, переходящая вверх по разрезу в пачку переслаивания базальтов и полимиктовых песчаников и, наконец, в мощную, не менее 700–900 м, толщу грубослоистых песчаников, в верхней части которой все в больших количествах появляются прослой черных филлитизированных алевролитов и глинистых сланцев. Из яшм (проба P-161/3; $50^{\circ}38'53.6''$ с.ш., $116^{\circ}13'26.5''$ в.д.) были выделены тентакулиты и конодонт рода *Ictiodus*. Последний характерен для девона. Кроме того, здесь обнаружена форма, похожая на конодонтовый элемент рода *Bispathodus* (D_3f-C_1t). Таким образом, возраст вмещающих пород несомненно девонский, возможно фаменский.

Верхняя часть базальтовой толщи «эффузивно-терригенного» разреза изучалась в верховьях р. Уртуй (верхняя правая составляющая, район в 0.7–1.0 км восточнее высоты 866.1). Здесь среди базальтов присутствуют линзы яшм и криноидных калькаренитов («Хадабулакский риф» [1]). Из последних был выделен (проба P-190/3) конодонт рода *Lochriea* sp. (C_{1v2-s}), а также преотложенные девонские формы. На основании сказанного возраст нижней вулканогенно-кремнисто-карбонатной толщи мы считаем девонско-визейским (возможно, частично серпуховским).

Возраст терригенной толщи определялся на основании сбора (Н.И. Раитина, 2000) серпуховских и раннебашкирских конодонтов в известняках г. Микит-Торум («Тасырхойский риф»). Дело, однако, осложняется в связи с тем, что природа тасырхойских известняков оценивается неоднозначно. Так, Л.И. Попеко [7] рассматривает их как крупный олистолит. Глыбы карбонатных пород наблюдались нами в песчаниках верхней части терригенного разреза в верховьях р. Уртуй. Так, например, из глыбы криноидных калькаренитов (проба P-161; $50^{\circ}39'21.3''$ с.ш., $116^{\circ}12'58.1''$ в.д.) были выделены конодонты родов *Polygnathus* sp., *Belodella* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis* sp. (?), *Ancyrodella* sp. (?) (D_{2-3} , возможно D_3f). Природа известняков Микит-Торума и известняковых глыб верховья р. Уртуй еще недостаточно ясна и требует дальнейшего изучения.

В районе Шерловой Горы широко представлены туфогенно-тефроидные отложения («эффузивно-туфогенный» тип разреза), частично надстраивающие, частично замещающие уртуйские песчаники. В целом это кристаллолитические тефроиды основного, среднего и кислого

состава с преобладанием последних. В туфоалевролитах по ручью Улясутай был найден конодонт *Gnathodus bilineatus* Roundy (C₁V₂-s; точка P-226/1; 50°32'5.7" с.ш., 116°13'39.1" в.д.).

В заключение отметим, что имеющиеся сейчас данные показывают, что, по крайней мере, в какой-то части отложения усть-борзинской и уртуйской свит одновозрастны и образуют латеральный формационный ряд. Его геодинамическая интерпретация – специальная тема, требующая детальной проработки всех материалов с привлечением петрогеохимических и изотопных данных.

Авторы признательны А.В. Куриленко и Н.И. Раитиной за предоставленные материалы по стратиграфии среднепалеозойских отложений Агинской зоны и плодотворную дискуссию по означенной проблематике, а также И.В. Федорову за помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65027).

- [1] *Геологическое строение Читинской области* / Ред. И.Г. Рутштейн, Н.Н. Чабан. – Чита: «Читагеолсъёмка», 1997. – 239 с.
- [2] *Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья* / Ред. А.Н. Олейников. – Новосибирск: Наука, 2002. – 714 с.
- [3] *Куриленко А.В.* Девон Восточного Забайкалья: биостратиграфия и корреляция // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии: Труды VII междунар. симпозиума. – Чита: Изд-во Заб. ГТТУ, 2007. – С. 38–43.
- [4] *Геологическая карта Читинской области масштаба 1:500 000* / Ред. И.Г. Рутштейн. – Чита: ПГО «Читагеология», 1992.
- [5] *Амантов В.А.* Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. – Л.: ВСЕГЕИ, 1963. – С. 3–14.
- [6] *Котляр Г.В., Попеко Л.И.* Каменноугольные отложения Забайкалья // Палеозой Дальнего Востока. – Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 140–156.
- [7] *Попеко Л.И.* Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14, № 3. – С. 23–29.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФОН ЭТАПА НАКОПЛЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.Г. Беличенко, Т.А. Дольник**, С.А. Анисимова*, Н.К. Гелетий**

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

**Иркутск, ФГУП ВостСибНИИГГиМС, svetanisimova@crust.irk.ru

Стратиграфические подразделения неопротерозоя Прибайкальской структурно-фациальной зоны прослеживаются от южной оконечности оз. Байкал до долины р. Чай. К ним относятся отложения байкальской серии, которые на северо-востоке переходят в отложения дальнетайгинской и жуинской серий Патомской структурно-фациальной зоны [1]. Несмотря на значительный объем выполненных за 60 лет исследований, вопрос о возрасте отложений остается дискуссионным, в частности, неоднозначны мнения о положении байкальской серии в разрезе рифея, корреляции ее с разрезами смежных регионов и, в первую очередь, с гипостратотипом рифея (Учуро-Майский район). В последние годы было проведено хеомстратиграфическое изучение отложений неопротерозоя в Прибайкальской структурно-фациальной зоне (байкальская серия). Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в обогащенной УК-фракции для карбонатов голоуспенской свиты варьируются в диапазоне 0.71094–0.71483, а улунтуйской – 0.70842–0.70982. Получена и цифра возраста известняков улунтуйской свиты Pb-Pb методом – 550 ± 40 млн лет (СКВО=2.4). В соответствии с этим время седиментации байкальской серии определяется поздневендским возрастным интервалом [2–5]. Полученные результаты оказались неожиданными, вступив в противоречие с историко-геологическими и биостратиграфическими данными, по которым эти отложения все исследователи ранее относили к рифею. Имевшиеся разногласия между ними касались лишь внутририфейской корреляции, где разброс точек зрения на возраст отложений соответствовал диапазону средний рифей – вторая половина позднего рифея (моложе 850 млн лет) (В.В. Хоментовский, А.М. Станевич, Т.А. Дольник и др.). Сложившаяся ситуация требует тщательного рассмотрения и обсуждения этой проблемы, затрагивающей интересы многих исследователей, владеющих огромным фактическим материалом. В данной публикации предпринята попытка оценки особенностей геодинамических условий формирования отложений неопротерозоя в пределах Байкало-Патомского палеобассейна.

Неопротерозой Сибири и, в частности, Байкало-Патомской структурно-фациальной области, по В.В. Хоментовскому [6], отделен от подстилающих образований событийным рубежом, имеющим определенную общность с гренвильской орогенцией, обусловившей возникновение суперконтинента Родиния (1100 млн лет). С этим этапом совпадает начало накопления неопротерозойских отложений и, по-видимому, появление Дунжугурской (Восточный Саян) и Кичерской (Северное Прибайкалье) островных дуг, что подтверждается изотопными данными – 1020 млн лет по Дунжугуру [7] и 1035 ± 90 млн лет по Кичере [8], возможно составляющих единую дугу значительной протяженности.

В раннебайкальский период накопление отложений в южной части Прибайкальской структурно-фациальной зоны происходило в континентальном режиме, судя по геохимической специфике отложений и полученным значениям стронциевого отношения [4]. Седиментация на дальнетайгинско-раннежуинском этапе осуществлялась в бассейне окраинно-морского типа, осложненного соседством Байкало-Муйской островной дуги. Об этом свидетельствует вещественный состав амагматичных зон палеобассейна с ощутимым влиянием продуктов вулканической деятельности [9]. На этом этапе происходило усиление трансгрессии моря на материковую окраину, благодаря которой под уровнем моря оказались выступы дорифейского фундамента Сибирской платформы и территория Прибайкальской зоны. Отчетливо обозначились элементы палеогеографического профиля бассейна: шельфы, котловина задугового бассейна, островные дуги. Состав кластогенных пород всех зон свидетельствует о том, что основной питающей областью являлся Сибирский кратон, но геохимические характеристики алевропелитов (джемуканские сланцы) с максимально высокими значениями Ba, Sr и Ti во внутренней зоне и минимальными во внешних свидетельствуют о поступлении пеплового материала среднего сос-

тава из дополнительных источников [9]. Возникшая островная дуга могла располагаться на значительном удалении от окраины континента и не оказывать существенного воздействия на понижение аномально высоких значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах, возможно, в какой-то степени изолированного Байкало-Патомского бассейна. Эта особенность была подмечена ранее для пород никольской и ченчинской свит Патомского нагорья [10].

Коллизионные события, близкие по возрасту к раннебайкальским, устанавливаются в Байкало-Муйском поясе на рубеже 800 ± 25 млн лет [11]. Они выразились в становлении синколлизионных гнейсогранитов Северо- и Южно-Муйского хребтов (илеирский комплекс) – 784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет, плагиогранито-гнейсов Анамакит-Муйской зоны – 762 ± 55 млн лет и Кичерской зоны – 815 ± 46 млн лет. В Восточном Саяне (Тувинно-Монгольский массив) с коллизионными событиями этого времени связываются плагиогранитоиды Сумсунурского массива – 790 млн лет [8]. Эти коллизионные события были связаны с субдукцией океанической литосферы под активную окраину континента, отчленением микроконтинентов, заложением Джидинского океанического бассейна (745 млн лет) [7].

Позднебайкальский этап характеризуется увеличением изолированности и застойности палеобассейна. В Прибайкальской зоне появляются высокоуглеродистые осадки с повышенным содержанием органических и халькофильных элементов, накопление которых проходило в глубоководной и застойной части дистального шельфа. Отложения не содержат геохимических признаков влияния вулканизма, а состав обломочного материала указывает на отсутствие области сноса в Байкало-Муйской зоне [9].

С позднебайкальскими коллизионными событиями Западного Прибайкалья связано приращение к Сибирскому кратону Байкало-Муйской островодужной системы, этапы формирования которой обозначены полученными цифрами:

1. 830–850 млн лет – надсубдукционные габброиды;
2. 762–784 млн лет – синколлизионные гранитоиды;
3. 590 ± 5 млн лет – падринская серия (посткладчатая); 617 ± 5 млн лет – гранулиты высоких давлений и 650 млн лет – эцлогиты – коллизионный метаморфизм Олоkitской зоны [8].

В конце позднебайкальского этапа произошла амальгамация островных дуг (океанической Шишихидской и континентальной Сархойской) и Тувинно-Монгольского массива, расположенных южнее рассматриваемой территории, в результате которой был сформирован фундамент Тувинно-Монгольского микроконтинента [7, 12].

Присоединение Байкало-Муйской островной дуги к Сибирской платформе привело к смене областей сноса, питающих окраинные прогибы платформы, и появлению вендских осадков молассоидного типа в Прибайкалье и Мамско-Бодайбинской зоне (ушачовская, анангская и догалдынская свиты). Эти отложения максимально отражают вещественный состав пород областей сноса, соответствуя по петрохимическим характеристикам граувакковым разностям [9, 13]. В пределах присоединенного Байкало-Муйского террейна отложения этого возрастного уровня представлены грубообломочными граувакковыми породами (холоднинская, падроканская и другие свиты) с резко меняющимися мощностями [14], которые выше по разрезу сменяются карбонатными отложениями, по фаунистической характеристике близкими к V- ϵ_1 чехлу Сибирской платформы [15].

Таким образом, геодинамической обстановке края Сибирского кратона на протяжении рифея и венда соответствует вполне определенный самостоятельный комплекс отложений: байкальская серия и ее аналоги – в рифее, моласса – в венде.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00537) и Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.

- [1] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 2000. – 320 с.
- [2] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова Е.Ф. Изотопная хемотратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб.: ИГГД РАН, 2003. – С. 233–236.
- [3] Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Постников А.А., Терлеев А.А., Гелетий Н.К., Вещева С.В. Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений неопротерозоя Центральной Азии: предварительные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: Мате-

- риалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – С. 192–193.
- [4] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–39.
- [5] Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К., Летникова Е.Ф. Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений байкальской серии, Юго-Западное Прибайкалье // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. – М., 2006. – С. 362–365.
- [6] Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн лет) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 4. – С. 313–333.
- [7] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «Пробел-2000», 2004. – 191 с.
- [8] Рыцк Е.Ю. Главные событийные рубежи неопротерозоя Байкало-Муйского пояса // Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб.: ИГГД РАН, 2003. – С. 437–439.
- [9] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза Байкальской горной области // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 3. – С. 456–470.
- [10] Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 3–33.
- [11] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 3–15.
- [12] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 554–565.
- [13] Королюк И.К. Сравнительная характеристика формации рифея и кембрия Прибайкалья. – М.: ИГиР-ГИ АН СССР, 1962. – 128 с.
- [14] Салоп Л.П. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. – М.: Недра, 1964. Т. 1. – 511 с.
- [15] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. – 152 с.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И ВРЕМЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

С.Ю. Беляев, М.А. Фомин

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

Енисей-Хатангский региональный прогиб, с одной стороны, разделяет Сибирскую платформу и Таймырскую покровно-складчатую область, а с другой – является составной частью зоны мезозойско-кайнозойских депрессий, начинающейся на западе Западно-Сибирской геосинеклизой и протягивающейся через Енисей-Хатангский прогиб в Вилюйскую гемисинеклизу. Границы регионального прогиба с Сибирской платформой и Таймырской покровно-складчатой областью проводятся по линии выклинивания выполняющих прогиб осадочных мезозойско-кайнозойских отложений. Граница с Западно-Сибирской геосинеклизой условна и может быть проведена по смене субширотных простираний структур, свойственных региональному прогибу, на субмеридиональные, характерные для структур севера геосинеклизы. На востоке граница с Анабаро-Хатангской седловиной проведена по зонам выполаживания краевых моноклиналей регионального прогиба и восточным замыканиям осложняющих его крупных положительных и отрицательных структур.

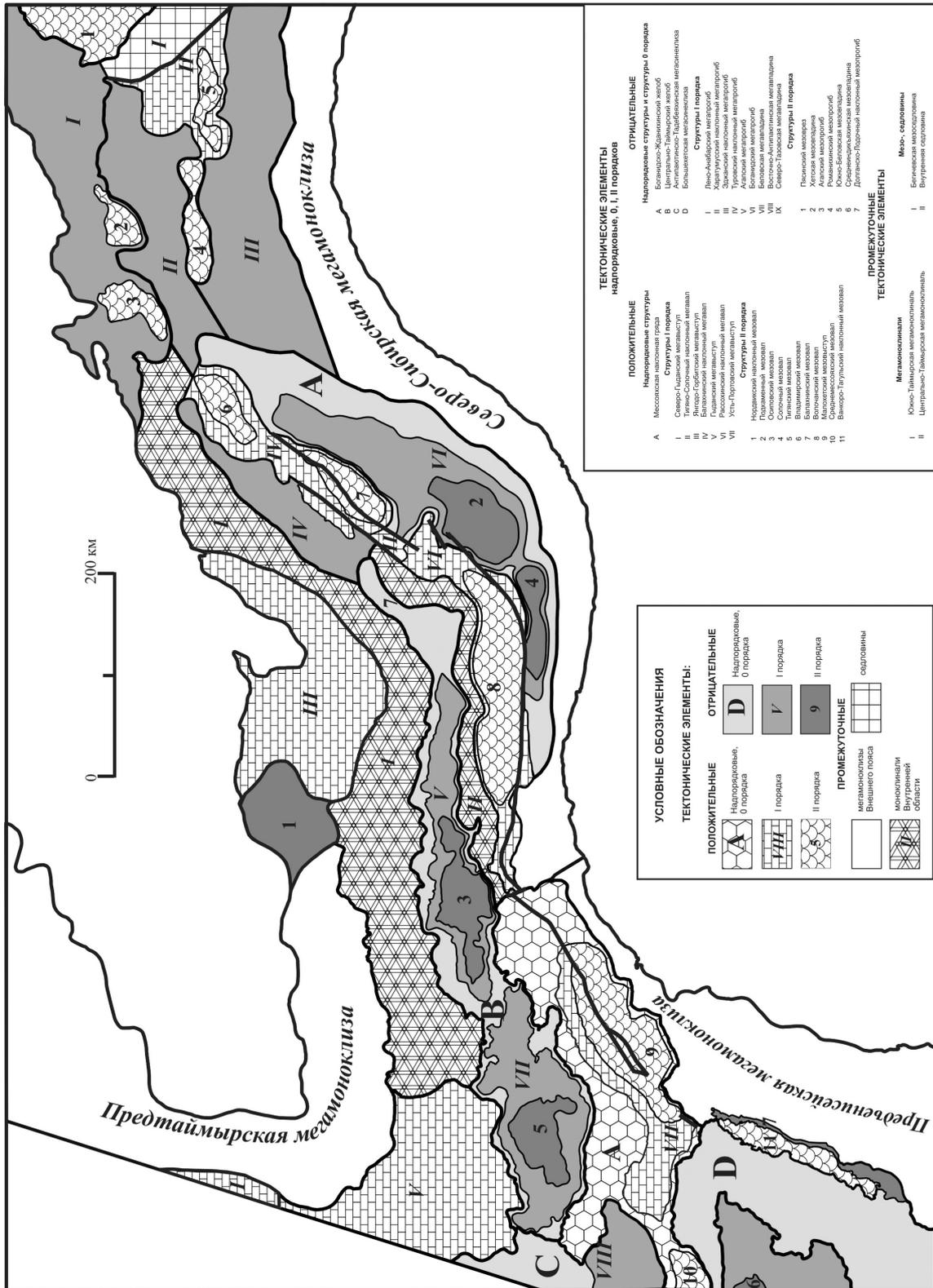
История формирования современной структуры осадочного чехла на территории прогиба, вероятно, сходна с таковой прилегающей части Западной Сибири. Ранее [1 и др.] мы уже говорили, что в Западной Сибири она оформилась окончательно в результате кайнозойской активизации триасовых рифтогенных зон, которые, вероятно, наследуют байкальские сутуры, возникшие при причленении микроконтинентов к Северо-Азиатскому кратону. Одной из таких зон является Енисей-Хатангская. Главное ее отличие от «классических» зон Западной Сибири состоит в широтной ориентировке.

Анализ тектоники чехла позволит определить время формирования его современной структуры, что важно для восстановления истории тектонического развития северной части Урало-Монгольского пояса и региональной оценки перспектив нефтегазоносности этой территории. Тектоническая карта строилась на основе структурной карты по кровле юрского комплекса, построенной в ИНГГ СО РАН. Однако на части территории юрские, а иногда и более молодые меловые отложения отсутствуют, а к подошве четвертичных отложений выходят палеозойские образования. В таком случае тектоническая карта строилась по кровле палеозоя. Вблизи северной и южной границ регионального прогиба разрез чехла начинается не с юрских, а с меловых образований. Тектоническая карта наращивается в таких случаях поверхностью подошвы меловых отложений. Анализ уже построенных структурных карт по поверхностям внутримелового разреза показал, что принципиальные черты тектонического строения на этих уровнях сохраняются.

Таким образом, описываемая тектоническая карта (рисунок) отражает основные черты строения мезозойско-кайнозойского чехла территории исследования.

В ИНГГ СО РАН была разработана классификация тектонических элементов молодых платформенных областей, которая легла в основу при построении тектонической карты территории Западно-Сибирской геосинеклизы [2]. При тектоническом районировании территории Енисей-Хатангского регионального прогиба, продолжающего Западно-Сибирский мезозойско-кайнозойский бассейн на восток, мы воспользовались этой классификацией.

В тектоническом отношении Енисей-Хатангский региональный прогиб имеет следующее строение. На севере и на юге его границами служат моноклинали, являющиеся продолжением моноклиз Внешнего пояса Западной Сибири, – Южно-Таймырская и Северо-Сибирская. Наиболее глубокой является центральная часть регионального прогиба. Здесь выделяются Боганидско-Жданихинский и Центрально-Таймырский желоба. Боганидско-Жданихинский желоб осложнен Боганидским мегапрогибом, в пределах которого выделяются несколько мелких депрессий. На территории Центрально-Таймырского желоба оконтурены Агапский мегапрогиб и



Карта тектонического районирования мезозойско-кайнозойского осадочного чехла территории Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Беловская впадина, которые также осложнены депрессиями. Разделены эти две надпорядковые отрицательные структуры Балахнинским и Рассохинским наклонными мегавалами, а западнее – восточным окончанием Мессояхской наклонной гряды.

Собственно и отрицательные надпорядковые тектонические элементы Енисей-Хатангского регионального прогиба являются «продолжением» депрессий Западно-Сибирской геосинеклизы: Центрально-Таймырский желоб – Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы, а Боганидско-Жданихинский желоб – Большехетской.

В восточной части регионального прогиба выделены три отрицательные структуры I порядка: Лено-Анабарский, Харатумусский и Эджанский мегапрогибы, разделённые между собой более мелкими положительными структурами. В поперечном сечении структура этой части прогиба менее контрастна. Крайняя восточная часть регионального прогиба приподнята. Здесь располагается Тигяно-Сопочный наклонный мегавал, а также ряд более мелких положительных структур.

Таким образом, главными чертами тектоники осадочного чехла Енисей-Хатангского прогиба, с точки зрения сформулированной в начале статьи проблемы, являются следующие. В целом структура прогиба депрессионная. Две надпорядковые депрессии разделены контрастной зоной поднятий. В купольных частях положительных структур зачастую отсутствуют мезозойские породы и четвертичные отложения залегают прямо на фундаменте. Контрастные положительные и отрицательные структуры прогиба наращивают подобные западно-сибирские тектонические элементы. Контрастность структур в региональном прогибе убывает в направлении с запада на восток.

Выполненное исследование позволяет утверждать, что современная структура осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба окончательно сформировалась в кайнозойское время, в результате активизации триасовой рифтовой зоны. Подобные процессы определили уже реально подтвержденные высокие перспективы нефтегазоносности севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. История тектонического развития Енисей-Хатангского регионального прогиба также очень благоприятна для перспектив нефтегазоносности его территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 06-05-64385.

- [1] *Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Кузнецов Р.О., Хамхоева Т.М.* Пространственная связь месторождений углеводородов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с зонами рифтогенеза // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 175–178.
- [2] *Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др.* Тектоническое строение и история тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 11–12. – С. 1832–1845.

СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ УСОЙ-ТОЧЕРСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕР ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, Н.И. Ласточкин, Т.А. Ветлужских, А.Л. Елбаев

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

Осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Усой-Точерского прогиба, являющегося частью более обширного Ципа-Витимканского прогиба [2], расчленены на две свиты: ороченскую и точерскую [1]. Нижняя подсвита первой сложена доломитами. Довольно часто в них отмечаются прослой, линзы и пачки доломитовых брекчий и конглобрекчий, терригенных песчаников, алевролитов, аргиллитов. В аргиллитах и в цементе алевролитов установлен каолинит. Такие пачки залегают на закарстованной поверхности доломитов. Эти факты говорят о том, что доломитовый бассейн был небольшим по площади и ограничен поднятиями, из которых поступали продукты химического выветривания. Кроме того, процесс доломитообразования происходил в мелководном бассейне и прерывался периодами карстообразования. В основании разреза верхней подсвиты ороченской свиты на р. Средняя Якша отмечены закарстованные доломиты нижней подсвиты, на которых последовательно залегают пачка (30 м) аргиллитов, глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с каолинитом и пачка (135 м) темных известняков, глинисто-углеродистых и глинистых сланцев. В верховьях р. Усой и в междуречье Усоя и Катариhi также на закарстованной поверхности доломитов нижней подсвиты залегают черные углеродисто-кремнистые сланцы (3 м), выше по разрезу – темные известняки, карбонатно-глинистые сланцы с горизонтами серых известняков и пестроцветных доломитовых алевролитов и песчаников (345 м). В верховьях р. Чуачанка (левый приток р. Усой) породы верхней подсвиты ороченской свиты не установлены. По-видимому, они здесь выклинились, и поэтому на нижней доломитовой подсвите ороченской свиты залегают терригенные породы точерской свиты.

Отложения точерской свиты на породах ороченской свиты залегают согласно. Чаше разрез точерской свиты начинается с песчаников или глинистых сланцев. В верховьях р. Чуачанка и в междуречье Чуачанки, Кайдакона и Васильевского (левые притоки р. Талой) на контакте между двумя свитами наблюдается переслаивание: а) доломитов, доломитовых мергелей, полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников с доломитовым цементом; б) доломитов и полимиктовых конгломератов также с доломитовым цементом. Обломки в конгломератах слабоокатанные, остроугольные и сложены риолитами, гранит-порфирами и лейкогранитами. Соотношение полимиктовых обломков и доломитового цемента в конгломератах изменчиво, уменьшается до 1:5. Их образование было связано, на наш взгляд, с абразией водами «доломитового» бассейна коренного берега, сложенного островодужными комплексами. Выше по разрезу на этом участке наблюдается переслаивание полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников с терригенным цементом.

Точерская свита фациально изменчива. В ее составе присутствуют конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и карбонатно-глинистые сланцы. К нижней части свиты приурочены различные эффузивы. Они были изучены слабо. Ранее среди них были описаны риолиты и плагиопорфириты. В верховьях р. Амандак выделены актинолитовые ортосланцы, базиты и андезиты, среди которых наблюдаются линзы серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов [4].

Нами было проведено более детальное изучение вулканитов точерской свиты по рекам Усой, Б. Киро, Амандак, Ауник. По вещественному составу среди них выделяются базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты, т.е. вулканиты образуют дифференцированную серию. Среди них по р. Амандак нами также отмечены линзовидные тела серпентинитов, листовитов и тальк-карбонатных пород. Подтверждено, что отложения точерской свиты рвутся крупным Шаманским габбро-диоритовым массивом.

Отложения Усой-Точерского прогиба претерпели в целом незначительные преобразования. Песчаники, которые преобладают в составе точерской свиты, характеризуются псаммитовой и бластопсаммитовой структурой, сланцы – пелитовой и алевропелитовой. В цементе песчани-

ков, алевролитов и глинистых пород по пелитовому материалу проявлена слабая серицитизация и хлоритизация. Все эти факты позволяют отнести изменения пород прогиба к стадии глубинного эпигенеза. Вблизи габбро-диоритовых и гранитных массивов эти породы метаморфизованы более интенсивно: в зоне шириной до 1–2 км они превращены в кварц-биотитовые, кварц-слюдаые, кордиерит-андалузитовые и биотит-кордиеритовые роговики.

О возрасте описываемых отложений существуют различные представления. Ранее считалось, что они образовались в позднем рифее в орогенный этап развития байкальской геосинклинали [2]. Проведенные в последние годы геохронологические исследования показали следующие результаты: породы фундамента прогиба слагают пластину амфиболитов (амфиболитовая фация метаморфизма) мощностью 500 м. Они секутся жилами плагиогранитов с возрастом 972 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II метод) [6]; калиевые риолиты точерской свиты датированы цифрой 837 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II метод [5]; возраст Шаманского габбро-диоритового массива, рвущего точерскую свиту, 545 млн лет (Sm-Nd изохронный метод по амфиболу, плагиоклазу и валу) [7]. Из изложенного следует, что отложения орогенной и точерской свит одновозрастны с породами Келянского островодужного террейна, возраст которых варьируется от 880 до 812 млн лет.

Восстанавливая источник питания пород точерской свиты мы обратились, прежде всего, к составу обломков грубых осадков. Конгломераты в ее составе пользуются широким распространением. Размер галек достигает 30 см, более характерны гальки размером до 10–15 см. Окатанность их средняя и хорошая. Петрографический состав галек разнообразный: риолиты, дациты, лейкократовые граниты, гранит-порфиры, кварц, кварцит, доломит, известняк, серицит-кремнистые сланцы. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры из галек по результатам химического анализа являются калий-натриевыми, натриевыми и калиевыми [2]. С северо-востока прогиб ограничивается Келянским островодужным террейном, представленным в этом районе преимущественно кислыми вулканитами, субвулканическими лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, которые по составу классифицированы также на калий-натровые, натровые и калиевые. Возраст калиевых риолитов 814 и 829 млн лет (U-Pb метод по циркону) [3].

Таким образом, состав кислых магматических пород, слагающих гальки конгломератов точерской свиты и островодужные вулканиты Келянского террейна, идентичны. Кроме того, они близки по возрасту к калиевым риолитам точерской свиты, которые образовались, как отмечалось выше, 837 млн лет назад. Поэтому есть все основания считать, что одним из главных источников отложений точерской свиты являлись кислые магматические породы островной дуги Келянского островодужного террейна, а Усой-Точерский прогиб относится к преддуговым бассейнам [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ – СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 07-05-10026).

- [1] Булгатов А.Н., Васильченко В.В., Гамчян А.А., Хрипков А.В. Стратиграфия древних толщ, развитых в северной части Витимского плоскогорья, и их металлоносность // Советская геология. – 1969. – № 10. – С. 26–38.
- [2] Булгатов А.Н., Турунхаев В.И. Особенности докембрийской тектоники Забайкалья. – Улан-Удэ: Изд-во БФ СО АН СССР, 1984. – 135 с.
- [3] Клейменов Ю.А., Ивлев А.С., Козлов Ю.П. и др. Государственная карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Муйская. Лист N 50-I. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ (в печати).
- [4] 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.
- [5] 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: Материалы совещания. – Иркутск, 2006. Т. 2. – С. 58–60.
- [6] 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 плоскогорье, Забайкалье) // Докл. РАН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.

- [7] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С. и др. Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблемы геодинамики и рудогенеза: Материалы конференции. – СПб., 2003. – С. 440–442.
- [8] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТОВ

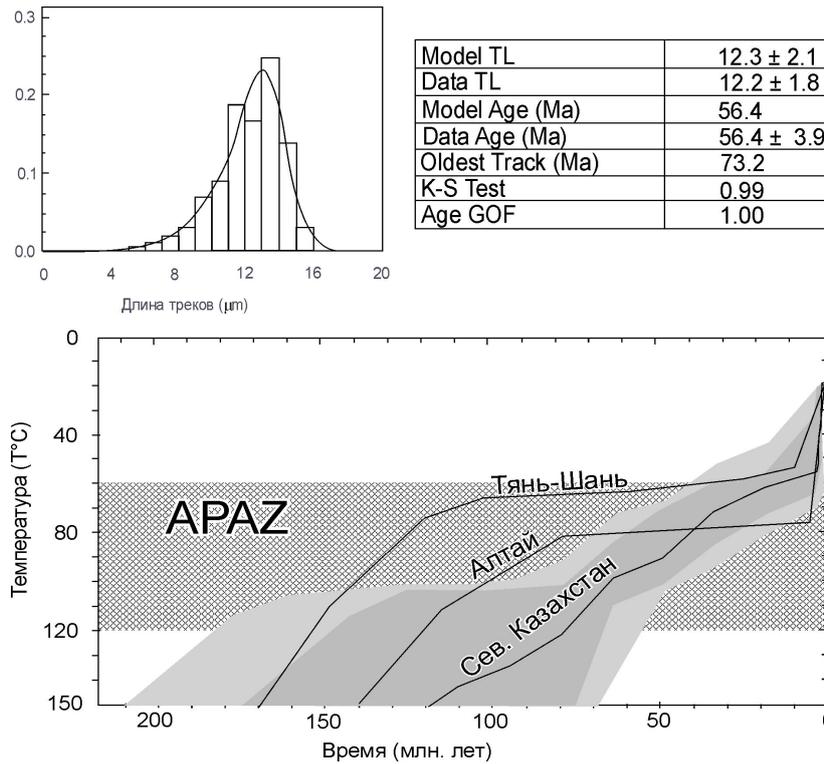
М.М. Буслов, Д.А. Кох*, И. де Граве***

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

**Гент, Бельгия, Гентский университет, Johan.DeGrave@UGent.be

В последнее десятилетие активно развиваются исследования Центральной Азии [1–6], связанные с моделированием термальной истории пород методом трекового датирования апатитов (АФТ), позволяющей выявлять периоды тектонической стабилизации (пенепленизации) и активности (горообразования). На **Тянь-Шане** АФТ (рисунок) пики горообразования проявились в периоды ~200–130 млн лет и в последние 11 млн лет, в **Алтае-Саянской области** в периоды ~140–80 млн лет и в последние 5 млн лет. Позднетриасовая–юрская реактивация Тянь-Шаня, возможно, связана с коллизией континентального блока Тарима с Евразией, завершающей субдукцию литосферы Палеотетиса. Позднеюрская–раннемеловая реактивация Алтае-Саянской области связана с дальним эффектом воздействия коллизии Северо-Китайского континента с Евразией, завершающей закрытие Монголо-Охотского океана [7, 8]. Субвертикальные мезозойские t , Т-тренды охлаждения (150–70 °С) пород Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области свидетельствуют по меньшей мере о 2–3 км денудации горных массивов, соответственно, в позднем триасе–юре и поздней юре–раннем мелу. Почти горизонтальные t , Т-тренды между температурами нижней границы и верхним пределом АФТ устойчивости (70–50 °С) для мела–миоцена на Тянь-Шане и позднего мела–миоцена в Алтае-Саянской области отражают периоды продолжительной стабильности. В это время территории Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области находились в тектоническом покое и мезозойские орогены подверглись пенепленизации. Их поверхность сильно деформирована в результате кайнозойской тектонической активности, связанной с Индо-Евразийской коллизией. Она вызвала латеральные перемещения блоков земной коры по сдвигам к северу от коллизионной зоны на многие тысячи километров и рост горных поднятий. Начало возраста реактивации как результата продолжительного углубления Индии в Евразию омолаживается по направлению на север: ~11–7 млн лет на Тянь-Шане и ~5 млн лет на Алтае. Данные ФТА датирования подтверждают гипотезу о том, что продолжающаяся до сих пор конвергенция Индийского и Евразийского континентов частично реализована в распространении стресса на север через внутриконтинентальные части Центральной Азии по унаследованной структурной сети разломов [1, 9], о чем свидетельствуют и новые данные АФТ по Северному Казахстану. Для **Северного Казахстана** представляются результаты трекового датирования пород, впервые полученные на аппаратной базе Института геологии и минералогии СО РАН. Были изучены докембрийские гранито-гнейсы из Кокчетавского метаморфического комплекса Северного Казахстана (Кокch-2, высота 354 м, координаты: 53°09'33.6" СШ, 70°15'51.4" ВД). Кокчетавская зона является северной частью огромной территории, именуемой Казахстанским мелкосопочником, который расположен в нескольких тысячах километров, соответственно, к северу и северо-западу от Тянь-Шаньских и Алтае-Саянских зон реактиваций. Кокчетавская зона состоит из серии гряд с отметками до 350–450 м. Среди них расположены поднятия в 500–600 метров, реже выше (947 м для г. Синюха), сложенные гранитами, которые в меньшей мере подвержены эрозии, чем обогащенные слюдой породы Кокчетавского метаморфического комплекса. К северу от Кокчетавской зоны поднятий расположена обширная равнина южной части Западно-Сибирской низменности с отметками высот около 200 метров, представляющая собой пенеплен, покрытый корой выветривания.

В истории охлаждения образца Кокch-2 (рисунок) выделяются три основных этапа. Первый этап (от 130 до 30 млн лет) характеризуется средними углами наклона линии t , Т-тренда и отражает постепенное охлаждение породы с 150 °С до 70 °С. Второй этап (30–3 млн лет) характеризуется выхолаживанием линии t , Т-тренда и отражает, вероятно, период формирования пенеплена. Третий этап (3–0 млн лет) характеризуется субвертикальной линией t , Т-тренда и



Моделирование термальной истории образца Кокч-2 из Северного Казахстана (а – примерная история образования и развития во времени, б – распределение длин треков, в – низкотемпературная история образца, смоделированная программой AFTSolve) в сравнении с термальной историей образцов Тянь - Шаня и Алтае-Саянской области.

свидетельствует о быстром охлаждении пород с 60 °С до 20 °С. При изменении нормального градиента температур 25–30 м на один градус получается, что породы Кокчетавского метаморфического комплекса на первом этапе за 100 млн лет остыли на 80°, что соответствует денудации ≈2500-метровой толщи пород. На третьем этапе породы охладились на 30 °С и за 3 млн лет произошла денудация ≈750–900-метровой толщи пород. Средняя скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 20–25 м/млн лет, а второго этапа – около 250–300 м/млн лет. Такие скорости денудации могут соответствовать медленному подъему и разрушению уже существующего орогена на территории Северного Казахстана в период раннего мела и быстрому подъему территории с интенсивным разрушением пород (частично сохраняются преимущественно гранитные массивы) начиная с позднего неогена (последние 3 млн лет). Средние и пологие углы наклона линии t, T-тренда в период 130–3 млн лет связаны, вероятно, с тем, что Северный Казахстан в это время находился в обстановке слабого сжатия.

Таким образом, геологические и AFT данные показывают, что внутренняя часть Евразийского континента перенесла значительную мезозойскую активность. Конвергенция между дрейфующими на север фрагментами Гондваны с южной активной границей Евразии привела к образованию крупномасштабных субдукционно-аккреционных поясов в зоне столкновения и коллизионных внутриконтинентальных орогенов. Закрытие Палеотетиса и Монголо-Охотского океана соответственно способствовало стыковке гондванских блоков с Евразией. Это привело к киммерийской и монголо-охотской орогениям, которые распространили деформацию во внутренние части Евразии за счет реактивации палеозойских структурных сооружений. В частности, коллизия континентального блока Тарима с Евразией привела к поздне триасовой–юрской (~200–130 млн лет) реактивации Тянь-Шаня и, возможно, Северного Казахстана. Складчатые области Алтае-Саянской области и Северного Казахстана были реактивированы в период ~140–80 млн лет в результате дальнего воздействия коллизии Северо-Китайского континента с Евразией. Четко проявленный пик t, T-тренда охлаждения гранито-гнейсов Кокчетавского метаморфического комплекса в последние 3 млн лет совпадает с максимальным этапом горообразования

ния на Тянь-Шане и в Алтае-Саянской области и свидетельствует о том, что сжатие от Индийско-Евразийской коллизии также проявилось и на Северном Казахстане. Вероятно, что в целом рельеф Северного Казахстана является, с одной стороны, остаточным от разрушенного мезозойского орогена, с другой – реактивированным за последние 3 млн лет в результате дальнего воздействия коллизии Индийского континента с Евразией.

Работа выполнена при поддержке гранта интеграционных проектов СО РАН № 7.10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование горных систем, осадочных бассейнов и эволюция климата» и РФФИ (грант № 07-05-00852).

- [1] *Buslov M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // *Himalayan Journal of Sciences.* – 2004. – V. 21, № 41. – P. 104–105.
- [2] *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2007. – V. 29. – P. 205–214.
- [3] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India-Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan Journal of Sciences.* – 2004. – V. 21, № 41. – P. 121–122.
- [4] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Distant effects of India-Eurasia convergence and mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2007. – V. 29. – P. 194–213.
- [5] *De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V.* From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the Northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2006. – V. 26 (2). – P. 133.
- [6] *De Grave J., Van den Haute P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics.* – 2002. – V. 349. – P. 145–159.
- [7] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 2. – 334 с.
- [8] *Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics.* – 1999. – V. 306. – P. 33–56.
- [9] *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *International Geology Review.* – 1996. – V. 38. – P. 430–466.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

*В.А. Верниковский**, *А.Е. Верниковская**, *Д.В. Метелкин**, *Е.Б. Сальникова***

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, taimyr@uiggm.nsc.ru

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

Енисейский кряж и Таймыр являются ключевыми структурами для понимания эволюции тектонического строения и магматизма западного обрамления Сибирского кратона. Они представляют собой покровно-складчатые пояса, сформированные в результате аккреционно-коллизийных событий в неопротерозое. В последние годы, благодаря детальным геохимическим и геохронологическим исследованиям, было установлено, что в пределах Ишимбинско-Татарской сутурной зоны Енисейского кряжа развита серия магматических тел основного и среднего состава повышенной щелочности, гранитов А-типа и карбонатитов линейного типа, сопровождающихся широкими ореалами щелочных метасоматитов, возраст которых варьируется от 700 до 630 млн лет. В северной части сутурной зоны они представлены щелочными интрузивными и вулканическими породами Захребетнинского комплекса, Ag-Ag возраст биотита из трахидолерита которого составляет 696 млн лет [1]. В центральной части Енисейского кряжа выделен Татарский комплекс, включающий Среднетатарский щелочной массив, граниты А-типа Татарского массива, а также карбонатиты и щелочные метасоматиты [2–6]. В Южно-Енисейском кряже, на продолжении этой тектонической зоны, находятся небольшие по размерам Чистопольский и Ягодкинский массивы лейкогранитов А-типа и щелочных сиенитов [6].

Исследования Среднетатарского массива, представляющего собой небольшой шток, позволили установить отчетливую зональность – центральная часть сложена полевошпатовыми ийолитами, а внешняя зона – фойяитами и щелочными сиенитами. Эти породы рвутся дайками фойяит-пегматитов. Впервые полученные для этого массива U-Pb изотопные данные показывают, что U-Pb возраст сфена из фойяита составляет 700 ± 2 млн лет, что близко к результатам U-Pb исследований цирконов (SHRIMP) из этих же пород – 710 ± 3 млн лет. Таким образом, породы Среднетатарского массива – это древнейшие щелочные породы на Енисейском кряже. Они являются высокодифференцированными продуктами мантийных расплавов, в которых установлены низкие содержания MgO (< 0.03 мас. %) и высокие щелочей ($\sum \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12.4\text{--}14.0$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} > 8.4$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} > 4.2$ мас. %). Эти породы истощены Ba, Sr, P и Ti и обогащены Nb, U, Rb, Th, Hf, Zr, Tb и Y, а также P3Э ($\sum \text{REE} = 123\text{--}362$ г/т). В них установлено к тому же обогащение ЛР3Э ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 8\text{--}17$) и отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.9$). Возраст гранитоидов Чистопольского массива, геохимические составы которых также подтверждают присутствие мантийного компонента в их магматическом источнике, составляет 683 ± 6 млн лет, согласно U-Pb исследованиям цирконов (данные SHRIMP) [6].

Таким образом, в течение достаточно узкого интервала времени в структурной зоне, субпараллельной окраине Сибирского континента, происходило образование пород повышенной щелочности. Обращает на себя внимание синхронность этих процессов с субдукцией океанской плиты под континент со стороны западной окраины Сибирского кратона, так как возраст пород Исаковского и Предивинского островодужных комплексов составляет 700–630 млн лет [7]. Достижение субдуцирующей океанской плитой астеносферного слоя обусловило формирование нового обогащенного мантийного источника.

Эти новые петролого-геохимические данные хорошо согласуются с палеомагнитными данными, полученными для неопротерозойских пород Енисейского кряжа и Таймыра [8]. Последние показывают, что трансформация пассивной континентальной окраины в активную произошла уже в раннем неопротерозое на Таймыре (палеоостровная дуга оз. Трех сестер с плагиогранитами и риолитами, образовавшимися 960 млн лет назад) и чуть позже – на Енисейском кряже. Геологические, геохронологические и палеомагнитные данные, полученные в последние

годы для западного обрамления Сибирского кратона, позволили также предположить, что Сибирский кратон в составе суперконтинента Родиния на рубеже 1 млрд лет назад надстраивал Лаврентию к северу в современных координатах таким образом, что западная окраина Сибири являлась продолжением западной окраины Лаврентии. Доминирующим тектоническим режимом на юге Сибирского кратона в неопротерозое являются сдвиговые перемещения на фоне постепенного раскрытия океанского бассейна между Сибирью и Лаврентией. В результате этого к рубежу примерно 750 млн лет назад Сибирский кратон был сдвинут относительно Лаврентии на расстояние до 2 тыс. км и его западный край находился вблизи северной окраины Гренландии. Вероятно, к концу неопротерозоя (в начале венда) кратоны могли иметь независимую тектоническую историю.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00703, 06-05-64400, 07-05-01026) и Президиума СО РАН (интеграционный проект 7.10.1).

- [1] Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Якин М.С., Кочнев Б.Б. Новые данные о возрасте неопротерозойских отложений чингасанской и вороговской серий Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. – С. 71–74.
- [2] Забродин В.Ю., Малышев А.А. Новый комплекс щелочных – основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 223, № 5. – С. 1223–1226.
- [3] Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
- [4] Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчугинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 2. – С. 145–163.
- [5] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 5. – С. 656–660.
- [6] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 5–21.
- [7] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35–52.
- [8] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.

ЭТАПЫ, МАСШТАБЫ И ИСТОЧНИКИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО МАГМАТИЗМА В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

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

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

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

Ольхонский регион является фрагментом коллизионного пояса Западного Прибайкалья, сформированного в результате раннекаледонских аккреционно-коллизионных событий, связанных с закрытием Палеоазиатского океана на южной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона. В докладе обсуждаются повременные срезы, отражающие этапы и масштабы магматических событий, происходивших в этом регионе в раннекаледонское время. В основу обобщения, кроме авторских данных, положены опубликованные материалы Е.В. Бибиковой, Ф.А. Летникова, В.А. Савельевой, В.А. Халилова, Е.В. Склярова, Д.П. Гладкочуба, Т.В. Донской, А.М. Мазукабзова, А.Б. Котова, В.П. Ковача, Е.Б. Сальниковой, Ю.А. Костицына, В.С. Федоровского, В.А. Макрыгиной, З.И. Петровой, В.М. Макагона и других исследователей, с полной библиографией которых можно ознакомиться по обобщающим работам [1, 2]. Повременные срезы показаны на рисунках 1, 2, тектоническое районирование приведено в соответствии с рекомендациями В.С. Федоровского [2]. Прежде чем переходить к обсуждению полученных результатов, кратко охарактеризуем особенности метаморфизма и магматизма выделенных зон. *Чернорудская зона* сложена пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами, гранат-биотитовыми (\pm силлиманит) гнейсами, мраморами, графитовыми кварцитами, метаморфизм которых отвечает условиям гранулитовой фации ($P = 7.1-8.6$ кбар, $T = 740-850$ °С). Здесь отмечаются многочисленные тела пироксенит-габбрового состава, реже встречаются синметаморфические интрузии гиперстеновых плагиогранитов и жилы биотитовых (\pm гранат) лейкогранитов [3, 4]. *Зона Анга-Сатюрты* сложена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, условия метаморфизма которых отвечают амфиболитовой фации ($P = 4.6-6.6$ кбар, $T = 650-740$ °С). Эта зона характеризуется широким развитием автохтонных и инъекционных гранитоидов [1]. Автохтонные граниты отвечают анатектическим выплавкам, в то время как многочисленные инъекционные граниты обнаруживают необычный петрогеохимический состав, что позволило отнести их к особому генетическому типу стресс-гранитов, формирование которого связано с интенсивными проникающими вязко- и хрупкопластичными сдвиговыми деформациями [5]. Здесь полностью отсутствуют пироксенит-габбровые интрузивы, характерные для Чернорудской зоны, а породы мантийного происхождения представлены дометаморфическими интенсивно тектонизированными телами и будинами альпинотипных гипербазитов [2, 3]. *Ангинская зона* сложена метабазитами (амфиболиты) и метапелитами (гранат-биотитовые и биотитовые сланцы, иногда с андалузитом и ставролитом), метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($P = 3.6-4.6$ кбар, $T = 490-650$ °С). В этой зоне закартированы три интрузивных комплекса. Бирхинский (озерный) комплекс представлен одноименным габброидным массивом – крупнейшей магматогенной структурой в Ольхонском регионе – и серией интенсивно огнейсованных более мелких тел габбродиорит-монцонитоидного состава (см. рис. 1). Эти породы прорываются жильными телами и дайками гранитов, в том числе повышенной редкометалльности, аинского комплекса. Особое место занимает Тажеранский массив щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и сиенитов (рис. 2).

Sm-Nd изотопные исследования проведены для габброидов и монцодиоритов бирхинского комплекса с возрастом 500 млн лет, а также для синметаморфических гранитов шаранурского и интрузивных гранитов аинского комплексов, возраст которых укладывается в интервал 475–460 млн лет. Для габброидов и монцодиоритов установлены сближенные параметры: $\epsilon Nd_{(T)} = 2.3-3.4$, $T_{DM}(1-st) = 1.03-1.36$ млрд лет, подтверждающие их генетическое родство и принадлежность к единому интрузивному поясу (см. рис. 1). Иная картина наблюдается для гранитов (см. рис. 2). В Ангинской зоне все граниты относятся к специфическому $+\epsilon(Nd)$ -типу, формиро-

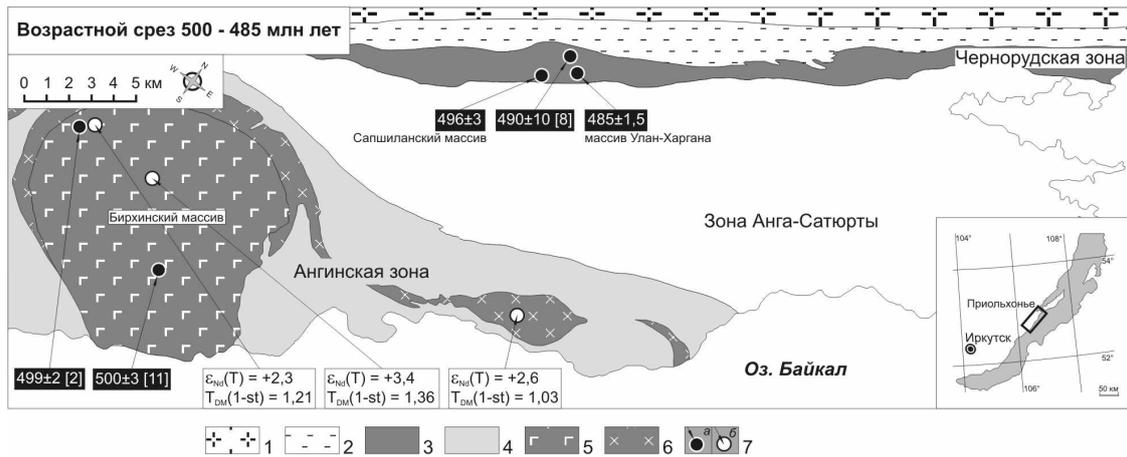


Рис. 1. Магматические комплексы Ольхонского региона (возрастной срез – 500–485 млн лет) и результаты U-Pb и Sm-Nd исследований.

1 – раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 2 – бластомилониты Приморского разлома и «коллизийного шва»; 3–4 – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 3 – метаморфические породы Чернорудской зоны (гранулитовая фация), 4 – метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 5–6 – раннепалеозойские интрузивные комплексы в Ангинской зоне: 5 – Бирхинский габброидный массив и 6 – массивы габбродиоритов, монцодиоритов, монцитонитов, связанных с габброидами бирхинского комплекса; 7 – точки отбора проб для U-Pb изотопного датирования (а) и Sm-Nd изотопных исследований (б).

Массивы габброидов и гранитоидов в пределах Чернорудской зоны не показаны из-за мелких размеров. Результаты U-Pb изотопного датирования приведены в млн лет; оценки модельного возраста протолита – в млрд лет.

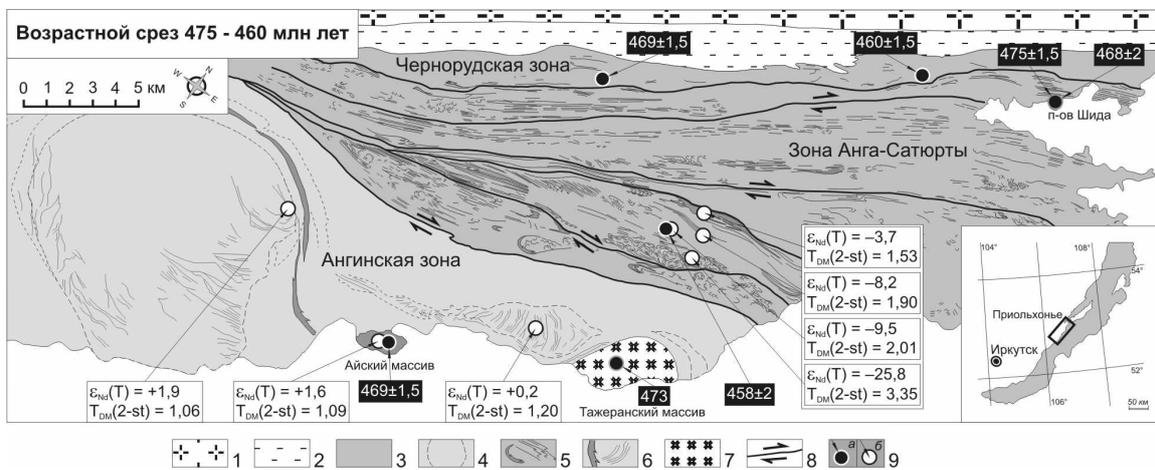


Рис. 2. Магматические комплексы Ольхонского региона (возрастной срез – 475–460 млн лет) и результаты U-Pb и Sm-Nd исследований. 1 – раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 2 – бластомилониты Приморского разлома и «коллизийного шва»; 3–4 – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 3 – метаморфические породы зоны Анга-Сатюрты и Чернорудской зоны (амфиболитовая фация), 4 – метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация), пунктиром обозначены контуры габбродиорит-монцитонитоидных массивов бирхинского комплекса; 5–7 – раннепалеозойские интрузивные комплексы: 5 – тела и жилы автохтонных и инъекционных гранитоидов в зонах Анга-Сатюрты и Чернорудской, 6 – тела и дайки гранитов аинского комплекса в Ангинской зоне, 7 – Тажеранский массив щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и сиенитов; 8 – главные сдвиговые швы; 9 – точки отбора проб для U-Pb изотопного датирования (а) и Sm-Nd изотопных исследований (б).

Результаты U-Pb изотопного датирования приведены в млн лет; оценки модельного возраста протолита – в млрд лет.

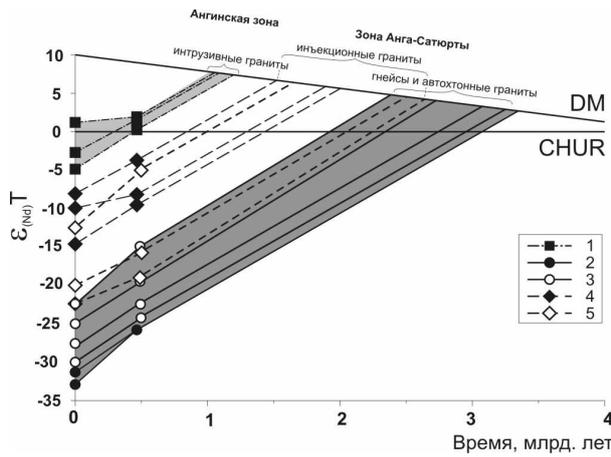


Рис. 3. Диаграмма «возраст – $\epsilon_{Nd}(T)$ » для магматических пород Ольхонского региона.

1 – гранитоиды Ангинской зоны; 2–5 – породы зоны Анга-Сатюрты (2–3 – гнейсы и автохтонные гранитоиды, 4–5 – инъекционные гранитоиды стресс-типа).

Модельный возраст рассчитан относительно деплецированного мантийного источника с $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$. При расчете двухстадийных модельных возрастов протолитов среднекоровое отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$ принималось равным 0.12. Источник данных: 1–2, 4 – настоящая работа; 3, 5 – [7].

уровни зоны Анга-Сатюрты, указывают на существование под этой метаосадочной толщей «молодой» ювенильной коры и, как следствие, участие в гранитообразовании двух контрастных источников. Не случайно состав гранитов стресс-типа в этой зоне варьируется в чрезвычайно широком интервале – от существенно натриевых, близких к плагиогранитам офиолитового типа, до существенно калиевых ($SiO_2 = 71\text{--}78$ мас.%, индекс $A/CNK = 1.2\text{--}4.7$, $Na_2O + K_2O = 3.6\text{--}11.1$, $K_2O/Na_2O = 0.1\text{--}5.5$) [5]. В пользу существования в центральной части Приольхонья погребенной океанической коры свидетельствуют также многочисленные тела и будины альпинотипных гипербазитов. В совокупности эти данные заставляют усомниться в традиционных взглядах на тектоническое строение региона как результат раннекаледонской коллизии островной дуги с Ольхонским террейном, имевшим докембрийское основание [1, 2]. С учетом геохимических особенностей основных кристаллических сланцев Западного Прибайкалья [6], можно предложить альтернативную модель, согласно которой Ольхонская структура представляет собой пакет тектонических пластин – фрагментов единого задугового бассейна, который изначально отвечал различным и, вероятно, удаленным друг от друга фациальным обстановкам, в том числе перекрытым конусами выноса с Сибирской платформы. Во время раннекаледонской коллизии эти фрагменты (литопластины) были скучены, подвержены сдвиговым деформациям и в настоящее время вскрыты на разноглубинных уровнях.

Авторы благодарны С.А. Сергееву, Д.С. Матукову и Т.Б. Баяновой, под руководством которых были выполнены аналитические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64317, 05-05-64438, 06-05-65052, 07-05-00853, 07-05-00980), Сибирского отделения РАН (Интеграционный проект ОНЗ-7.10.2), Министерства образования и науки РФ (РНП.2.1.1.702 целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.»).

[1] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.

[2] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asian orogenic collage: north-eastern segment. – Irkutsk, 2005. – P. 5–76.

вание которого сейчас связывают с частичным плавлением ювенильной (океанической) коры: $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируется от +0.2 до +1.9, модельный возраст протолитов отвечает позднему протерозою ($T_{DM(2-st)} = 1.06\text{--}1.2$ млрд лет). Изотопный состав Nd пород зоны Анга-Сатюрты оказался резко неоднороден (рис. 3). Для гнейсов и автохтонных гранитов установлены наиболее низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$, варьирующиеся от –15.0 до –25.6, при архейском модельном возрасте протолитов $T_{DM(2-st)} = 465$ млн лет = 2.4–3.4 млрд лет. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в инъекционных гранитах стресс-типа изменяются в широком интервале – от –3.7 до –20, модельный возраст протолитов гранитоидов $T_{DM(2-st)} = 1.5\text{--}2.6$ млрд лет. Эти данные позволяют предположить, что метаморфические породы с архейским возрастом протолита, обнаженные на современном эрозионном срезе зоны Анга-Сатюрты, представляют собой осадки, сформированные в результате сноса материала с Сибирского кратона, а затем метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации при коллизионном тектогенезе. Изотопные характеристики инъекционных гранитов стресс-типа, дренирующих более глубокие

- [3] Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С. и др. Базит-ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 40–43.
- [4] Хромых С.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С. и др. Петрология и геохронология магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 131–134.
- [5] Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // Докл. РАН. – 2004. – Т. 397, № 5. – С. 643–649.
- [6] Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 141–155.
- [7] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Архейский возраст протолита палеозойских гранитогнейсов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 56–59.

ВОЗРАСТ ЭКСГУМАЦИИ ЭКЛОГИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

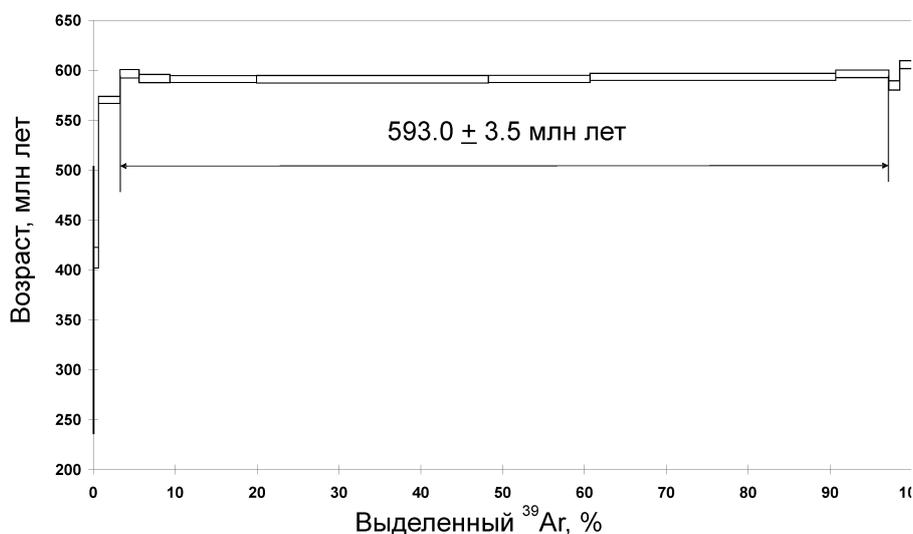
Н.И. Волкова, С.И. Ступаков, А.В. Травин, Д.С. Юдин

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

В основании Чаган-Узунского гипербазитового массива располагается субгоризонтальная тектоническая пластина, сложенная серпентинитами и антигоритовыми сланцами с линзовидными включениями эклогитов, гранатовых амфиболитов, амфиболитов, зеленых сланцев, а также карбонатных и кремнистых пород [1–3]. Этот высокобарический комплекс метаморфических пород, представляющий собой единственное проявление эклогитов в Горном Алтае, является одним из ключевых объектов для изучения ранних этапов тектонической эволюции западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Обычной минеральной ассоциацией эклогитов является гранат+омфациит+барруазит+эпидот+кварц+рутил [4]. Некоторые блоки имеют полосчатое строение, полосы гранатовых амфиболитов (гранат+барруазит+эпидот+сфен+рутил+винчит+кварц+альбит+фенгит) чередуются с полосами эклогитов. Иногда гранатовые амфиболиты окаймляют тела эклогитов либо встречаются в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже. Результаты минералогической геотермобарометрии [4] позволили определить P-T условия, отвечающие пику метаморфизма: P=20 кбар и T=660 °C. Петрогеохимические данные свидетельствуют о том, что протолитами metabазитов высокобарического метаморфического комплекса являлись океанические базальты MORB и OIB типов [3, 5].

Первые изотопно-геохронологические даты (567–535 млн лет) для эклогитов Чаган-Узуна были получены K-Ar методом по амфиболам [1] и, по-видимому, являются отражением более молодых тектоно-термальных событий, как показали результаты проведенного позже Ar-Ar изотопного датирования [5–6]. Эти Ar-Ar возраста, полученные по плато амфиболов, свидетельствуют о позднем неопротерозойском возрасте метаморфизма пород эклогитовой фации (636–627 млн лет).

Для определения возраста эксгумации высокобарических пород чаган-узунского комплекса нами было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование фенгита из гранатового амфиболита, окаймляющего тело эклогита (обр. № Н-16-98). График ступенчатого нагрева фенгита (рисунок) показывает хорошее плато с возрастом метаморфизма 593.0 ± 3.5 млн лет. Эти цифры указывают на вендский возраст эксгумации высокобарических пород в серпентинитовом меланже



Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгита из гранатового амфиболита (обр. № Н-16-98). Стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

чаган-узунского комплекса, являющейся результатом коллизии симаунта с островной дугой [1] или вхождения срединного океанического хребта в субдукционную зону [3]. Следует отметить, что этому времени отвечают Pb-Pb изохроны (598–570 млн лет), полученные по валовым пробам базальных известняков, залегающих непосредственно на базальтовых пиллоу-лавах Курайской зоны западнее Чаган-Узуна [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64317, № 05-05-64438), Сибирского отделения РАН (Интеграционный проект ОНЗ-7.10.2), Министерства образования и науки РФ РНП.2.1.1.702, целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.».

- [1] *Буслов М.М., Ватанабе Т.* Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 1. – С. 82–93.
- [2] *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu.* Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian–Early Cambrian time // *J. Asian Earth Sci.* – 2004. – V. 23. – P. 673–690.
- [3] *Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu. et al.* Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex: tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *J. Asian Earth Sci.* – 2007. – V. 30. – P. 666–695.
- [4] *Ota T., Buslov M.M., Watanabe T.* Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // *Intern. Geology Review.* – 2002. – V. 44. – P. 837–858.
- [5] *Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A., Akiyama M.* A Vendian–Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gondwana Research.* – 2002. – V. 5, № 4. – P. 781–800.
- [6] *Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu.* Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *J. Asian Earth Sci.* – 2001. – V. 5, № 3. – P. 203–224.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

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

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

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

Первые геохронологические данные [1–2], полученные U-Pb изотопным методом по цирконам, свидетельствующие о раннепалеозойском возрасте магматических и метаморфических пород Приольхонья, опровергли ранее распространенную точку зрения об Ольхонском регионе как районе развития раннего докембрия. С тех пор они были многократно подтверждены [3–7 и др.], однако следует отметить, что изотопно-геохронологические исследования были сосредоточены главным образом на датировании магматических образований либо гранулитов Чернорудской зоны.

Целью данной работы было проведение Ar-Ar изотопного датирования собственно метаморфических пород Приольхонья, представляющих фрагменты раннекаледонской коллизивно-сдвиговой системы Западного Прибайкалья, для расшифровки геологической истории развития региона, корреляции тектонотермальных событий.

Для Ar-Ar изотопного датирования из представительных образцов метапелитов и метабазитов, наименее затронутых процессами бластомилонитизации, были отобраны мономинеральные фракции амфиболов и слюд. Амфиболы представлены чермакитами и магнезиальными роговыми обманками. Содержание TiO_2 в биотитах варьируется от 5.4–5.7 мас.% в Чернорудской зоне до 2.4–4.1 мас.% в зоне Анга-Сатюрты и 1.3–1.5 мас.% в Ангинской зоне. Структурно-текстурные взаимоотношения между минералами в гранат-биотитовых сланцах зоны Анга-Сатюрты, в частности наличие двух плоскостей сланцеватости, свидетельствуют о том, что мусковиты носят явно наложенный характер.

Сводка результатов Ar-Ar изотопного датирования приведена в таблице. Они фиксируют довольно узкий диапазон возрастов: 448–434 млн лет для амфиболов и 435–406 млн лет для

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста амфиболов и слюд из метаморфических пород Ольхонского региона, Западное Прибайкалье

№ обр.	Координаты точек отбора	Порода	Минерал	Возраст плато, млн лет
Чернорудская зона (P=7.1–8.6 кбар, T=740–850 °C)				
T-53-06	N 52°54'35.7" E 106°32'15.0"	Гранат-двупироксеновый гнейс	Амфибол	435.1±3.9
T-56-06	N 52°54'31.8" E 106°32'21.1"	Гранат-биотитовый гнейс	Биотит	405.9±3.4
Зона Анга-Сатюрты (P=4.6–6.6 кбар, T=650–740 °C)				
H-44-04	N 53°00'59.9" E 106°43'28.5"	Гранат-биотитовый гнейс (меланосома)	Биотит	430.1±3.9
H-43-04	N 53°00'54.9" E 106°43'29.5"	Гранатовый амфиболит	Амфибол	439.4±4.3
X-758	N 53°02'45.4" E 106°46'47.8"	Амфиболит	Амфибол	436.6±5.0
X-721	N 53°02.778' E 106°46.944'	Гранат-биотитовый гнейс	Биотит	431.6±6.0
H-57-04	N 52°54'39.4" E 106°34'48.2"	Амфиболит	Амфибол	448.0±4.3

О к о н ч а н и е

Н-61-04	N 52°53'44.8" E 106°35'01.0"	Гранат-биотитовый гнейс	Биотит	423.6±4.3
Х-700	N 52°54.544' E 106°43.481'	Амфиболит	Амфибол	434.2±5.0
Х-703	N 52°54.261' E 106° 43.067'	Биотитовый плагиогнейс	Биотит	412.5±4.5
Т-9а-06	N 52°49'10.6" E 106°30'44.7"	Гранат-биотитовый сланец	Биотит Мусковит	424.2±3.8 414.8±3.6
Т-106-06	N 52°49'09.5" E 106°30'47.2"	Амфиболит	Амфибол	447.8±4.4
Т-17-06	N 52°53.746' E 106°45.198'	Амфиболит	Амфибол	446.8±14
Т-23а-06	N 52°53.698' E 106°45.338'	Гранат-биотитовый сланец	Мусковит	413.4±3.6
Ангинская зона (P=3.6–4.6 кбар, T=490–650°C)				
Т-396-06	N 52°44'23.2" E 106°33'24.8"	Гранат-биотит-андалузитовый сланец	Биотит	435.0±3.7

слюд (биотит и мусковит). Все полученные Ar-Ag изотопные даты по метаморфическим породам Приольхонья оказались значительно моложе оценок возраста гранулитового и амфиболитового метаморфизма, установленных ранее U-Pb изотопным датированием [1–6]. Логично предположить, что они соответствуют закрытию K/Ar системы минералов в результате охлаждения. Таким образом, для всех зон Приольхонья фиксируется охлаждение ниже температур порядка 550 °C (амфиболы) 448–434 млн лет назад и ниже температур порядка 330–370 °C (слюды) 430 млн лет назад. Следует отметить весьма близкое совпадение полученных Ar-Ag дат с известными ранее K-Ag определениями возраста биотитов и роговых обманок из метаморфических пород Ольхонского региона [1], которые в свое время рассматривались как время каледонского омоложения докембрийских пород. Близкие значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (440–436 млн лет) были недавно получены для мусковитов из кварц-гранат-мусковитовых бластомилонитов Приморского разлома [8] и биотитов из гранат-биотит-силлиманитовых бластомилонитов коллизионного шва (434±2; 445±4 млн лет [9]). Очевидно, что эти даты отражают единое тектоно-термальное событие, затронувшее все литопластины Ольхонского региона, включая даже Приморский разлом, маркирующий границу между Сибирским кратоном и ранними каледонидами Центрально-Азиатского пояса. Вероятно, оно соответствует регрессивному этапу метаморфизма на стадии коллапса раннекаледонской коллизионной системы, предполагающей развал горно-складчатого сооружения. Наличие относительно молодых датировок слюд, включая мусковиты, отобранные из плоскостей сланцеватости, в диапазоне от 420 до 400 млн лет, скорее всего, связано с проявлением поздних деформаций и локального прогрева в значительно меньшем масштабе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64317, 05-05-64438, 06-05-65052, 07-05-00980), Сибирского отделения РАН (Интеграционный проект ОНЗ-7.10.2), Министерства образования и науки РФ РНП.2.1.1.702, целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы 2006–2008 гг.».

- [1] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.
- [2] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 313, № 1. – С. 171–174.
- [3] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // Докл. РАН. – 1995. – Т. 344, № 1. – С. 96–100.
- [4] Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 2. – С. 251–255.

- [5] Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2006. – 16 с.
- [6] Юдин Д.С., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Изотопное датирование метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Западного Прибайкалья, Россия: первые результаты и их геодинамическая интерпретация // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 147–149.
- [7] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment. – Irkutsk: Print IEC SB RAS, 2005. – P. 5–76.
- [8] Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 4. – С. 523–526.
- [9] Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 5. – С. 579–583.

ЭВОЛЮЦИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛИХРОННОЙ СЕВЕРО- МОНГОЛЬСКО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ): ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ, ГЕОДИНАМИКА

А.А. Воронцов

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

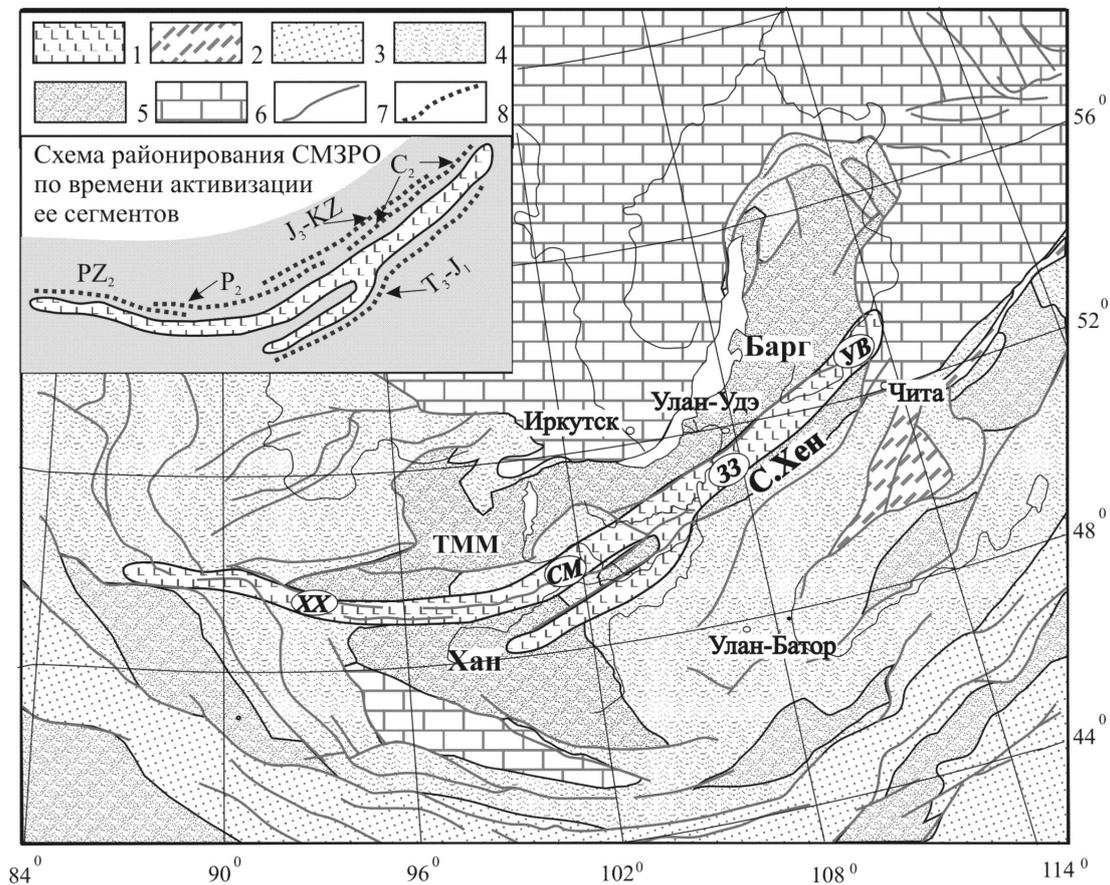
На протяжении всего фанерозоя территория Центральной Азии неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной, в том числе рифтогенной, активизации. Внутриплитная эндогенная активность определяется системой грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также проявлениями магматических пород повышенной щелочности – субщелочных и щелочных базальтов, тефритов, фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов и их интрузивных аналогов – тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также карбонатитов. В результате такой активизации в пределах этой гигантской территории сформировался ряд крупных областей внутриплитного магматизма. В раннем – среднем палеозое в интервале около 405–380 млн лет назад возникла Алтае-Саянская область, включившая территории Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии, Монгольского и Горного Алтая общей площадью 500×700 км. Позднепалеозойская–раннемезозойская эпоха отвечает событиям, происходившим между 320 и 185 млн лет. Она стала временем наиболее масштабных внутриплитных процессов, охвативших практически всю территорию Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, в том числе Тарима, и Восточного Казахстана. В позднем мезозое и кайнозое – с конца средней юры (~170 млн лет) и до голоцена (<2 млн лет) – в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса возник ряд автономно развивавшихся внутриплитных областей: Южно-Хангайская, Центрально-Алданская, Восточно-Монгольская, Южно-Байкальская, Даригангская, Западно-Забайкальская.

Формирование этих разновозрастных областей происходило в разных участках Центральной Азии, поэтому соответствующие им системы грабенов и внутриплитного магматизма, как правило, локализованы в пределах отдельных обособленных ареалов, изолированы в пространстве или пересекаются лишь в незначительной степени и практически лишены признаков унаследованного развития. Исключение составляет лишь одна структура, представленная зоной субширотных разломов, которая протянулась от хребтов Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке. В этой зоне отразились все эпохи внутриплитной рифтогенной активности, проявившиеся на протяжении фанерозоя в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы. В результате в этой зоне разломов возникла область в целом параллельных, частично наложенных друг на друга разновозрастных грабенов, а также сопровождавших грабенообразование поясов бимодального и щелочного магматизма. Эта область выделяется как полихронная Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая область (СМЗРО) [1]. Она не имеет известных аналогов, поэтому выяснение причин ее возникновения, а также анализ тенденций ее развития, включая эволюцию источников внутриплитного магматизма в ее пределах, представляют уникальную возможность для рассмотрения таких вопросов, как выяснение роли литосферных ловушек в локализации плюмовой активности, оценка влияния литосферы (однородной в пределах рифтовой области) на состав вызванного этой активностью магматизма и ряда других.

Рифтовая область (рисунок) протягивается через Северную Монголию и все Забайкалье на расстояние свыше 2000 км при ширине 200–300 км. Она контролируется поясом субширотных северо-восточных разломов, объединяющим Болнайскую–Северо-Хангайскую и Уда-Витимскую–Хилокскую зоны разломов. В целом эти разломы отвечают зоне столкновения крупных докембрийских террейнов, вдоль которой прослеживаются также многочисленные выходы раннекаледонских офиолитов.

Так, в западной части Северной Монголии этот пояс разломов, так же, как и контролируемая им рифтовая область, прослеживается вдоль хребта Хан-Хухей, являющегося южной гра-

ницей Сангилена, входящего в состав Тувино-Монгольского массива. Далее эти разломы следуют вдоль хр. Болнай и трассируются здесь узкой полосой офиолитов Джидинской зоны, разделяющей Тувино-Монгольский и Хангайский террейны. Еще далее к востоку на территории Западного Забайкалья рифтовая область продолжается вдоль междуречья Уды, Витима и Хилка. Здесь ее разломы совпадают с узкой зоной развития раннекаледонских структур, разделивших Баргузинский и Северо-Хентейский-Бутулиннуринский террейны. Таким образом, можно говорить, что рассматриваемая система разломов заложилась на самых ранних стадиях формирования каледонид в ходе аккреции комплекса структур палеоокеана (островных дуг, океанических островов, задуговых бассейнов) и террейнов с докаледонской корой в единый континентальный блок. Эти разломы, трассируемые выходами офиолитов, фиксируют зоны столкновения континентальных блоков (террейнов) и, таким образом, могут рассматриваться как транслитосферные. Возможно, что именно в силу подобного своего строения они могли неоднократно подновляться при воздействии на них подлитосферных источников тектонической и магматической активности. В пределах рифтовой области вспышки вулканизма происходили регулярно на девонском (405–380 млн лет), позднепалеозойском (320–250 млн лет), раннемезозойском (225–190 млн лет), позднемезозойском–кайнозойском (165–25 млн лет) и позднекайнозойском (< 25 млн лет) этапах.



Положение полихронной Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – рифтовая область; 2–6 – типы структур в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы; 2 – мезозоиды, 3 – герциниды, 4 – каледониды, 5 – террейны рифейской коры, 6 – дорифейские континентальные блоки; 7 – разломы; 8 – сегменты СМЗРО, активизированные в разные этапы.

Террейны рифейской коры: ТММ – Тувино-Монгольский массив, Барг – Баргузинский, Хан – Хангайский, С. Хен. – Северо-Хентейский.

Сегменты рифтовой области выделены полужирным курсивом: **ХХ** – Хан-Хухейский, **СМ** – Северо-Монгольский, **УВ** – Удино-Витимский, **З-З** – Западно-Забайкальский.

В рифтовой области реализовался индикаторный для зон континентального рифтогенеза базальтовый и бимодальный магматизм высокой щелочности. Магматические ассоциации сложены базальтами, тешенитами, тефритами, фонолитами, трахитами, комендитами-пантеллериитами, щелочными сиенитами и гранитами, а также карбонатитами. В магматической истории разных сегментов рифтовой области четко проявились эволюционные тенденции, выраженные, прежде всего, в закономерных вариациях состава магматических ассоциаций и изменениях во времени масштабов вулканической деятельности. По мере омоложения возраста магматизма сокращается разнообразие пород в ассоциациях, увеличивается доля пород основного состава и повышается их общая щелочность. Начиная с рубежа примерно 110 млн лет (конец раннего мела) магматизм приобрел черты однородности с образованием субщелочных и щелочных базальтов.

Базальты участвуют в строении всех ассоциаций, обогащены литофильными элементами относительно N-MORB, E-MORB и близки по геохимическим характеристикам к внутриплитным базальтам типа OIB. Эволюция состава базальтов от ранних этапов развития области к поздним определяется сглаживанием как положительных (Ba, K, Pb, Sr), так и отрицательных (Th, U, Nb, Ta) аномалий содержаний элементов, нормированных на состав примитивной мантии. С уменьшением возраста магматических ассоциаций изменяется изотопный состав базальтов, что согласуется с тенденциями изменения их геохимических характеристик. Согласно Nd-Sr изотопной систематике, эволюция изотопного состава базальтов во времени обусловлена изменениями состава мантийных источников в последовательности OIB EM-II (средний палеозой – ранний мел) → OIB DM (поздний мел – ранний кайнозой).

Существующие модели появления и отмирания мантийных плюмов в основании территории Центральной Азии в общем контексте ее геологической истории показывают, что в эпохи появления плюмов под литосферой Центральной Азии рифтовая область как единая структура превращалась в зоны своеобразных астеносферных ловушек. В пределах этих ловушек происходила реализация разновозрастных мантийных плюмов, что отражено в изотопно-геохимической эволюции базальтов. Среднепалеозойский и позднепалеозойский–раннемезозойский плюмы формировали обогащенные литофильными элементами магматические источники и вовлекали в процессы магомгенерации рециклированную литосферу с характеристиками EM-II. Начиная со второй половины мела состав источников изменился в сторону умеренно-деплементированных и деплетированных, типа DM, что указывает на исчезновение захороненных субстратов палеозон субдукций и наиболее полное проявление плюмовой активности в позднем мезозое и кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00365) и Интеграционной программы СО РАН ОНЗ 10.

- [1] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская–Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. – 2004. – № 3. – С. 17–32.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМОРАЗРЫВАХ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (27.09.2003 г., ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Е.М. Высоцкий

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

27 сентября 2003 года в 18^ч 33^м местного времени в юго-восточной части Горного Алтая произошло сильнейшее для этой территории за все историческое время землетрясение ($M=7.3$). Во время нескольких экспедиций автором и коллегами была обследована плейстосейстовая область и закартированы поверхностные разрывы. В этой работе приводятся сведения о морфометрии и кинематических типах первичных сейсморазрывов в разных частях эпицентральной зоны.

Зона поверхностных деформаций представлена сериями разрывов, образовавшихся, преимущественно, в рыхлых отложениях на пологих площадках водоразделов и в днищах долин. В плане зона общего северо-западного простирания имеет S-образную форму, когда ее северное и южное окончания отклоняются к меридиональному направлению. Протяженность зоны максимальных сейсмогенных разрывов (от водораздела Актру-Тюте до правобережья Ирбисту) не превышает 40.8 км по прямой и 48 км со всеми изгибами.

Зона состоит из пяти сегментов протяженностью от 2000 до 6300 м при ширине 300–400 м (иногда ширина увеличивается за счет параллельной зоны мелких трещин до 0.7–1.0 км), отделенных друг от друга расстояниями от 2300 до 3500 м.

Всего закартировано и использовано при анализе 557 разрывов общей протяженностью 48566 м.

Из них:

кинematика разрыва	количество
взбросы и валы напирания	93
трещины растяжения и микрограбены	228
комбинированной кинематики	94
правые сдвиги и взбросо-сдвиги	61
левые сдвиги и взбросо-сдвиги	61

Разрывы «комбинированной кинематики», как правило, представлены тонкими одиночными трещинами без явного смещения флангов.

Распределение разрывов по длине (в метрах) выглядит следующим образом:

кинematика разрыва	max	min	среднее	сумма
взбросы и валы напирания	668	4	66	6116
трещины растяжения и микрограбены	736	10	103	23453
комбинированной кинематики	635	5	82	7730
правые сдвиги и взбросо-сдвиги	560	19	116	7052
левые сдвиги и взбросо-сдвиги	182	5	69	4214

При этом закартировано лишь шесть разрывов длиной от 560 до 736 м; еще девять разрывов длиной от 404 до 482 м, 40 разрывов длиной от 202 до 290 м, 114 разрывов длиной от 100 до 195 м, 160 разрывов длиной от 50 до 100 метров.

Наибольшее количество разрывов сосредоточено в трех сегментах зоны деформаций.

На водоразделе рек Кускунур и Талтура (ур. Узюк) и в долинах обеих рек на отрезке длиной 6300 м закартировано 159 разрывов общей протяженностью 13462 м.

Из них:

кинематика разрыва	количество
взбросы и валы напирания	45
трещины растяжения и микрограбены	89
комбинированной кинематики	25

Следующий сегмент зоны поверхностных деформаций расположен на водоразделе рек Чаган и Елангаш. Общая протяженность полосы разрывов здесь составляет около 3000 м при ширине до 300 м. Отдельные оперяющие трещины расположены до 550 м к западу. Всего в этом сегменте закартировано 123 разрыва общей длиной 9053 м.

Из них:

кинематика разрыва	количество
взбросы и валы напирания	9
трещины растяжения и микрограбены	30
комбинированной кинематики	31
правые сдвиги и взбросо-сдвиги	26
левые сдвиги и взбросо-сдвиги	27

В 3 км к юго-востоку, на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту, расположен крайний юго-восточный сегмент зоны деформаций. Зона сейсмодислокаций имеет ширину 300–400 м, отдельные серии сдвиговых трещин расположены в нескольких сотнях метров к западу, расширяя зону деформаций до более 1 км.

Общая длина сегмента (между крайними точками) около 10 км; закартировано 208 разрывов общей протяженностью 19089 м.

Из них:

кинематика разрыва	количество
взбросы и валы напирания	37
трещины растяжения и микрограбены	78
комбинированной кинематики	25
правые сдвиги и взбросо-сдвиги	34
левые сдвиги и взбросо-сдвиги	34

В заключение приводится таблица, отражающая долю разрывов каждого кинематического типа в строении всей зоны деформаций и трех описанных сегментов, отличающихся большим количеством и большим масштабом нарушений.

Кинематика разрыва	Распределение, %			
	Вся зона разрывов	Кускунур / Талтура	Чаган / Елангаш	Елангаш / Ирбисту
взбросы и валы напирания	17	28	7	18
трещины растяжения и микрограбены	43	56	24	38
правые сдвиги и взбросо-сдвиги	11	-	21	16
левые сдвиги и взбросо-сдвиги	11	-	22	16
комбинированной кинематики	18	16	26	12

Работа выполнена в рамках Интеграционной программы ОНЗ 7.10 и проекта РФФИ 06-05-64920.

О РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

*Н.С. Герасимов, В.И. Гребенщикова, Д.А. Носков, Т.Н. Калмычкова,
Л.М. Серебренников*

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

К Ангаро-Витимскому батолиту-гиганту обычно относят ряд сросшихся между собой гранитоидных массивов и «сравнительно мелких» (300–3000 км²) батолитов. Геофизические исследования и выделение гравитационных аномалий на площади батолита показали, что большая его часть может рассматриваться как единое пластообразное тело с несколькими утолщениями (магмоподводящими каналами), уходящими на различную глубину [1]. На большей части батолита его мощность оценивается в 1–2 км. Средняя мощность составляет 5–7 км, а в местах магмоподводящих каналов – до 10–30 км. Имеющиеся геолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что процесс верхнекорового гранитообразования проходил вблизи магмоподводящих каналов, распространяясь по латерали за счет продолжающегося разогрева коры. Магматическое замещение и плавление коры приводили к одновременному образованию автохтонных (полосчатые, трахитоидные и метасоматически измененные граниты) и интрузивных фаций гранитов в областях магмоподводящих каналов [2, 3].

Несмотря на длительную историю изучения Ангаро-Витимского батолита, вопрос о его возрасте не бесспорен. На основании полученных различными методами изотопных датировок был сделан вывод о двух этапах магматизма (каледонского и герцинского), в течение которых были сформированы гранитоиды выделяемых на площади батолита комплексов [4, 5]. К каледонским гранитам ряд исследователей сейчас относит только гнейсовидные граниты, плагиограниты и тоналиты, а к герцинским – порфиоровидные и массивные граниты второй (главной) фазы баргузинского комплекса, которые занимают подавляющую часть площади батолита. В составе Ангаро-Витимского батолита предлагается оставить только гранитоиды центрального ареала, представленные породами баргузинского комплекса герцинского возраста, с соответствующим сокращением площади батолита [6]. Недавно получена новая раннепалеозойская U-Pb датировка пород витимканского комплекса [7], которая опровергает представления о герцинском возрасте этих гранитов.

Нами проведены определения возраста Rb-Sr методом двух массивов (Тельмамского и Гаргинского), сложенных массивными и порфиоровидными гранитами второй фазы баргузинского комплекса. Пробы были отобраны в районах двух интенсивных гравитационных аномалий [1], маркирующих положение и отражающих морфологию магмоподводящих каналов, состав которых, по-видимому, соответствует условиям образования гранитоидов глубинных частей батолита. Все образцы гранитов (SiO₂=70–74 %) имеют высокие концентрации стронция (600–1500 г/т) и относятся к наименее измененным разновидностям с первичными магматическими соотношениями рубидия и стронция. Вычисленный возраст пород этих массивов (Тельмамский массив – 429±15 млн лет, Гаргинский массив – 425±22 млн лет) совпадает. Первичный изотопный состав (0.7066 и 0.7064) свидетельствует о комагматичности этих гранитов.

Особенностью гранитоидных пород батолита является довольно широкий спектр изменения типа щелочности: от существенно натрового к калий-натровому. Можно отметить, что повышение K/Na отношения часто характерно для краевых и апикальных частей батолита (эффект отраженной щелочности по Д.С. Коржинскому), для метасоматически измененных мелко- и среднезернистых гранитов, занимающих около 70 % площади батолита, и для даек аплитов и мелкозернистых гранитов заключительной фазы. Отношения K₂O/Na₂O ≤ 1 обычно отмечены в интрузивных порфиоровидных и крупнозернистых гранитах в местах магмоподводящих каналов (гравитационных аномалий), что может свидетельствовать о первоначальном известково-щелочном составе гранитной магмы. На петрохимической диаграмме Л.С. Бородина образцы пород изученных массивов расположены вдоль главного известково-щелочного тренда.

Проведенные нами петрографические исследования шлифов гранитов баргузинского комплекса свидетельствуют о наложенном характере микроклинизации с образованием крупных

порфириобласт микроклиновых зерен, содержащих пойкилитовые включения кристаллов олигоклаза, кварца, темноцветных и акцессорных минералов. Резко ксеноморфные кристаллы решетчатого микроклина выполняют межзерновое пространство в основной массе. Наложенная фельдшпатизация с ростом и образованием новых порфириобласт микроклина связана, вероятно, с постмагматическими флюидными растворами. Петрографические данные подтверждаются изотопными исследованиями. Из монцодиоритов (изохронный возраст 427 ± 26 млн лет) были отобраны крупные кристаллы микроклина и проанализированы Rb-Sr методом. Двухточечные изохроны порода-микроклин определили возраст наложенной фельдшпатизации в 332–300 млн лет.

Полученные нами датировки совпадают с возрастом, определенным U-Pb методом по цирконам из гранодиоритов Даванского массива (428–454 млн лет), гнейсо-гранитов Богодиктинского массива (426 млн лет) [4–6] и гранитов витимканского комплекса (439 млн лет) [7]. Возраст как автохтонных, так и аллохтонных гранитов, определенный в пространственно разбросанных частях батолита, оказался раннепалеозойским. В связи с этим нам представляется целесообразным рассмотреть различия в оценках возраста гранитов не с позиции полихронного (PZ1 и PZ3) формирования батолита, а на основании определения степени сохранности изотопных систем в результате воздействия на них наложенных процессов, в частности метасоматоза. Хорошо известна способность стронция к растворению и переносу гидротермальными растворами. Высокой подвижностью обладает и уран-свинцовая система в цирконах, что было доказано многочисленными экспериментальными исследованиями [8–10]. Установлено, что более всего растворимость циркона зависит от кислотности-щелочности флюида. Возрастание щелочности приводит к резкому росту растворимости циркона. Наиболее подвержены растворению и последующей перекристаллизации метамиктные цирконы и цирконы из тектонитов. Гидротермальное воздействие на метамиктные цирконы приводит к потере свинца и привнесу урана с образованием аллометамиктных цирконов. На диаграмме конкордия-дискордия точки таких цирконов будут находиться вблизи нижнего пересечения конкордии, иногда на конкордии, и содержать большие количества урана. В таком случае возраст, определенный по нижнему пересечению конкордии, отвечает возрасту метасоматоза. Анализ опубликованных и новых изотопных данных показал, что при метасоматическом воздействии на граниты на графике в изохронных координатах образуются так называемые «криволинейные неизохроны». При этом снижение содержания стронция в образцах сопровождается увеличением содержания в них калия и K/Na отношения. Эти искаженные зависимости можно рассматривать как псевдохроны, возникающие при смешении вещества разных источников. Возраст, вычисленный по таким псевдохронам, не имеет смысла.

Полученные новые данные подтверждают каледонский этап формирования гранитов Ангаро-Витимского батолита. По нашему мнению, именно он является главным этапом становления батолита. Постмагматический калиевый метасоматоз предположительно карбонового возраста интенсивно воздействовал на изотопные системы гранитоидов. Этот возраст и фиксируется многочисленными U-Pb, Rb-Sr и K-Ar датировками.

Работа поддержана проектом РФФИ № 06-05-65054.

- [1] Турутанов Е.Х., Гребенищикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 183–187.
- [2] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакиин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.
- [3] Гребенищикова В.И., Коваль П.В., Носков Д.А., Турутанов Е.Х. Ангаро-Витимский батолит: геолого-геофизические и геохимические особенности строения и состава пород // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 78–81.
- [4] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd- изотопные свидетельства // Докл. РАН. – 1993. – Т. 331, № 6. – С. 726–729.
- [5] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb –метода по циркону и сфену // Докл. РАН. – 1993. – Т. 333, № 5. – С. 634–637.

- [6] Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 1998. – № 5. – С. 46–60.
- [7] Ненахов В.М., Никитин А.В., Доронина Н.А. и др. О полихронности Ангаро-Витимского батолита // Докл. РАН. – 2007. – Т. 414, № 4. – С. 509–512.
- [8] Руденко С.А. Циркон – индикатор становления и конституции пород эндогенных комплексов // Минералогический журнал. – 1989. – Т. 11, № 4. – С. 48–57.
- [9] Каулина Т.Н. Особенности метаморфических цирконов с позиций кристаллогенезиса // XVI симпозиум по геохимии стабильных изотопов имени ак. А.П. Виноградова: Тезисы докладов. – М., 2001. – С. 98–99.
- [10] Акимов П.Я. Термодинамический анализ устойчивости циркона во флюидных метаморфических системах // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб., 2003. – С. 18–21.

РЕЛОКАЛИЗАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА ПО ДАННЫМ ВРЕМЕННОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ PASSCAL_1992

Н.А. Гилева*, В.И. Мельникова**, В.В. Мордвинова**, А.А. Добрынина**

*Иркутск, Байкальский филиал ГС СО РАН, nagileva@crust.irk.ru

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

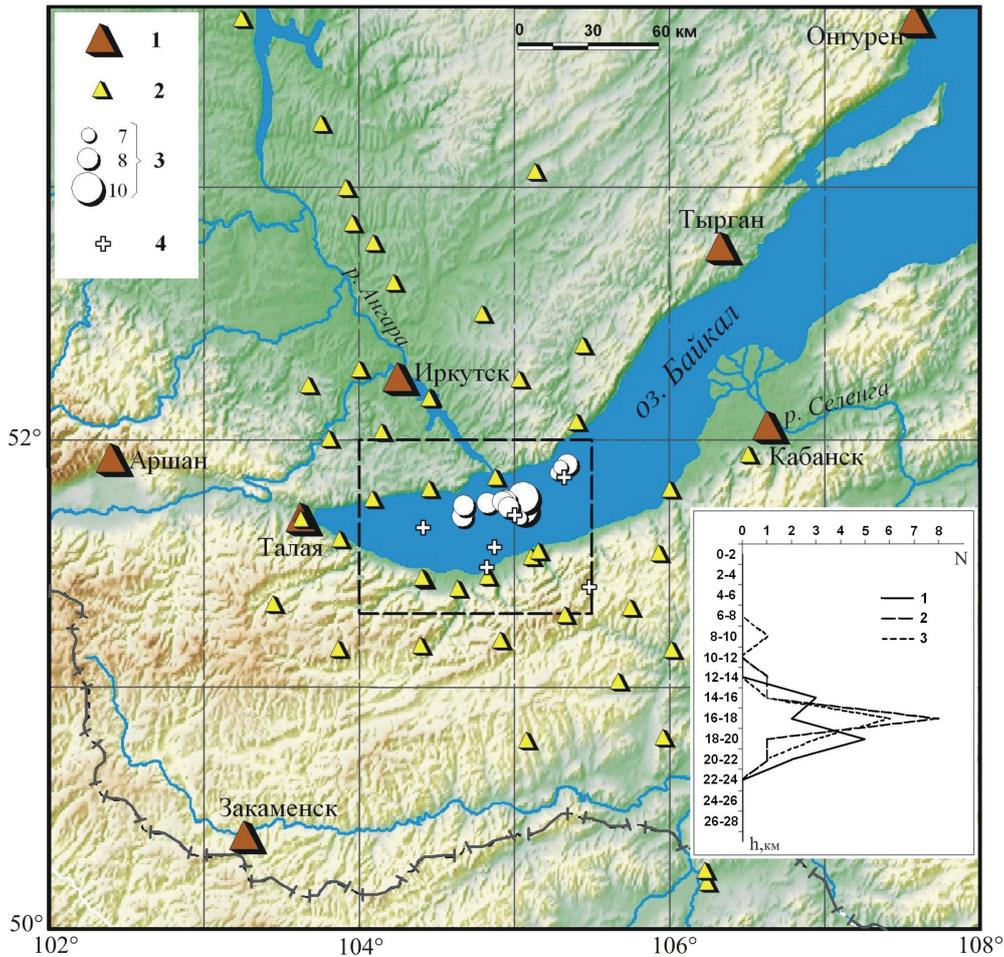
Известно, что в высокосейсмичной Байкальской рифтовой зоне из-за особенности расположения региональных сейсмических станций (вдоль рифта), их ограниченной численности и небольшой разрешающей способности используемой аппаратуры (аналоговые записи до 2000 г.) такие важные задачи, как определение глубин гипоцентров и скоростных разрезов земной коры, не могли быть решены в массовом порядке с достаточной степенью точности и детальности. В то же время достоверная информация об этих параметрах необходима при различных геодинамических построениях.

Публикации последних лет свидетельствуют о том, что в Байкальском регионе неоднократно предпринимались попытки уточнения скоростной структуры земной коры и релокации землетрясений [1–6]. Этому способствовало открытие локальных и временных сейсмических станций, материалы наблюдений которых обрабатывались с помощью программ, основанных на принципе минимизации суммы квадратов невязок моментов вступлений сейсмических волн («Регион» [7]; HYPOINVERSE [8], HYPOELLIPSE [9] и HYPOCENTER [10]). При допущении, что средняя скорость продольных сейсмических волн (P_g) в различных районах рифтовой зоны составляет 6.1–6.3 км/с, было установлено, что основная масса сейсмических событий происходит в средней части земной коры (10–25 км) [4–5]. В частности, для землетрясений Южного Байкала в результате применения различных программ релокации гипоцентров и тестирования полученных результатов с помощью различных скоростных моделей наибольшее число землетрясений приурочено к диапазону глубин 15–20 км [6].

В течение трех летних месяцев 1992 г. в рамках международного телесеизмического эксперимента PASSCAL [11] в этом районе действовало более 30 временных цифровых сейсмических станций, равномерно расположенных по площади. По записанным этими станциями далеким событиям с магнитудой более 5.5 методом функции приемника (receiver function) была детализирована скоростная структура земной коры под каждым пунктом регистрации [12]. Благодаря многочисленности и благоприятному расположению сейсмических станций создались хорошие условия и для уточнения пространственных координат землетрясений южной акватории озера. В сравнительно небольшой период наблюдений сетью PASSCAL здесь было зарегистрировано 18 толчков с $K=7-10$ (рисунок). Из них оказалось возможным релокализовать 12 событий.

Общеизвестно, что основной проблемой при оценке местоположения гипоцентра землетрясения является неточное представление о скоростном разрезе земной коры. Более того, если скоростная модель, используемая для расчета теоретических времен пробега неверна, то минимизация невязок не гарантирует хорошую локализацию землетрясений. Допущение об однослойной коре, используемое в большинстве работ по локализации землетрясений, является лишь первым приближением. Проанализировав все данные о сейсмических скоростях в регионе, в том числе детальную информацию о скоростном строении под временными станциями PASSCAL [12], для релокации землетрясений мы выбрали осредненную модель ГСЗ для Саяно-Байкальской горной области без низкоскоростного слоя [13]. На данном этапе исследований для сложного в тектоническом отношении района Южного Байкала такой подход оправдан, поскольку сейсмический луч на своем пути от гипоцентра до точки регистрации может пересекать несколько сейсмических аномалий разного знака. Скорости продольных сейсмических волн в осредненной модели ГСЗ в интервале глубин 0–33.5 км возрастают с увеличением глубины примерно по параболическому закону от 5.20 до 6.93 км/с, при этом $V_{Pg}/V_{Sg} = 1.73$. Используемая модель в расчетах представлена 11-ю слоями.

В расчетах, в общей сложности, использовалось от 16 до 46 фаз волн P_g и S_g . Результаты



Эпицентры землетрясений с $K \geq 7$ (период с июля по сентябрь 1992 г.), релокализованных с помощью локальной сети станций PASSCAL_1992.

1 – региональные сейсмические станции Байкальского филиала ГС РАН; 2 – станции локальной сети, развернутой в ходе международного сейсмологического эксперимента 1992 г.; 3 – эпицентры релокализованных землетрясений определенного энергетического класса; 4 – эпицентры нерелокализованных событий, произошедших в исследуемый период времени. На врезке показаны графики распределения глубин гипоцентров, полученные при однослойной модели земной коры (1) и при моделях ГСЗ по программам HYPOINVERSE (2) и HYPOELLIPSE (3).

обработки материалов наблюдений с помощью программ HYPOINVERSE [8] и HYPOELLIPSE [9] показали уверенные оценки глубин очагов землетрясений ($\delta h = \pm 2$ км), свидетельствующие об активности средней части земной коры (15–22 км) (врезка на рисунке). Последнее не противоречит результатам более ранних исследований [6]. Таким образом, приуроченность большинства землетрясений Южного Байкала к указанному диапазону глубин выявлена по разному фактическому материалу, что свидетельствует об объективности полученных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64148) и интеграционного проекта СО РАН ИП № 87.

- [1] Голенецкий С.И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1990. – С. 228–235.
- [2] Боровик Н.С., Анканова Г.В. Некоторые результаты интерпретации детальных сейсмологических наблюдений в Северо-Муйском районе Байкальской сейсмической зоны // Геология и геофизика. – 1982. – № 9. – С. 122–124.
- [3] Devershere J., Houdry F., Solonenko N.V., Solonenko A.V., Sankov V.A. Seismicity, active faults and stress field of the North Muya Region, Baikal Rift: new insights on the rheology of extended continental litho-

- sphere // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98, № B11. – P. 19895–19912.
- [4] Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // *Геология и геофизика.* – 2000. – Т. 41, № 5. – С. 629–636.
- [5] Радзиминович Н.А., Бальшиев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика.* – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1210–219.
- [6] Radziminovitch N., Déverchère J., Melnikova V., San'kov V. and 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. – doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02604.
- [7] Голенецкий С.И. Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // *Землетрясения в СССР в 1985 году.* – М.: Наука, 1988. – С. 124–135.
- [8] Klein F.W. Hypocenter location program Hypoinverse // Open file report, USGS, 1978.
- [9] Lahr J.C. HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern (Y2K Compliant version) 1999 Version 1.0 // U.S. Geological Survey Open-File Report 99–23, Paper Edition.
- [10] Lienert B.R. HYPOCENTER 3.2 A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. – 1994.
- [11] Зорин Ю.А., Кожевников В.М., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Попов А.М., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии // *Литосфера Центральной Азии.* – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1996. – С. 107–114.
- [12] Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Треусов А.В., Орешин С.И., Артемьев А.А. Телесеismicкая томография и тонкая скоростная структура в Восточной Сибири и Центральной Азии по телесеismicким записям объёмных волн // *Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии.* – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 64–89.
- [13] *Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах* / Под ред. Н.Н. Пузырева. – Новосибирск: Наука, 1993. – 199 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА: СИНТЕЗ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (SHRIMP-II) ДАННЫХ

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

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

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

Ольхонский террейн входит в состав раннепалеозойского Саяно-Байкальского коллизионного пояса [1], образованного на ранних стадиях закрытия Палеоазиатского океана за счет приращения к краевым областям Сибирского кратона различных по своей геодинамической природе террейнов (микроконтинентов, внутриокеанических комплексов и островодужных систем). Ольхонский террейн располагается в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента [2] и представляет собой коллизионный коллаж гетерогенных по составу аллохтонов, породы которых метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Степень метаморфизма убывает по мере удаления от границы Сибирского кратона. Породы гранулитовой фации сосредоточены в пределах протяженной (около 100 км) полосы шириной 1–3 км. До настоящего времени для гранулитов Ольхонского террейна была опубликована лишь одна надежная датировка (485 ± 5 млн лет) [3]. Проведенные нами исследования были направлены на изучение возраста и субстрата наименее изученных гранулитов Ольхонского террейна (комплексы, расположенные на мысах Хобой и Хадарта), а также на расшифровку возможной природы Баргузинского микроконтинента. U-Pb датирование цирконов из этих гранулитов было выполнено в Университете Кетина (г. Перт, Австралия) на приборе SHRIMP-II.

Проведенные исследования позволили установить, что по химическому составу субстрат двупироксеновых гранулитов мыса Хадарта близок к составам базальтов островных дуг. Кроме этого, двупироксеновый гранулит (обр. 03132) характеризуется положительным (+3.0) значением $\epsilon Nd_{(500 \text{ млн лет})}$, низким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0.7046) и Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах [4]. Подобные особенности свидетельствуют в пользу присутствия в протолите гранулитов как ювенильных (мантийных), так и коровых «меток» и типичны для островодужных базальтов. На основе изучения геохимических характеристик Cpx-Scpx-содержащих гранулитов мыса Хадарта был сделан вывод о первично-осадочной природе протолита этих образований [5]. Согласно дискриминационным критериям [6] исследованные породы близки к осадкам океанических дуг. Геохронологические исследования двупироксенового гранулита (обр. 03132) показали, что цирконы в этих породах имеют гомогенное строение. Два обратных дискордантных анализа имеют относительно древний $^{238}U/^{206}Pb$ возраст (525 и 530 млн лет), свидетельствуя о возможно захваченной природе этих зерен. Группа, включающая шесть конкордантных анализов, показывает значение $^{238}U/^{206}Pb$ возраста, равное 507 ± 8 млн лет (СКВО=0.89). Мы полагаем, что данное значение отвечает времени проявления гранулитового метаморфического события.

В районе мыса Хобой на острове Ольхон высокометаморфизованные породы представлены Cpx-содержащими гранулитами и гнейсами Grt-Opx-Bt, Spl-Grt-Bt и Grt-Crd-Bt составов. На основе изучения химического состава этих пород субстрат гранулитов может быть определен как первично-осадочный [5], близкий к терригенным породам континентальных дуг или задуговых бассейнов [6]. Изотопные характеристики гранулитов (обр. 03210) мыса Хобой ($\epsilon Nd_{(500 \text{ млн лет})} = -3.2$; $T_{DM} = 1524$ млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7078$) подтверждают первично-осадочную природу протолита этих пород, а также свидетельствуют в пользу существенной роли протерозойского корового компонента в их составе.

U-Pb анализ единичных зерен цирконов был выполнен для Cpx-содержащего гранулита мыса Хобой (обр. 03210). Выделенные цирконы имеют хорошо выраженную зональность. Были выполнены измерения изотопных составов 15 кайм и 12 ядер в 22 зернах цирконов. Каймы цирконов демонстрируют $^{238}U/^{206}Pb$ возраст от 459 до 537 млн лет, большинство из них конкордантны. Два анализа краевых зон цирконов имеют более древний возраст – 519 и 537 млн лет соответственно и могут отражать частичный захват материала из ядер цирконов в поле измере-

ния составов. Шесть анализов имеют $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст от 484 до 459 млн лет, отражающий потери Pb. Кроме этого, имеется группа из семи цирконов, обеспечивающая конкордантное значение $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраста 498 ± 7 млн лет (MSWD=1.86). Мы интерпретируем его как время проявления гранулитового метаморфического события.

Геохронологические данные по ядрам цирконов из метаосадка (гранулит) Ольхонского террейна (обр. 03210) показывают, что протолит гранулитов содержит цирконы ранне- и позднедокембрийской групп. При этом первая группа цирконов может отражать вклад древнего кратонного источника, в то время как более молодые ядра цирконов могут быть связаны с процессами эволюции структур Палеоазиатского океана. Анализы ядер цирконов покрывают интервал возрастов от 486 до 2753 млн лет. Четыре наиболее древних результата (от 1658 до 2753 млн лет) слегка или умеренно дискордантны, что позволяет рассматривать их как минимально допустимые значения возраста. Один анализ показывает $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст, равный 486 млн лет при значении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 717 млн лет. Подобная особенность может быть обусловлена потерей радиогенного Pb. Девять анализов ядер показывают близко конкордантные возраста, отвечающие интервалу 535–1012 млн лет. Ядро наиболее древнего циркона имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2753 млн лет, типичный для пород фундамента южной части Сибирского кратона, в частности в его Алданской провинции и Шарыжалгайском выступе [7]. Следующее, более молодое, ядро имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2488 млн лет. Породы подобного возраста неизвестны в пределах Шарыжалгайского выступа, однако в структуре Алданской провинции встречаются гранитоиды близкой возрастной позиции [8]. Два проанализированных ядра показывают дискордантный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1658 и 1794 млн лет. Породы близкого возрастного интервала представлены в Улканском вулканоплутоническом поясе Алданской провинции [9]. Совокупность полученных датировок ядер цирконов в образце метаосадка 03210 позволяет нам рассматривать Алданскую провинцию Сибирского кратона как возможный источник раннедокембрийского детритового материала в бассейне седиментации. Группа позднедокембрийских ядер цирконов охватывает интервал от 1012 до 535 млн лет, что хорошо соотносится с циклами кооробразующих процессов, выделенных для островодужных террейнов Забайкалья и Северной Монголии [10].

Синтез новых данных позволяет предложить следующую трактовку природы Ольхонского метаморфического террейна и модель развития западной окраины Баргузинского микроконтинента. Возможно, фрагмент континентальной коры, составляющей ядро Баргузинского микроконтинента (как и ряда других микроконтинентов Южной Сибири, согласно [11]), первоначально являлся участком краевой области Сибирского кратона. В позднем мезопротерозое на стадии рифтогенеза, связанного с заложением пассивной окраины вдоль юго-восточной части кратона [12], этот фрагмент откололся от окраины Алданской провинции и, развернувшись на 45° по часовой стрелке, начал свой дрейф в северо-западном направлении. По мере его движения через Палеоазиатский океан вдоль западной окраины микроконтинента произошло заложение активной окраины, включавшей в себя островную дугу и задуговый бассейн. Метаморфизованными реликтами островодужных образований являются гранулиты мыса Хадарта, а реликтами осадков задугового бассейна – гранулиты мыса Хобой. Около 500 млн лет назад (возраст гранулитового метаморфизма) произошла коллизия активной окраины Баргузинского микроконтинента с Сибирским кратоном, а в зоне их сочленения был сформирован Ольхонский метаморфический терреин [4].

Исследования выполнены при частичной поддержке ОНЗ СО РАН (темы 7.10.1, 7.10.2), проекта «Геодинамика коллизионных складчатых сооружений южного обрамления Сибирского кратона» (ГИН РАН), грантов Министерства образования и науки РФ МД-242.2007.5 и НШ-7417.2006.5, НОЦ «Байкал», а также гранта РФФИ (05-05-64016).

- [1] Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. – 2002. – Т. 382, № 5. – С. 663–667.
- [2] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.
- [3] Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия

- Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.
- [4] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *Journal of Geological society of London*. – 2007. – V. 164(6) (в печати).
- [5] Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. – 1993. – V. 104. – P. 1–37.
- [6] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.
- [7] Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. – 2005. – V. 136. – P. 353–368.
- [8] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 1997. – Т. 5, № 2. – С. 3–12.
- [9] Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales de Academia Brasiliensium Ciencias*. – 1997. – V. 69. – P. 295–312.
- [10] Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic. new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 122. – P. 329–358.
- [11] Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the Northeast Rodinia margin // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 110. – P. 109–126.
- [12] Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of Southeastern Siberia // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 111. – P. 129–163.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РИФЕЙ ИЛИ ВЕНД?

Е.Ю. Голубкова, А.Б. Кузнецов

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, lena@ER14812.spb.edu

Байкальский комплекс объединяет верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения, вскрытые в южном обрамлении Сибирской платформы: байкальскую серию в Прибайкалье, дальнетайгинскую и жуинскую серии в Патомско- Жуинском районе и олхинскую свиту в Иркутном Присяянье. Особенности структурного положения и строения перечисленных отложений позволили В.В. Хоментовскому считать этот комплекс общесибирским стратиграфическим горизонтом – байкалием. Долгое время для обоснования возраста байкалия исследователи использовали событийные («крупные историко-геологические события») и биостратиграфические (выборочные формы строматолитов и специфичные ассоциации микрофоссилий) методы. Однако противоречивая интерпретация биостратиграфического материала и отсутствие изотопно-геохронологических характеристик отложений породили несколько точек зрения на возраст отложений байкалия: по мнению В.В. Хоментовского – терминальная часть позднего рифея, Т.А. Дольник – средний и поздний рифей и А.М. Станевича – поздний рифей. Устранение сложившихся противоречий возможно путем привлечения метода стронциевой изотопной хемотратиграфии (СИС) и ревизии имеющегося биостратиграфического материала с использованием новых данных, полученных в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских формациях за пределами Сибири.

Метод СИС выявляет индивидуальную Sr-изотопную характеристику карбонатных отложений, которая сопоставляется с аналогичной характеристикой стандартной («эталонной») кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Этот метод обеспечивает независимое средство корреляции морских карбонатных осадков и позволяет определять возраст исследуемых формаций в наиболее изученных интервалах, начиная со второй половины среднего рифея и до конца фанерозоя.

Выполненные в 2002–2007 гг. аналитические исследования, включавшие поиск наименее измененных образцов ($\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$), показывают, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде седиментации карбонатных отложений улунтуйской свиты варьируется в пределах 0.7084–0.7087, олхинской – 0.7083–0.7084, никольской – 0.7080–0.7081, а ченчинской – 0.7080–0.7084. Суммируя эти данные, можно заключить, что карбонатные отложения средней части байкальской серии (Прибайкалье), средней части олхинской свиты (Иркутное Присяянье) и жуинской серии (Патомско-Жуинский район) накапливались практически в одно и то же стратиграфическое время. Sr-изотопная характеристика карбонатных отложений байкальского комплекса (0.7080–0.7087) принципиально отличается от аналогичной характеристики всех известных на сегодня разрезов среднего и верхнего рифея Сибири, Урала, Канады, Шпицбергена, Африки и Австралии (0.7052–0.7072). Согласно установленным характеристикам карбонатные породы байкалия могут быть коррелированы только с отложениями венда.

Проведенный авторами критический обзор публикаций по микрофоссилиям Байкало-Патомского региона показал, что из 160 формальных таксонов подавляющее количество цитируемых видов представлено эндемичными формами или сомнительными остатками. Часть потенциально значимых таксонов (*Aducta*, *Bailikania*, *Sibiriella* и *Navifusa*) требуют серьезной систематической ревизии, не реализованной на сегодняшний день. Другие таксоны (*Teorhipolia sp.*, *Pulvinosphaeridium sp.*, *Cymatiosphaera sp.*, *Chuarua sp.* и *Artacellularia sp.*) малопригодны из-за отсутствия видовых определений и фотоизображений, что делает невозможным их использование в решении поставленных задач. Таким образом, число микрофоссилий, реально востребованных для биостратиграфических построений, существенно сокращается.

Наиболее значимыми таксонами, имеющими широкое географическое и относительно узкое стратиграфическое распространение, среди байкальской (Прибайкалье) и олхинской (Ир-

кутское Присяянье) микробиот следует признать *Bavlinella*, *Octoedryxium*, *Granomarginata*, *Leiomarginata* и *Micrhystridium*. Обзор литературы демонстрирует, что виды рода *Octoedryxium* широко распространены в верхнерифейско-вендских отложениях мира. Микрофоссилии *Bavlinella*, считавшиеся долгое время типичными представителями вендских биот, найдены в верхнерифейской формации Броттум Южной Норвегии, а также в верхнерифейской формации Биттер Спрингс и кембрийской формации Темпе Австралии. Маргинатные *Granomarginata* и *Leiomarginata* на Восточно-Европейской платформе распространены начиная с нижнего кембрия, в то время как на Сибирской платформе появляются заведомо ниже, уже в венде. Виды рода *Micrhystridium* широко известны с венда до настоящего времени.

Особый интерес представляют находки крупных (до 100–200 мкм) спирально-цилиндрических нитей *Obruchevella*, обнаруженные в олхинской свите В.И. Городничевым и Т.А. Дольник с коллегами. Анализ распространения основных видов *Obruchevella* по миру (Средний Урал, Непско-Ботуобинская антеклиза, Кузнецкий Алатау, Шпицберген и Южный Китай) убеждает нас, что гигантские представители этого рода достоверно известны начиная только с венда.

Безусловно, наиболее важной для Байкало-Патомского региона и всей Сибирской платформы является находка уникальной по разнообразию и сохранности биоты, выявленной в аргиллитах уринской свиты Патомского нагорья. По мнению В.В. Хоментовского, А.А. Постникова, М.Ш. Файзуллина, К.Е. Наговицина и М.С. Якшина, комплекс микрофоссилий уринской биоты наряду с типично вендскими формами содержит ряд таксонов, характерных для отложений верхнего рифея (лахандинский уровень), что позволяет говорить о промежуточном положении выявленной биоты. Однако в отложениях уринской свиты М.Ш. Файзуллин выделяет не две, а три разновозрастные группы микрофоссилий: верхнерифейскую, вендскую и нижнепалеозойскую.

К первой группе, бесспорно верхнерифейских микрофоссилий, относятся *Trachyhystrichosphaera* и *Palaeovaucheria*. Однако для отнесения одиночных водорослевых нитей с утолщениями, описанными М.Ш. Файзуллиным как *Palaeovaucheria clavata* Herm., к роду *Palaeovaucheria* необходимо наличие достоверных ветвлений, которые, возможно, наблюдались авторами в препаратах, но не показаны в фототаблице (табл. III, фиг. 1 и 2). Кроме того, по нашему мнению, маловероятно, что формы, приведенные К.Е. Наговициным, М.Ш. Файзуллиным и М.С. Якшиным в табл. I, фиг. 7, 10 и 11 (Геология и геофизика. Т. 45. 2004. Вып. 6-7. С. 7-19) и описанные как *Trachyhystrichosphaera aff.* и *T. aimica* Herm., относятся к названному роду. На фотоизображениях (фиг. 10 и 11) обращает на себя внимание резкий контраст между темной, почти черной оболочкой, и тонкими полупрозрачными выростами. Для типичных представителей рода *Trachyhystrichosphaera* характерно соответствие цвета оболочки и выростов, так как сама оболочка образует выросты. В случае с описанными формами из уринской биоты, скорее всего, имеет место иной тип строения. Возможно, мы наблюдаем двухслойную оболочку, состоящую из более плотной внутренней и тонкой внешней оболочки, которая плотно прилегает к внутренней и образует выросты. Если наше предположение верно, имеет место иной тип строения и, следовательно, другой род. Форма, приведенная в табл. I на фиг. 7 как *Trachyhystrichosphaera*, привлекает внимание очень малым для этого рода размером оболочки (около 50 мкм), большой длиной и широким основанием выростов. Соотношение длины выростов этой формы и диаметра оболочки составляет в среднем 1:5 и может быть еще меньше, так как наиболее длинный вырост обломан. Как правило, средние размеры форм *Trachyhystrichosphaera* составляют 150–300 мкм, причем, что более важно, отношение длины выроста к диаметру оболочки в среднем 1:14–1:20.

Вторая, более обширная, группа микрофоссилий уринской биоты представлена акритархами *Appendisphaera*, *Cavaspina*, *Eotylotopalla*, “*Goniosphaeridium*”, *Gyalosphaeridium* и *Tanarium*, которые широко известны в отложениях нижнего венда.

Акритархи третьей группы представлены формами, считающимися типично палеозойскими. Сюда относятся *Veryhachium sp.*, *Polygonium sp.*, *Estiastra sp.*, *Lophodiacrodium sp.* и *Ooidium sp.* Микрофоссилии рода *Estiastra* распространены в нижнем–среднем кембрии, виды родов *Lophodiacrodium*, *Polygonium* и *Ooidium* известны начиная с верхнего кембрия, настоящие представители рода *Veryhachium* появляются в раннем ордовике. Необходимо отметить, что выделение *Estiastra*, *Lophodiacrodium sp.* и *Ooidium sp.* основано на крайне ограниченном материале – всего по одному экземпляру для каждого рода. Хотя облик приведенных изображений *Lopho-*

diacrodium и *Estiastra* сходен с палеозойскими родами, необходим дополнительный сбор материала, который позволит решить вопрос первого появления палеозойских микрофоссилий.

Подводя итоги, отметим: 1) большинство выявленных в регионе таксонов являются транзитными; 2) появляющиеся в верхней части байкальского комплекса *Granomarginata*, *Leiomarginata* и *Micrhystridium* позволяют относить верхнюю часть разреза к венду; 3) в отложениях уринской свиты, без сомнения, присутствуют вендские формы; 4) обнаруженные в олхинской свите гигантские *Obruchevella* могут служить дополнительным аргументом в пользу вендского возраста вмещающих отложений; 5) большую группу микрофоссилий составляют таксоны, морфология которых требует дополнительного глубокого изучения, поскольку приводит исследователей к возможно ошибочному сопоставлению их с типичными верхнерифейскими или палеозойскими формами; 6) полученная биостратиграфическая характеристика отложений байкальского комплекса *согласуется* с Sr хемотратиграфической характеристикой, предполагающей вендский возраст классического байкалия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00906 и 07-05-01107) и Программы фундаментальных исследований № 8 ОНЗ РАН.

РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ, ИХ СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЕЕ ПРОГНОЗ

Е.А. Горбунова, С.И. Шерман

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, smallwizard@mail.ru; ssherman@crust.irk.ru

Разломы Центральной Азии формировались длительное время и, как известно, продолжают развиваться. Современная активность многих из них характеризуется сейсмичностью. Анализ пространственно-временной закономерности концентрации эпицентров землетрясений различных энергетических классов в областях динамического влияния разломов дает возможность на количественной основе ранжировать их современную активность [1, 2]. Дальнейшие разработки методов использования сейсмического мониторинга позволяют прогнозировать сейсмическую и, следовательно, тектоническую активность разломов на ближайшее десятилетие [3].

Предлагаемые приемы прогноза сейсмической активности разломов опираются на один из фундаментальных законов сейсмического процесса – закон повторяемости землетрясений [4]. Он характеризует отношение γ числа землетрясений N_i к их энергетическому классу K_i ($K = \lg E$, где E – энергия, Дж), зафиксированное на обусловленной площади за известный период наблюдений. При этом в пределах изучаемой площади и временного диапазона изменения энергии коэффициент γ постоянен и оценивается как $\Delta \lg N / \Delta \lg E$. Нижний предел энергии E совпадает с минимальной энергией «представительных» землетрясений, которые используются в исследовании. Верхний предел установить сложнее из-за редкости сильных событий, и потому расчеты γ прерывают на некотором значении известной максимальной энергии землетрясения K_{\max} . Угол наклона графика повторяемости γ в координатах $\lg N_i(K)$ показывает сейсмическую активность рассматриваемой области. Для Байкальской рифтовой системы данный коэффициент равен -0.55 ± 0.01 [5]. Угловые коэффициенты графиков повторяемости для отдельных районов Прибайкалья и Забайкалья на большом фактическом материале рассмотрены в [6]. Достаточно детально закон повторяемости землетрясений обсужден во многих публикациях [4; и др.], из которых на [7] следует остановиться особо. Ее автор приходит к очень интересным выводам о том, что на больших площадях сейсмоактивных зон распределение землетрясений по их величине не зависит ни от скорости деформирования, ни от типа среды, ни от ее вещественного состава и даже ни от таких ее характеристик, как плотность, вязкость и температура. С позиций настоящего времени, когда установлена несомненная связь землетрясений выше 9–10-го классов с разломной тектоникой, получаются несколько иные выводы.

Принимая во внимание структурную приуроченность землетрясений с $K \geq 10-12$ исключительно к разломам, нами для областей их динамического влияния были оценены индивидуальные значения γ_i . Для расчетов γ_i конкретных сейсмоактивных разрывов Центрально-Азиатского региона в границах областей их динамического влияния использованы данные из каталога землетрясений, составленного Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН. Полученные значения угловых коэффициентов γ_i систематизируются в пять групп (таблица).

Средний угол наклона графика повторяемости γ для отдельной группы показывает уровень сейсмической активности входящих в неё разломов. При этом, чем меньше значения углового коэффициента $\gamma_{гр-i}$, тем выше доля сильных событий по отношению к слабым. Исходя из этого,

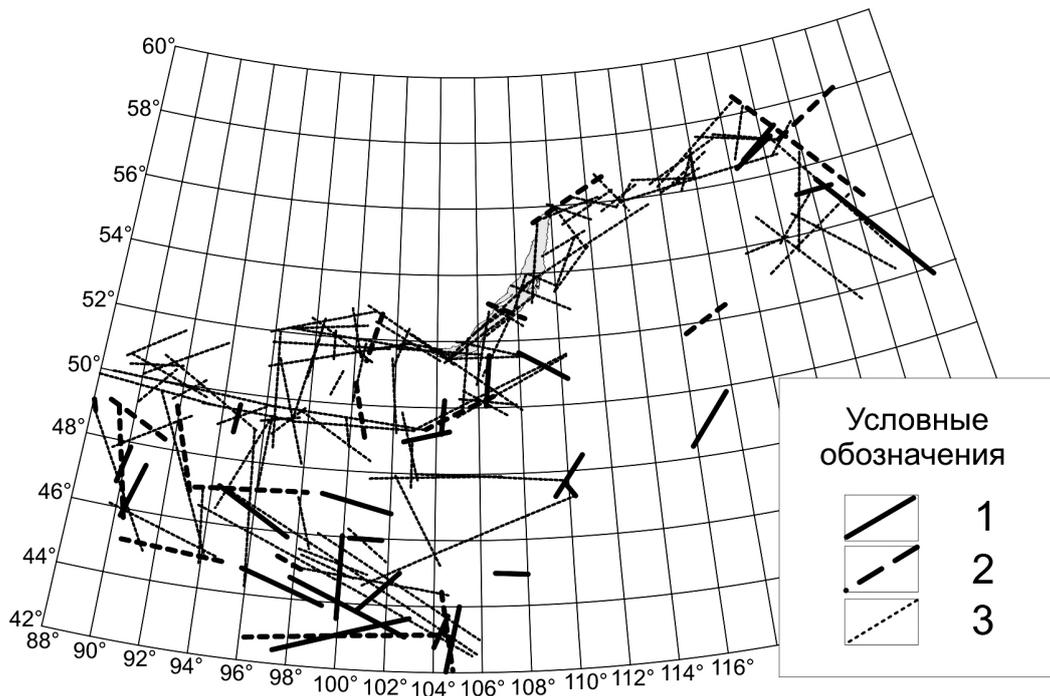
Характеристика разломов по угловому коэффициенту повторяемости землетрясений

Группа, $\gamma_{гр-i}$	Средний угловой коэффициент γ для группы	Характерные периоды активизации и годы их статистического максимального значения
1	-0.19 ± 0.01	~ 21 год, 2010
2	-0.27 ± 0.01	~ 21 год, 2010
3	-0.37 ± 0.008	~ 24 года, 2018
4	-0.47 ± 0.01	-
5	-0.59 ± 0.03	-

правомерно предположить, что временная вероятность появления сильных событий 12–15-го классов для первой и второй групп разломов существенно выше, чем у других.

Из данных таблицы вытекает вывод о том, что тенденция распределения числа землетрясений N по величине их K резко меняется при переходе от регионального значения к конкретным дизъюнктивным структурам. Отсюда следует, что при прогнозе вероятных площадей возникновения относительно сильных землетрясений на ближайшее десятилетие следует ориентироваться на области динамического влияния разломов с низкими значениями γ . В таблице приведены ожидаемые периоды времени повышения сейсмической активности в областях динамического влияния разломов разных групп. Они рассчитаны выборочно по аппроксимирующим полиномиальным кривым представительных разломов и удовлетворительно коррелируют с периодами сейсмических активизаций и временными зависимостями возникновения землетрясений от их энергетических классов [8, 9].

Карта угловых коэффициентов повторяемости γ для отдельных сейсмоактивных разломов Центральной Азии представлена на рисунке. Отчетливо фиксируется повышенная плотность наиболее сейсмически активных разрывов с низкими значениями коэффициента γ на юго-западе характеризуемой площади, где превалирует сдвиговое поле напряжений. Вероятно, региональный тип поля напряжений определяет соотношения между относительно сильными и слабыми сейсмическими событиями в областях динамического влияния разломов. В целом, сейсмический процесс можно рассматривать как определенный «способ» отражения разломообразования в литосфере, о чем свидетельствуют пространственные и теоретические физико-математические сходства, фиксируемые по основным уравнениям деструкции литосферы и сейсмичности [10]. Коэффициент γ_i характеризует интенсивность раздробленности коры в областях динамического влияния разломов и влияет на соотношения сильных и слабых землетрясений.



Группы сейсмоактивных разломов Центральной Азии по угловому коэффициенту повторяемости землетрясений γ .

1 – $\gamma = -0.19 \pm 0.01$; 2 – $\gamma = -0.27 \pm 0.01$; 3 – $\gamma < -0.4$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251), Программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений» и Интеграционной программы СО

РАН № 7.10.3. «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование горных систем, осадочных бассейнов и эволюция климата».

- [1] Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. – 2005. – Т. 401, № 3. – С. 395–398.
- [2] Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 3. – С. 398–403.
- [3] Горбунова (Цуркан) Е.А. Графики повторяемости землетрясений для разломных структур Байкальской рифтовой системы и прилегающих территорий // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 24–29 апреля 2007 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. – С. 29–30.
- [4] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 407 с.
- [5] Боровик Н.С. Сейсмический режим по данным региональной и локальной систем наблюдений в Прибайкалье // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – С. 109–115.
- [6] Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 107–117.
- [7] Жалковский Н.Д. Закон повторяемости землетрясений и его следствия. Препринт 21. – Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО РАН, 1988. – 29 с.
- [8] Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В. Глобальные природно-климатические изменения в истории Земли: исторический мониторинг природных аномалий в Сибири и возможности их прогноза // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 1. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2004. – С. 23–46.
- [9] Леви К.Г. «Сейсмический климат» и «сейсмическая погода»: каковы надежды на реализацию различных видов прогноза социально опасных землетрясений? // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – С. 198–203.
- [10] Шерман С.И. Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 49–59.

ВУЛКАНИЗМ ОЛДЫНДИНСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко, В.С. Климук, Л.И. Ветлужских, В.С. Ситникова

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

На территории Забайкалья в раннем палеозое на юго-западной (в древних координатах) окраине Палеоазиатского океана сформировалась Удино-Витимская островодужная система, в пределах которой широко проявились осадочно-вулканогенные процессы [1].

Сохранившиеся от эрозии венд-раннекембрийские вулканические поля сосредоточены в крупных «ксенолитах» среди широко распространенных здесь палеозойских гранитоидов и представляют собой фрагменты вулканической островной дуги. Одним из таких вулканических полей является Олдындинская вулканотектоническая структура (ВТС), расположенная на правом берегу среднего течения р. Кыджимит, правого притока верховьев р. Витим. Эта структура, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями с линзами рифогенных известняков, содержащих фауну археоциат, является стратотипом олдындинской свиты нижнего кембрия. После обнаружения А.Ф. Колесовым в 1933 году фауны археоциат этот труднодоступный участок изучался многими исследователями [2–5 и др.]. В 2007 году в пределах Олдындинской ВТС нами были проведены специальные геолого-петрографические и геохимические исследования вулканогенных пород, предварительные результаты которых представлены в данной работе.

Вулканогенные породы, слагающие Олдындинскую ВТС, распространены на площади около 100 км². Они представлены в основном лавами и туфами андезитов (50 %), а также лавами, игнимбритоподобными кластолавами, агломератовыми туфами и туфобрекчиями риолитов и дацитов (40 %). Реже встречаются линзы туффитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, известняков и кремнистых пород. Общая видимая мощность вулканогенных пород составляет свыше 2000 м.

Кислые вулканические породы распространены в основном по левобережью верховьев р. Левая Олдында, где они слагают фрагменты вулканической постройки центрального типа, частично уничтоженной в западной части внедрением массива палеозойских гранитоидов. Вулканиды среднего состава развиты преимущественно по правобережью верховьев р. Левая Олдында, где они часто перемежаются и фациально замещаются лавами и туфами риолитов и содержат небольшие линзы рифогенных известняков с фауной археоциат. На этом участке между ручьями Сохатиным и Перевальным встречаются также субвулканические тела, сложенные explosивными туфобрекчиями кислого и среднего состава, и редкие дайки основных пород.

В целом, в пределах ВТС, с учетом геолого-съёмочных работ, установлена антидромная последовательность формирования вулканогенных пород. Вулканическая деятельность началась с формирования вулканических построек центрального типа, где происходил интенсивный выброс кислой пирокластики с редким излиянием риолит-дацитовых лав. В последующем с одновременным формированием кислых вулканидов происходило извержение андезитов и их туфов, которые к концу вулканического процесса начали преобладать. Извержения происходили в субаэральной и мелководной морской обстановке в условиях теплого климата, что способствовало формированию небольших рифовых построек, сложенных органогенными известняками с археоциатами нижнего кембрия.

Как указывалось выше, по вещественному составу среди вулканогенных пород отчетливо выделяются кислые (риолиты, риолито-дациты и их туфы) и средние (андезиты и их туфы) разновидности. Риолиты и риолито-дациты – плотные скрытокристаллические породы серой, розово-серой окраски с различными оттенками, характеризуются порфировой структурой и реликтовыми следами флюидальной текстуры, микрофельзитовой основной массой, наличием вкрапленников кварца (3–10 %), значительно реже плагиоклаза (1–5 %). Туфы отличаются наличием мелких слабоокатанных и остроугольных обломков, представленных кварцем, плагиоклазом, реже риолитами, и характеризуются в основном псаммитовой структурой. Андезиты и их туфы

– слабонерасчлененные породы темно-серого, зеленовато-серого цвета порфировой структуры с микролитовой, андезитовой и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (5–10 %) и роговой обманкой (3–5 %). Туфы характеризуются наличием обломков в количестве 20–30 % от всей массы породы. Они представлены плагиоклазами, андезитами, реже кварцем. Размер обломков варьируется от 0.5 до 2.0 мм.

Вторичные изменения пород свидетельствуют о низкой степени регионального метаморфизма. По вулканогенным породам кислого состава развивается серицит, вторичный КППШ и альбит образуют прожилковые скопления. Цемент туфов замещен кварцем и крипточешуйчатым серицитом. Гидротермально-метасоматическая проработка вулканогенных пород среднего состава проявилась в хлоритизации, эпидотизации минералов основной массы.

В заключение необходимо отметить, что в пределах Олдындинской ВТС, так же, как и в других участках Еравнинского островодужного террейна, фиксируются две зоны вулканизма и седиментации: ближняя (проксимальная), сложенная лавами и вулканокластитами среднего и кислого состава, и дальняя (дистальная), представленная в основном псефито-псаммитовыми терригенно-вулканогенными породами с телами небольших карбонатных построек в литоральной зоне. По-видимому, именно в этой зоне длительное время существовали лагунно-морские условия осадконакопления, где сохранились перемытые обломки археоциат и силуру-девонские водоросли [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ – СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 07-05-10026).

- [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] Шахварстова К.А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья // Бюл. МОИП. – 1948. – Т. 23.
- [3] Булгатов А.Н. Новое место выхода известняков с нижнекембрийской фауной в верховьях Лев. Олдынды // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VII. – Улан-Удэ, 1961. – С. 173–176.
- [4] Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. – М.: Наука, 1969. – 207 с.
- [5] Бутов Ю.П., Зеленый Э.Н. Основные особенности палеозойских вулканогенно-осадочных формаций юго-западной части Витимского плоскогорья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 23–30.
- [6] 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: Материалы III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 154–159.

НИЖНЕОРДОВИКСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СТЕПНЯКСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

*К.Е. Дегтярев**, *К.Н. Шатагин***, *А.Б. Котов****, *В.П. Ковач****,
*В.И. Борисенко*****, *А.А. Третьяков**

*Москва, Геологический институт РАН

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

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

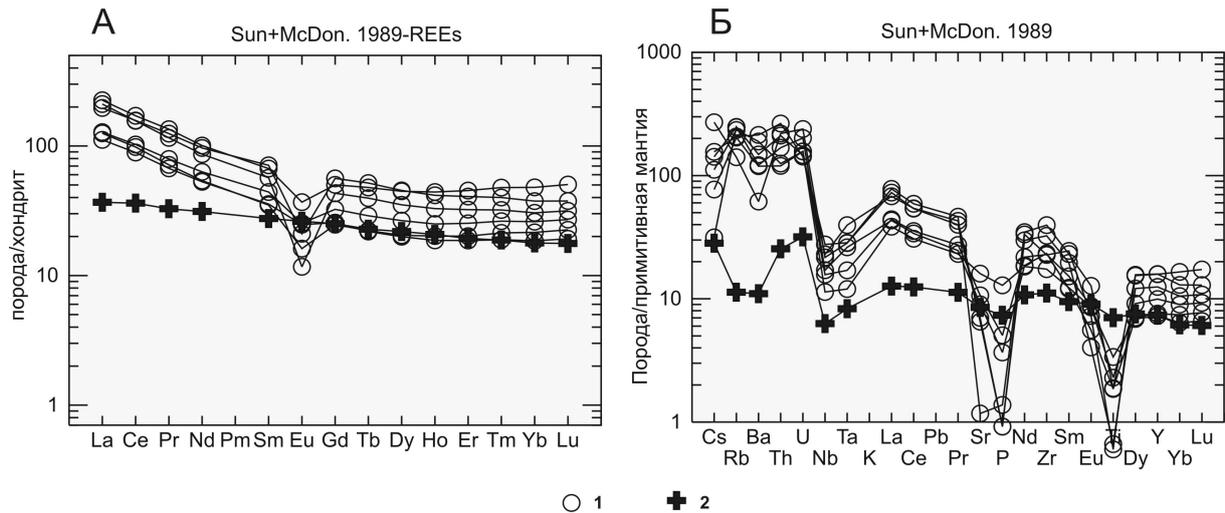
****Москва, Московский государственный университет

Степнякская зона, сложенная в основном разнообразными ордовикскими вулканогенно-осадочными комплексами, в современной структуре каледонид Северного Казахстана занимает центральное положение. На западе, северо-западе и севере она ограничена Кокчетавским и Шатским докембрийскими сиалическими массивами, а на востоке – Ишкеольмесским и другими небольшими сиалическими блоками (рисунок). На протяжении последних десятилетий детально была изучена стратиграфия средне-верхнеордовикских вулканогенно-осадочных комплексов Степнякской зоны, в результате большинство подразделений этого возраста получили фаунистическую характеристику [2], в то время как строение, возраст и состав досреднеордовикских комплексов зоны оставались слабоизученными.

Нами в течение последних лет проводились работы по комплексному изучению строения и структурного положения и геохимических особенностей досреднеордовикских вулканогенно-осадочных комплексов, которые сопровождались U-Pb геохронологическими исследованиями.

В результате проведенных исследований было установлено, что в Степнякской зоне, в отличие от более восточных районов, отсутствуют досреднеордовикские вулканогенно-осадочные островодужные комплексы и офиолиты. Представляется наиболее вероятным, что все нижнепалеозойские толщи Степнякской зоны формировались на докембрийском фундаменте, в состав которого входили образования, по своему строению и составу близкие к комплексам Кокчетавского, Шатского и Ишкеольмесского сиалических массивов. Докембрийские кристаллические сланцы и кварциты обнажены по северному обрамлению зоны, в ядрах крупных антиклиналей (Котырколь-Мамайская), а также в провесах кровли и ксенолитах Крыккудукского гранодиоритового массива (рисунок).

Структурно выше докембрийских толщ располагается толща, сложенная в основном крупнообломочными туфоконгломератами и туфобрекчиями с обломками (до 1 м) афировых и мелкопорфировых, часто флюидалных, эффузивов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава. Реже отмечаются лавы и игнимбритоподобные породы трахириолитового и трахидацитового состава. Эта толща выделяется как свита тассу, мощность которой достигает 1000–1500 м [1]. Среди туфобрекчий и флюидалных лав встречаются различные по размеру субвулканические тела порфировых риолитов и трахидацитов. Контакты вулканитов свиты тассу с докембрийскими образованиями либо не обнажены, либо являются тектоническими. Однако отсутствие между выходами этих толщ других образований, скорее всего, свидетельствует о стратиграфических соотношениях докембрийских комплексов и вулканитов свиты тассу. Вулканиты свиты тассу не содержат органических остатков, а их возраст разными авторами ранее определялся в широком интервале – от позднего докембрия до силура–девона. Нами впервые проведено U-Pb датирование цирконов из субвулканического тела порфировых риолитов, приуроченного к верхам разреза свиты тассу, и получена оценка возраста их кристаллизации – 483 ± 5 млн лет, соответствующая тремадокскому ярусу нижнего ордовика [3]. Соотношения вулканитов свиты тассу с более молодыми образованиями установлены в западной части Котырколь-Мамайской антиклинали. Здесь вулканогенно-обломочные породы перекрываются кремнисто-терригенной толщей, разрез которой начинается с пачки красных кремнистых алевролитов. Выше залегают чередующиеся серые и белые кремни, красные яшмы и кремнистые алевролиты. Мощность кремнисто-терригенного разреза не превышает 100 м. В кремнистых



А – нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ, Б – спайдер-диаграмма, нормированная по составу примитивной мантии.

1 – кислые эффузивы свиты тассу; 2 – базальты нижнего ордовика.

породах на разных уровнях собраны конодонты, возраст которых охватывает интервал от середины аренига до раннего лланвирина. Кремнисто-терригенные породы перекрываются толщей базальтов и оливиновых базальтов с редкими линзами яшм мощностью до 250 м.

Петрохимические и геохимические исследования вулканогенных пород нижнего ордовика – лланвирина показали, что вулканиты свиты тассу по соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ соответствуют ряду от трахидацитов до трахириолитов, принадлежат к шошонитовой серии ($\text{K}_2\text{O}_{\text{ср. вулк.}} = 6 \text{ мас \%}$) и являются высокоглиноземистыми породами ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.6 \text{ мас \%}$). Геохимические особенности вулканитов свиты тассу на графиках распределения элементов-примесей, нормированных на состав примитивной мантии, выражаются в обогащении элементами группы LIL, за исключением низкого содержания Sr и Ba (рисунок). Существенное обогащение также наблюдается для высокочargedных (HFS) элементов. Породы свиты тассу деплетированы в отношении тяжелых РЗЭ (среднее значение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ составляет 5.15). На спектрах распределения РЗЭ отчетливо выражена отрицательная Eu-аномалия (среднее значение Eu/Eu^* составляет 0.19). На тектонической дискриминационной диаграмме Rb – Y+Nb [5] фигуративные точки составов вулканитов попадают в область «перекрывания» полей гранитов вулканических дуг, синколлизонных и внутриплитных гранитов, которое в работе [5] определяется как поле постколлизонных гранитов. На классификационной диаграмме Zr – 10 Ga/Al трахидациты и трахириолиты занимают промежуточное положение между гранитами I, S, A-типов. Геохимическая специфика вулканитов свиты тассу обнаруживает большое сходство с кайнотипными кислыми вулканитами континентальных рифтов, для которых характерны низкие содержания Ti, Sr, Ba и обогащенность элементами группы HFS. Однако большая деплетированность Nb и контрастное поведение тяжелых РЗЭ сближает их с вулканическими комплексами островных дуг и океанических островов.

Изученные породы имеют сравнительно высокие значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.13–0.14) и положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)=1.5\text{--}3.0$, что указывает на заметный вклад подкорового вещества в процессы их формирования.

Полученные данные позволяют предполагать, что формирование трахидацитов и трахириолитов свиты тассу происходило в обстановке континентального рифтогенеза с участием мантийного и корового источников.

Залегающие выше кислых вулканитов свиты тассу базальты по петрохимическим характеристикам могут сопоставляться с внутриплитными ($\text{SiO}_2 - 46.3 \text{ \%}$, $\text{TiO}_2 - 1.6 \text{ \%}$, $\text{CaO} - 14.3 \text{ \%}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15.3 \text{ \%}$). На тектонических дискриминационных диаграммах точки составов базальтов занимают пограничное положение между полями внутриплитных базальтов и базальтов островных дуг [4]. Такое же положение рассматриваемых базальтов выявляется при сопоставлении с базальтами современных обстановок. Сильная деплетированность рядом сидерофильных

элементов (Cr, Co, Ni) и обогащение LIL-элементами сближают эти базальты с базальтами фронтальных частей островных дуг, а значительное обогащение легкими лантаноидами является типичным для внутриплитных базальтов.

На основании полученных данных о строении разреза, возрасте и составе досреднеордовикских вулканогенно-осадочных пород Степнякской зоны можно сделать вывод о принадлежности рассматриваемых вулканитов к раннеордовикско-лланвирнской контрастной риолит-базальтовой серии. Ее образование началось в тремадоке с накопления мощной континентальной вулканогенно-обломочной толщи, в строении которой участвуют эффузивные и субвулканические породы трахидацит-трахириолитового состава, а также грубообломочные вулканические брекчии. Формирование этой толщи происходило на начальных стадиях континентального рифтогенеза при участии как корового, так и мантийного источников. Продолжающееся растяжение к середине аренига – началу лланвирна привело к погружению территории, которое сопровождалось накоплением кремнисто-терригенной толщи и излиянием базальтов, имеющих характеристики, близкие к внутриплитным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-65311.

- [1] *Борисенко В.И.* Стратиграфия раннегеосинклинального комплекса Ишкеольмесского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 132–164
- [2] *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Т.1. – Алма-Ата: Наука, 1972. – 244 с.
- [3] *A geological time scale 2004.* – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2004. – 384 p.
- [4] *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites* / R.S. Thorpe (ed.). – Chichester: Wiley, 1982. – P. 525–548.
- [5] *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* – 1984. – V. 25. – P. 956–983.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

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

*Москва, Геологический институт РАН

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

В средне-позднепалеозойской эволюции Казахстана большая роль принадлежит вулканоплутоническим поясам, маркировавшим активную континентальную окраину андийского типа. В их строении большую роль играют наземные вулканы преимущественно кислого и среднекислого состава и комагматичные им гранитоиды. Наиболее крупными структурами этого типа являются раннедевонско-эйфельский Казахстанский и каменноугольно-пермский Балхаш-Илийский пояса. Меньшие площади занимают аналогичные комплексы живетско-франского возраста. Вулканоплутонические пояса имеют гетерогенный фундамент, в состав которого наряду с раннепалеозойскими островодужными вулканидами, флишевыми и аккреционными комплексами входят сиалические массивы с рифейской континентальной корой. В пределах таких массивов отмечается максимальная концентрация гранитоидов близкого состава. Одним из таких сиалических блоков, имеющих рифейскую кору, является Актау-Джунгарский массив, расположенный в западной и юго-западной частях Казахстанского и Балхаш-Илийского поясов. Здесь широко распространены средне-позднепалеозойские гранитоиды, относящиеся к нескольким разновозрастным интрузивным комплексам. Принадлежность того или иного гранитного массива к конкретному комплексу определяется либо по соотношениям с вмещающими породами, либо на основании К-Аг датировок, подавляющая часть которых получена в 60–70-х годах прошлого века. Таким образом, в пределах Атасу-Моинтинского водораздела, являющегося северо-западной наиболее хорошо обнаженной частью Актау-Джунгарского массива, крупные массивы средне-позднепалеозойских гранитоидов были отнесены к трем интрузивным комплексам: позднедевонскому кызылэспинскому (Космурунский и Западно-Шалтасский массивы), позднепермскому акчатаускому (Шалтасский и Жаман-Карабасский массивы) и позднепермско-раннетриасовому кызылрайскому (Ортауский, Кызылтауский и Аиртауский массивы) [1, 3–5]. Однако уже в конце 80-х годов XX века, когда был установлен позднекаменноугольный возраст Кызылтауского массива [7], такая схема расчленения гранитоидов перестала соответствовать имеющимся данным.

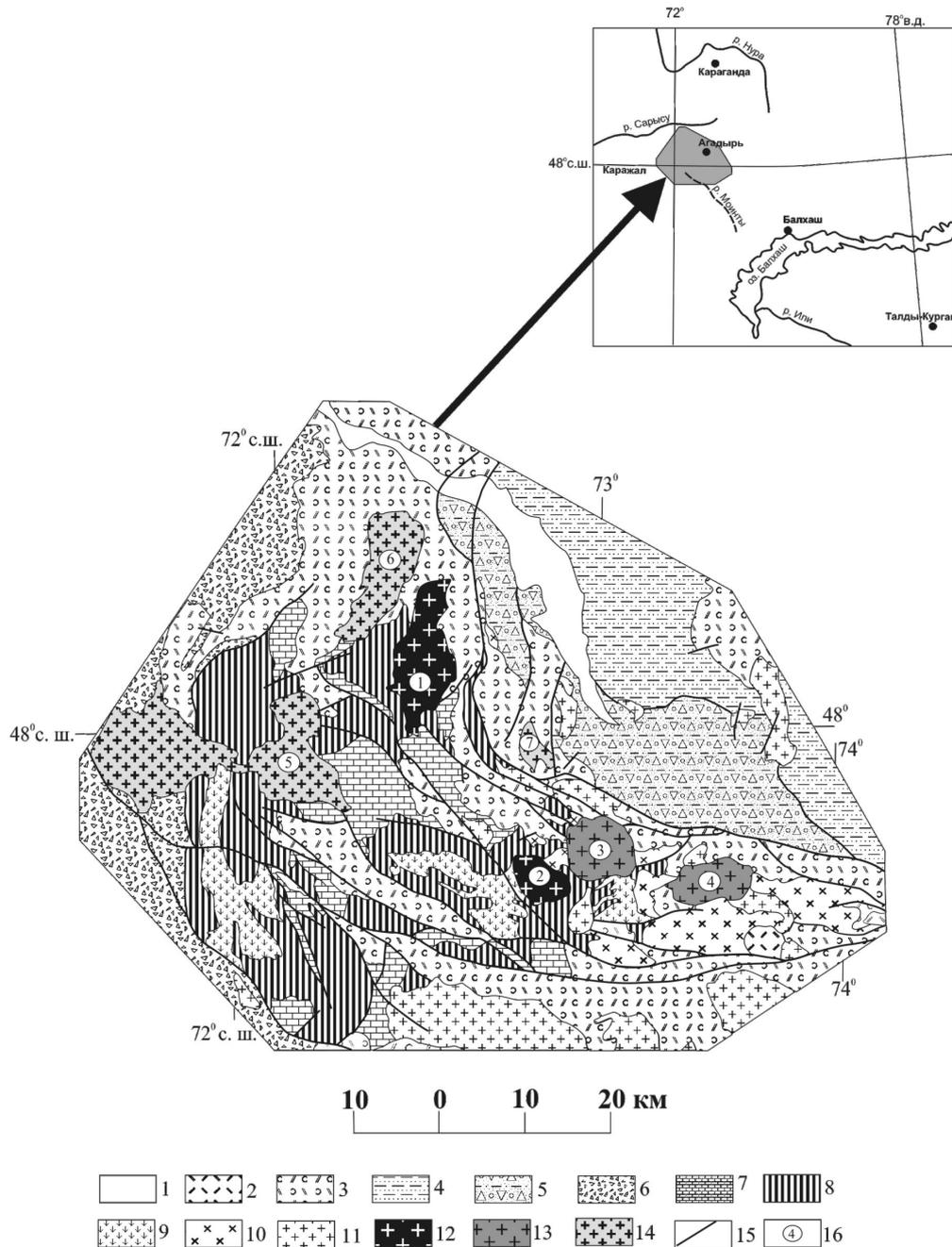
Целью наших исследований было изотопное датирование наиболее крупных средне-позднепалеозойских гранитных массивов Атасу-Моинтинского водораздела. Было выполнено опробование главных фаз внедрения семи массивов и выделен акцессорный циркон, который был датирован U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург).

Проведенные исследования в совокупности с другими полученными на настоящий момент данными позволили объединить изученные гранитные массивы в три интрузивных комплекса.

Позднедевонский интрузивный комплекс объединяет Западно-Шалтасский и Космурунский массивы.

Западно-Шалтасский массив (рисунок) прорывает докембрийские и нижнепалеозойские образования, его главная фаза образована крупнозернистыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и лейкогранитами, которые прорваны большим количеством пологозалегающих дополнительных интрузий, сложенных более мелкозернистыми разностями.

Космурунский массив интрузирует как нижнепалеозойские, так и средне-верхнедевонские комплексы и имеет двухфазное строение. Первая фаза сложена преимущественно гранодиоритами, развитыми в северной, западной и южной частях интрузива. По направлению к контактам гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты [8]. Вторая (главная) фаза образована лейкократовыми средне-крупнозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами.



Положение массивов средне-позднепалеозойских гранитоидов в пределах Атасу-Моинтинского водораздела.

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские вулканиты; 3 – верхнедевонско-каменноугольные вулканогенные и терригенно-карбонатные толщи; 4 – силурийские флишевые толщи; 5 – силурийские олистостромы; 6 – ордовикские олистостромы; 7 – венд-ордовикский терригенно-карбонатный чехол; 8 – комплексы рифейского фундамента; 9 – позднерифейские гранитоиды; 10 – раннепалеозойские гранитоиды; 11 – средне-позднепалеозойские гранитоиды нерасчлененные; 12 – позднедевонские граниты и гранодиориты; 13–14 – позднекаменноугольно-раннепермские комплексы; 13 – нормальных гранитов, 14 – лейкократовые редкометалльные граниты; 15 – разрывные нарушения; 16 – массивы: 1 – Космурунский, 2 – Западно-Шалтасский, 3 – Шалтасский, 4 – Жаман-Карабасский, 5 – Кызылтауский, 6 – Ортауский, 7 – Аиртауский.

В результате проведенного U-Pb датирования получены оценки возраста гранитов Западно-Шалтасского массива – 377 ± 8 млн лет и гранитов Космурунского массива – 381 ± 7 млн лет. Дополнительно было проведено Rb-Sr датирование гранитов Западно-Шалтасского массива по

валовым пробам, полученная датировка (386 ± 7 млн лет) в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом циркона. Совпадение геохронологических результатов свидетельствует об их надежности. Возраст массивов соответствует франскому веку позднего девона [9], что позволяет сопоставлять рассматриваемые массивы с кызылэспинским комплексом [3, 5].

Позднекаменноугольно-раннепермские интрузивные комплексы. В этом возрастном диапазоне могут быть выделены два комплекса, которые различаются по особенностям состава и металлогенической специализации слагающих гранитов.

К комплексу нормальных гранитов отнесены Шалтасский и Жаман-Карабасский массивы, которые представляют собой округлые или эллипсоидные интрузивные тела, прорывающие докембрийские, ниже- и среднепалеозойские (до нижнекаменноугольных включительно) образования. Главная фаза этих массивов образована крупнозернистыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, которые прорваны дополнительными интрузиями средне- и мелкозернистых гранитов. В обоих массивах присутствует аплитовые дайки и пегматитовые тела. Массивы этого комплекса обладают низкими рудогенерирующими способностями, с ними не связаны рудопроявления и месторождения.

Нами получены две оценки возраста: для Жаман-Карабасского массива – 309 ± 6 млн лет и для Шалтасского массива – 306 ± 7 млн лет.

К комплексу лейкократовых гранитов отнесены Кызылтауский, Ортауский и Аиртауский массивы. Массивы прорывают как докембрийско-нижнепалеозойские (Кызылтауский), так и девонские (Ортауский и Аиртауский) комплексы. В более изученных Кызылтауском и Ортауском массивах выделяется до двух фаз крупнозернистых порфировидных лейкократовых гранитов, а также дополнительные интрузии мелкозернистых порфировидных гранитов и граниты жильных серий [2, 6]. Характерной особенностью гранитов этого комплекса является их способность к продуцированию небольших редкометалльных месторождений и проявлений. В приконтактных зонах отмечаются волластонитовые, гранат-везувиановые скарны с полиметаллической минерализацией.

Ранее было проведено Rb-Sr датирование различных фаз Кызылтауского массива, полученные оценки возраста укладываются в интервал 303–291 млн лет. Нами были датированы граниты главной фазы Ортауского массива, возраст кристаллизации которых составляет 301 ± 7 млн лет.

Полученные датировки пород обоих комплексов соответствуют верхам карбона и самым низам перми [7]. Несмотря на несколько древние оценки возраста комплекса нормальных гранитов, в пределах погрешности они совпадают с датировками лейкократовых редкометалльных гранитов, что позволяет относить оба комплекса к одному возрастному диапазону.

Таким образом, в результате проведенных исследований средне-позднепалеозойских гранитов Атасу-Моинтинского водораздела впервые геохронологическими данными обоснован позднедевонский возраст массивов кызылэспинского комплекса и выделены позднекаменноугольно-раннепермские комплексы: нормальных гранитов и лейкократовых редкометалльных гранитов. Также может быть сделан вывод о существовании на этой территории двух близких по составу и металлогеническим особенностям комплексов лейкократовых редкометалльных гранитов: позднекаменноугольно-раннепермского и раннепермского (акчатауского), для которого известны более молодые Rb-Sr значения возрастов – 284 млн лет, соответствующие второй половине ранней перми [7].

Проведенные геохронологические исследования позволяют более обоснованно проводить корреляции эффузивных и интрузивных образований, участвующих в строении вулканоплутонических поясов, а также реконструировать процессы преобразования рифейской континентальной коры Актау-Джунгарского массива в среднепозднем палеозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-65311).

- [1] Авдеев А.В. Интрузивные комплексы Атасу-Джамшинского водораздела // Известия Академии наук Казахской ССР. Серия геологическая. – 1965. – С. 17–27.
- [2] Авдеев А.В., Зейлик Б.С. К вопросу о становлении гранитных Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. – Л., 1962. – С. 171–181.
- [3] Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Центрально-Казахстанская серия. Объяснительная записка. – Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. – 326 с.

- [4] *Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами*. Восточный Казахстан. – Л.: ВСЕГЕИ, 1970. – 596 с.
- [5] *Магматические комплексы Казахстана: Джунгаро-Балхашская складчатая система*. – Алма-Ата: Наука, 1983. – 216 с.
- [6] *Негрей Е.В.* Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1983. – 168 с.
- [7] *Негрей Е.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др.* Возраст вулканитов и гранитов позднего палеозоя Центрального Казахстана (по данным Rb-Sr метода) // *Магматизм и рудоносность Казахстана*. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – С. 159–175.
- [8] *Перекалина Т.В.* Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. – 240 с.
- [9] *A geological time scale 2004*. – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2004. – 384 p.

ПОЗИЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА В КОНЦЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.Н. Диденко* *****, В.Ю. Водовозов**, С.А. Писаревский***, Д.П. Гладкочуб****,
Т.В. Донская****, А.М. Мазукабзов****, А.М. Станевич****, Е.В. Бибикина****,
Т.И. Курнозова*****

*Москва, Геологический институт РАН

**Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

***Edinburgh, School of Geosciences of the University of Edinburgh

****Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

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

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, располагающийся в южной части Сибирского кратона вблизи Саяно-Байкальской складчатой области, привлекает внимание исследователей на протяжении уже более пятидесяти лет. В течение этого времени высказывались различные точки зрения о тектоническом положении пояса, возрасте слагающих его пород и внутренней стратиграфической корреляции. Проведенные в последние годы геохронологические и геохимические исследования позволили снять некоторые противоречия, касающиеся тектонического положения пояса в структуре Сибирского кратона, его природы и возраста отдельных подразделений в его составе. В частности, датирование U-Pb методом по цирконам нескольких проб образований Северо-Байкальского пояса показало, что все они имеют палеопротерозойский – 1.80–1.87 млрд лет [4, 3, 1, 8], а не мезопротерозойский возраст, как это считалось ранее на основании Rb-Sr изотопного датирования [2]. В то же время возраст отдельных подразделений в структуре Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса до сих пор остается открытым, что создает определенные трудности при проведении стратиграфических корреляций внутри пояса, которые и так достаточно сложны ввиду фациальной изменчивости породных ассоциаций по латерали. Такие корреляции давали неоднозначные толкования возраста терригенных образований при разбросе оценок возраста > 50 млн лет. Подчеркнем, что значительный диапазон оценок возраста не только не позволяет проводить достоверные стратиграфические корреляции, но и автоматически вносит существенную неопределенность в интерпретацию палеомагнитных данных. Это побудило нас предпринять совместные палеомагнитные и геолого-геохронологические исследования акитканской серии. Ранее мы докладывали результаты изучения пород чайской свиты – верхнего члена серии, в настоящей работе мы представляем результаты изучения пород малокосинской свиты – самой нижней структурной единицы акитканской серии.

Возраст пород малокосинской свиты. Для датирования была отобрана проба риолитов, согласно залегающих на изученных осадочных породах, из которой был выделен аксессуарный циркон – коротко призматические полупрозрачные кристаллы желтоватого цвета. Для анализа были выбраны прозрачные зерна, без включений и трещиноватости. Для двух размерных фракций цирконов и их селективного растворения по методике [7] были проведены U-Pb изотопные исследования. Возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией составляет 145 ± 29 Ма, что, вероятно, связано с потерей радиогенного свинца, возраст верхнего составляет 1878 ± 4 Ма. Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, это значение мы интерпретируем как оценку возраста кристаллизации родоначальных для риолитов расплавов.

Палеомагнитная характеристика красноцветов малокосинской свиты. Все ориентированные образцы красноцветов были подвергнуты ступенчатой термомагнитной чистке до 680 °С, число шагов ступенчатой чистки составляло от 15 до 18. Из доступного арсенала полевых тестов палеомагнитной надежности удалось применить тесты конгломератов и складки, которые имеют позитивный отклик и показали высокую палеомагнитную стабильность исследованных пород. Для теста конгломератов были отобраны 29 ориентированных образцов галек осадочных

(красноцветных) пород из слоя внутриформационных конгломератов мощностью примерно 60 м. Поведение естественной остаточной намагниченности образцов галек в ходе термочистки сильно различается. Имеются образцы с хорошо интерпретируемыми диаграммами Зийдерверльда – у них гораздо более «чистый» и сильный сигнал. Есть образцы, NRM которых состоит практически из одной компоненты, но значительно чаще встречаются образцы с относительно хорошо выделяемыми двумя компонентами. Для 4 из 29 образцов отмечается хаотичное поведение NRM в процессе температурной чистки, для которых ни в одном из температурных интервалов нельзя выделить преимущественного направления.

В итоге удалось рассчитать средние направления и их статистические характеристики двух компонент: 1) относительно низкотемпературную компоненту, выделенную в NRM 25 образцов в интервале температур от комнатной до 350 °С; 2) средне-высокотемпературную компоненту, выделенную в NRM 18 образцов в интервале от 400–550 до 530–640 °С. Направление низкотемпературной компоненты близко направлению современного геомагнитного поля в месте работ и составляет $Dec=1.3^\circ$, $Inc=57.8^\circ$ в географической системе координат. Величина нормализованного вектора-результанта этой выборки составляет 0.953, что существенно выше его критического значения для равномерного распределения на 5%-ном уровне значимости – 0.321 [5]. Для средне-высокотемпературной компоненты ситуация иная; величина нормализованного вектора-результанта этой выборки составляет 0.117, что существенно ниже его критического значения для равномерного распределения выборки из 18 образцов на 5%-ном уровне значимости – 0.377 [5]. Следовательно тест конгломератов для средне-высокотемпературной компоненты галек положителен.

Нами был изучен 41 образец (8 точек) красноцветов малокозинской свиты из юго-восточного крыла антиклинальной складки на берегу оз. Байкал. Угол падения слоев в этом крыле составляет 40–50°, азимут падения варьируется более существенно: в верхней части изученного разреза он составляет 155°, в нижней – 125°. Мощность изученного разреза составляет 150–160 м. Практически все изученные образцы – это вишневого и вишнево-серые алевриты – тонкозернистые песчаники.

При терромагнитной чистке выделяется одна, реже две компоненты NRM. В большинстве образцов чисткой до 250 °С удаляется незначительная по величине вторичная низкотемпературная компонента; она выделяется не везде, и ее направление часто не совпадает с направлением современного геомагнитного поля.

Практически во всех образцах, начиная примерно с 500–540 °С и выше выделяется характеристическая компонента, «идущая» практически в начало координат и повторяющаяся от образца к образцу. На стереограммах хорошо видно, что распределения направлений как по образцам, так и по точкам образуют более тесные кластеры со средними направлениями в стратиграфической системе ($Dec=188.0$, $Inc=8.2$, $K=26.25$, $a_{95}=5.2$), чем в географической ($Dec=203.0$, $Inc=38.2$, $K=21.7$, $a_{95}=5.8$). Более отчетливо это видно по распределению средних направлений по точкам – в географической системе $K=48.9$, в стратиграфической $K=110.6$.

Палеомагнитная надежность высокотемпературной компоненты красноцветов малокозинской свиты определяется главным образом положительным тестом внутриформационных конгломератов. В качестве второго, косвенного, аргумента можно привести и положительный тест складки, но, строго говоря, ее возраст мы определить не можем. В районе фиксируется как минимум три главных этапа складчатости, вплоть до палеозоя. Вероятно, в пользу соответствия возраста характеристической намагниченности возрасту формирования пород может свидетельствовать тот факт, что максимальная кучность при ступенчатом введении поправки за залежание пород достигается при 99.2 %.

Однозначно, как мы полагаем, решить вопрос полярности палеопротерозойских полюсов Сибири в настоящее время не представляется возможным, так как остается дискуссионным знак полярности не только для протерозойских, но и для венд-рифейских полюсов Сибири. Вероятно, на настоящем этапе исследований необходимо привлекать другие данные о возможном положении Сибири относительно других кратонов, в частности Лаврентии.

Для определения положения Лаврентии использован полюс Molson dykes (B) с возрастом 1879 Ma [6], согласно которому Лаврентийский кратон на рубеже 1880 Ma располагался в северном полушарии от тропических до умеренных широт. Современная арктическая окраина (Гренландия) находилась на 20° и была ориентирована на юг. Сибирь, в случае первой опции

полярности (Северный полюс находится в районе Мексиканского залива), располагалась от 15° N до 5° S и была ориентирована современной арктической окраиной (район Таймыра) на северо-северо-запад. Широтное зияние при этом между кратонами минимально, они могли образовывать один палеоконтинент. В случае другой опции полярности (Северный полюс находится в Индийском океане) Сибирь занимает перевернутое на 180° положение и современная арктическая окраина находится на 15° S, а современная южная – на 5° N. Широтное расстояние между кратонами могло быть порядка 1000 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64352) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН – СО РАН (№ 10).

- [1] *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. – Иркутск: ИГУ, 2005. – 184 с.
- [2] *Бухаров А.А.* Протоактивизированные зоны древних платформ. – Новосибирск: Наука, 1987. – 201 с.
- [3] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. – 2003. – Т. 392, № 4. – С. 506–511.
- [4] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др.* Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb-датирования цирконов // Докл. РАН. – 1991. – Т. 320, № 1. – С. 182–186.
- [5] *Шуиунов С.В.* Тест галек в палеомагнетизме // Физика Земли. – 1994. – № 2. – С. 25–32.
- [6] *Halls H.C., Heaman L.M.* The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson dyke swarms, Cauchon Lake area, Manitoba // *Canad. J. Earth Sci.* – 2000. – V. 37. – P. 957–966.
- [7] *Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1994. – V. 116. – P. 117–129.
- [8] *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: archean and paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research.* – 2005. – V. 136. – P. 353–368.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов

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

Раннемезозойские магматические образования широко распространены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса к северу и северо-западу от Монголо-Охотского шва (районы Западного Забайкалья и Северной Монголии) [1, 2]. Согласно современным представлениям, раннемезозойский магматизм на этой территории был связан с эволюцией и закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна. Ю.А. Зорин [3], О. Томуртоого с соавторами [4] установили, что закрытие Монголо-Охотского океана в его западной части (в современных координатах) произошло на границе ранней – средней юры, а в позднем палеозое – раннем мезозое этот регион развивался в режиме активной континентальной окраины.

В настоящее время существует устоявшаяся точка зрения на особенности раннемезозойского магматизма в Западном Забайкалье и Северной Монголии. В частности, считается, что в раннем мезозое в пределах рассматриваемой территории проявился только бимодальный вулканизм, который был сосредоточен в пределах Селенгинского [2, 5] или Северо-Монгольского–Забайкальского [6] вулканоплутонического пояса. Одновременно с вулканизмом в пределах этого пояса происходило формирование массивов щелочных гранитоидов. Что касается магматизма нормальной и умеренной щелочности этого временного интервала, считается, что он представлен только гранитоидами крупного Хентей-Даурского батолита, располагающегося к северу от Монголо-Охотского шва и к югу от сложенного щелочными породами вулканоплутонического пояса [1]. Таким образом, до настоящего времени вулканоплутонические ассоциации нормальной и умеренной щелочности раннемезозойского возраста в пределах Западного Забайкалья и Северной Монголии не выделялись.

На основании того факта, что в раннем мезозое до закрытия Монголо-Охотского океана район Западного Забайкалья и Северной Монголии развивался в режиме активной континентальной окраины, мы предположили, что вулканоплутонические ассоциации нормальной и умеренной щелочности также могли иметь место на этой территории. Для подтверждения сделанных предположений нами были исследованы вулканические образования, относимые к катаевской свите, и ассоциирующие с ними гранитоиды.

Породы катаевской свиты и ассоциирующие с ними гранитоиды располагаются к северу от Хентей-Даурского батолита и к югу от раннемезозойских щелочных вулканоплутонических ассоциаций. В современной структуре Забайкалья образования, относимые к катаевской свите, принадлежат к нижней пластине Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер, экспонирование которых произошло в раннемеловое время [7]. Породы свиты представлены динамометаморфизованными вулканитами разнообразного состава, конгломератами, алевролитами и туфами. По химическому составу вулканические породы соответствуют базальтам, андезибазальтам, андезитам, дацитам и риолитам, т.е. принадлежат к BADR ассоциации, а не к бимодальной серии. Породы характеризуются нормальной и умеренной щелочностью. Петрогеохимические особенности вулканитов позволяют рассматривать возможность их образования в обстановке активной континентальной окраины [8]. Датирование риолитов U-Pb методом по цирконам (SHRIMP метод) показало, что они имеют возраст 226 ± 3 млн лет [8]. Вулканогенно-осадочные образования, относимые к катаевской свите, прорываются небольшими телами гранитов, которые имеют химический состав, близкий вулканитам кислого состава свиты. Возраст гранитов также был определен U-Pb методом по цирконам (SHRIMP метод) и составил 224.0 ± 4.5 млн лет. Помимо пород, относимых к катаевской свите, и прорывающих их гранитов, в пределах нижней пластины Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра в непосредственной близости от охарактеризованных выше пород отмечаются граниты и гранодиориты нормальной и умеренной щелочности с возрастом 211–240 млн лет [9].

Таким образом, в пределах Западного Забайкалья – Северной Монголии мы можем выделить вулканоплутоническую ассоциацию средне-позднетриасового возраста (назовем ее Ката-

евская вулканоплутоническая ассоциация), представленную разнообразными вулканитами и гранитоидами нормальной и умеренной щелочности. Формирование пород этой ассоциации происходило одновременно с образованием известково-щелочных гранитоидов Хентей-Даурского батолита, расположенных к югу от нее, и щелочных гранитов и бимодальных вулканических ассоциаций Северо-Монгольского–Забайкальского (или Селенгинского) пояса, распространенных севернее. Одновременное образование вулканоплутонических ассоциаций нормальной и повышенной щелочности хорошо согласуется с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины андийского типа, которая предполагается для региона Западного Забайкалья – Северной Монголии на раннемезозойский период.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ 10), Интеграционной программы СО РАН (ОНЗ 6.5), Фонда содействия отечественной науке и Программ Минобразования и науки НШ-7417.2006.5, МД-242.2007.5.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [3] Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. – 1999. – V. 306. – P. 33–56.
- [4] Tomurtoogo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muroon shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // Journal of the Geological Society, London. – 2005. – V. 162. – P. 125–134.
- [5] Попеко Л.И., Котляр Г.В., Куриленко А.В. Пермский этап геологической истории Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. – С. 26–37.
- [6] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 351–380.
- [7] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 182 с.
- [8] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., ДеВале Б. Возраст и геодинамическая обстановка формирования вулканитов катаевской свиты (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 90–92.
- [9] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. – 2008 (в печати).

SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АККРЕЦИОННОГО КЛИНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

С.И. Дриль*, Г.П. Сандимирова*, А.А. Сорокин**

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

**Благовещенск, Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Монголо-Охотский складчато-надвиговый пояс (МОП) является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона (рис. 1). На всем своем протяжении от Центральной Монголии до Охотского моря он маркируется террейнами аккреционных призм [1], сложенными основными породами различных геохимических типов – N-MORB, E-MORB, OIB [2, 3, 4], а также терригенными и кремнистыми осадочными породами. Все образования аккреционных призм метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Исследование изотопного состава Nd метатерригенных пород является важным инструментом для выяснения источников осадочного вещества, поступавшего в бассейн седиментации.

Наиболее представительными для западной – Забайкальской – части аккреционного клина МОП являются отложения кулиндинской (R?, S?), ононской (R?, S?) и чиндантайской (D₁) вулканогенно-осадочных свит [5], слагающих основной объем Ононского террейна [6]. Восточную – Амурскую – часть аккреционного клина МОП представляют среднепалеозойские (S?-D₁₋₂) вулканогенно-осадочные отложения Тукурингро-Джагдинского террейна [7, 6].

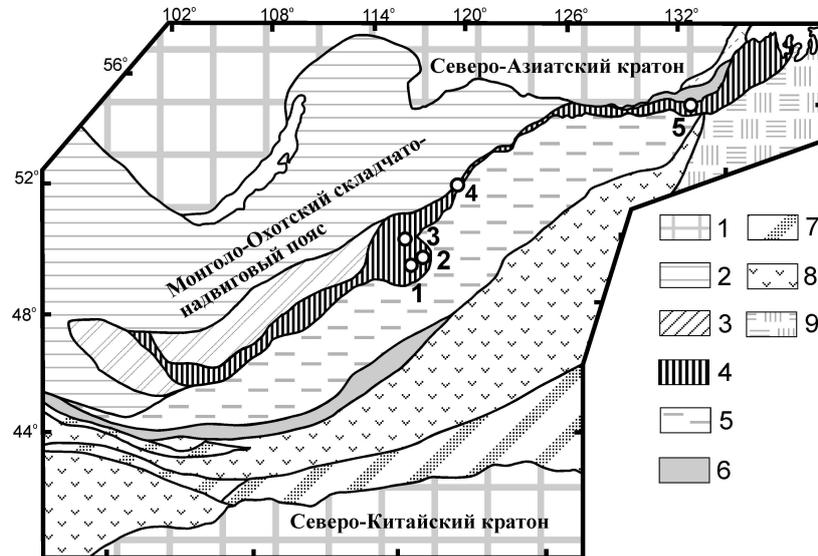


Рис. 1. Расположение Монголо-Охотского складчато-надвигового пояса в системе Центрально-Азиатского складчатого пояса [1].

1 – кратоны; 2 – коллаж террейнов, присоединенных к Северо-Азиатскому кратону в неопротерозое – раннем палеозое. Важнейшие террейны Монголо-Охотского пояса: 3 – аккреционного клина с преобладанием осадков, тип А (Хангай-Даурский); 4 – аккреционного клина с преобладанием вулкаников, тип Б (Ононский). Террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса: 5 – коллаж террейнов пассивных окраин и континентальных склонов; 6 – турбидитовые террейны; 7 – Южно-Монгольский нерасчлененный коллаж террейнов аккреционных призм А и Б типов; 8 – террейны островных дуг и окраинно-континентальных магматических дуг; 9 – коллаж террейнов Сихотэ-Алиньского складчатого пояса. Положение точек опробования (1, 2, 3, 4, 5) расшифровано в тексте.

Метатерригенные породы чиндантской свиты были исследованы в среднем течении р. Онон, в районе устья р. Борзя (точка опробования 1 на рис. 1). Метаосадки кулиндинской и ононской свит исследовались в среднем течении р. Онон в районе пос. Оловянная (точка опробования 2 на рис. 1); в нижнем течении р. Хила и среднем течении р. Ага (точка опробования 3 на рис. 1) и в пределах Молодовской офиолитовой зоны [2] (точка опробования 4 на рис. 1). В Амурской части аккреционного клина исследовалась вулканогенно-осадочная толща S?-D₁₋₂ в нижнем течении р. Тукси (точка опробования 5 на рис. 1).

В составе отложений кулиндинской свиты по петро-геохимическим признакам реконструируются следующие первичные осадочные протолиты пород: 1) для кварц-хлорит-серицитовых и хлорит-серицитовых кристаллических сланцев – полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы; 2) для слюдяных кварцитов – глинисто-кремнистые сланцы; 3) для микрокварцитов и яшмоидов – силициты (кремни). В составе ононской и чиндантской свит в качестве протолита преобладают олигомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы. Сходный состав осадочного протолита характерен и для метаосадочных пород вулканогенно-осадочной толщи S?-D₁₋₂ амурской части аккреционного клина МОП.

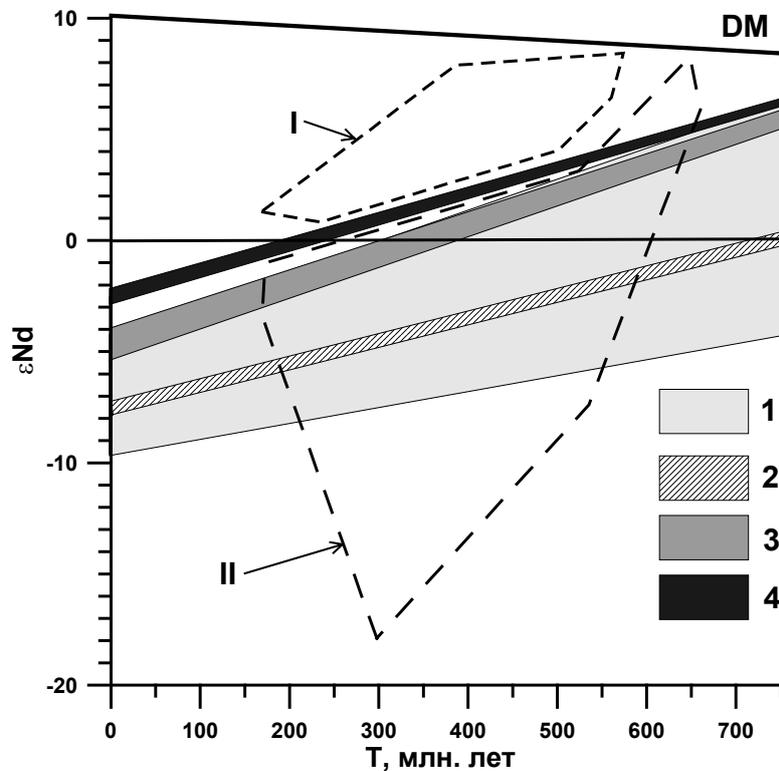


Рис. 2. Эволюционная диаграмма ϵ_{Nd} -возраст для метатерригенных пород аккреционного клина Монголо-Охотского складчатого пояса.

Цифрами обозначены области эволюции изотопного состава Nd в следующих породах: 1 – метатерригенных осадках кулиндинской и ононской свит Восточного Забайкалья в точках опробования (2) и (3); 2 – то же, в точке опробования (4); 3 – метатерригенных породах чиндантской свиты Восточного Забайкалья в точке опробования (1); 4 – метатерригенных породах вулканогенно-осадочной толщи S?-D₁₋₂ Верхнего Приамурья в точке опробования (5). Римскими цифрами обозначены области изотопного состава Nd в гранитоидах МОП: I – каледонской изотопной провинции и II – рифейской изотопной провинции по [8, 9].

Изотопные характеристики Nd во всех исследованных метаосадочных породах довольно близки к $\epsilon_{Nd}(0) = (-2.1) - (-9.6)$, что свидетельствует об общем и достаточно постоянном по составу источнике терригенного осадочного материала для всей аккреционной призмы МОП

(рис. 2). Однако изотопный состав Nd метатерригенных пород кулиндинской и ононской свит, возраст которых может приниматься как позднерифейский или силлурийский [5], характеризуется более низкими значениями величины $\epsilon_{Nd}(0) = (-5.7) - (-9.6)$, по сравнению с таковыми в нижнедевонских метаосадках чиндантской свиты – $\epsilon_{Nd}(0) = (-3.8) - (-5.3)$ и метаосадках вулканогенно-осадочной толщи S?-D₁₋₂ Верхнего Приамурья – $\epsilon_{Nd}(0) = (-2.1) - (-2.7)$. Это может служить указанием на некоторый рост доли вулканогенного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления с активной окраины, расположенной вдоль южного (в современных координатах) края Монголо-Охотского палеоокеана в девонское время [6].

Величины модельных изотопных возрастов для метатерригенных пород кулиндинской и ононской свит лежат в пределах $T_{Nd}(DM-2) = 1636-1048$ МА. Несколько меньший модельный возраст имеют метаосадки чиндантской свиты – $T_{Nd}(DM-2) = 1283-1153$ МА и метаосадки вулканогенно-осадочной толщи S?-D₁₋₂ Верхнего Приамурья – $T_{Nd}(DM-2) = 1015-1067$ МА. Такие величины модельных изотопных возрастов метаосадков позволяют отнести образования Ононского террейна аккреционного клина МОП к рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [8, 9].

Исследования поддерживаются грантами РФФИ 05-05-64332, 06-05-64754.

- [1] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [2] Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 723–737.
- [3] Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sr- систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 369–373.
- [4] Сорокин А.А., Дриль С.И. Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. – 2002. – № 6. – С. 46–60.
- [5] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. – Чита, 1997. – 271 с.
- [6] Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 7–41.
- [7] Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. – М.: Наука, 1979. – 112 с.
- [8] Коваленко В.И. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd – изотопные данные // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 699–712.
- [9] Коваленко В.И. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ШОШОНИТ-ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.И. Дриль, С.А. Сасим, С.А. Татарников, М.Э. Казимировский

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

В течение всего фанерозойского времени Сибирский палеоконтинент контактировал с мантийными плюмами, предположительно относимыми к Африкано-Атлантическому горячему полю мантии [1]. Таким образом, в мезозое область закрывающегося Монголо-Охотского палеоокеанического пространства и сопредельные территории находились под влиянием интенсивных внутриплитных процессов. Переход Монголо-Охотского складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался в юрское время широким развитием шошонит-латитового магматизма [2].

Классическим примером магматических образований шошонит-латитовой серии в Восточном Забайкалье считается вулканоплутоническая ассоциация пород Акатуевского массива и вулканитов нижней вулканогенно-осадочной толщи J_{2-3} Александрово-Заводской впадины [3].

Всеми исследователями обосновывается трехфазное строение Акатуевского массива [3, 4]. Породы первой фазы слагают разрозненные, небольшие по площади выходы в его северо-западной части и представлены мелко- и среднезернистыми оливиновыми монцонитами и монцогаббро. Они испытали сильное контактное воздействие расплавов, сформировавших вторую – главную – фазу внедрения. Породы главной фазы – мелко- и среднезернистые монцониты и кварцевые монцониты – слагают большую часть массива. Третья фаза внедрения представляет собой систему даек и жильных тел сиенит-порфиоров.

Изотопный K-Ar возраст пород первой и главной фаз массива соответствует поздней юре и лежит в пределах 166–147 МА [3]. Породы третьей интрузивной фазы характеризуются большим разбросом изотопных K-Ar дат – 147–118 МА, соответствующих поздней юре–раннему мелу [3]. Нельзя исключить, что этот большой возрастной интервал обусловлен включением предыдущими исследователями в состав пород третьей фазы Акатуевского массива дайковых и субвулканических образований трахибазальт-риолитовой рифтогенной серии раннемелового возраста, широко развитой в пределах Александрово-Заводской впадины.

Оливиновые монцониты и монцогаббро первой фазы внедрения характеризуются наиболее высокими суммарными содержаниями REE, имея высокую степень фракционированности спектра их распределения ($La/Yb(N)=41.4-26.1$) и отчетливо выраженную отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^*=0.6-0.78$) (рис. 1). Последнее свидетельствует о том, что расплавы, формировавшие первую фазу интрузии, уже были фракционированы относительно плагиоклаза, концентрирующего Eu. Таким образом, породы первой фазы внедрения массива являются дифференциатами раннего, более магнезиального и менее лейкократового исходного расплава. Монцониты и кварцевые монцониты второй (главной) фазы интрузии характеризуются близкой степенью дифференцированности спектра REE – $La/Yb(N)=19.5-41.4$ при сходном или более низком по сравнению с первой фазой уровне накопления REE. Породы второй фазы в подавляющем большинстве случаев обладают отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0.59-0.86$). Породы завершающей третьей фазы интрузии (дайки сиенит-порфиоров) характеризуются уменьшением величин $La/Yb(N)$ (8.7–20.3). Это связано с понижением уровня накопления легких REE и повышением такового для тяжелой части их спектра, что может быть объяснено фракционированием аксессуарных минералов, например сфена.

Мультикомпонентная диаграмма для пород первой и второй (главной) фаз Акатуевского массива демонстрирует существенную обогащенность этих составов по отношению к среднему составу базальтов OIB такими группами элементов, как LILE, LREE, Th,U, при существенном дефиците в области HFSE и P (рис. 2, А). Эти геохимические особенности в полной мере присущи и лавам шошонит-латитовой серии нижней части вулканогенно-осадочной толщи J_{2-3} Александрово-Заводской впадины (рис. 2, Б), что указывает на генетическую общность пород массива и вулканитов, подтверждая вывод [3] о их принадлежности к единой вулканоплутонической ассоциации.

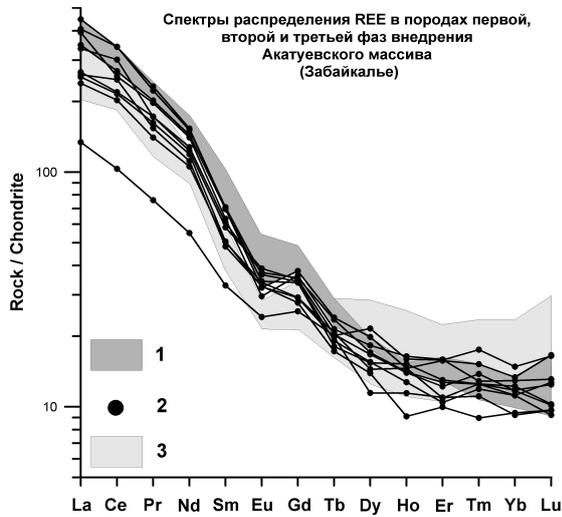


Рис. 1. Спектры распределения редких земель в породах первой, второй и третьей фаз внедрения Акатуевского массива (Восточное Забайкалье). 1 – область составов пород первой фазы внедрения; 2 – составы пород второй фазы внедрения; 3 – область составов пород третьей фазы внедрения.

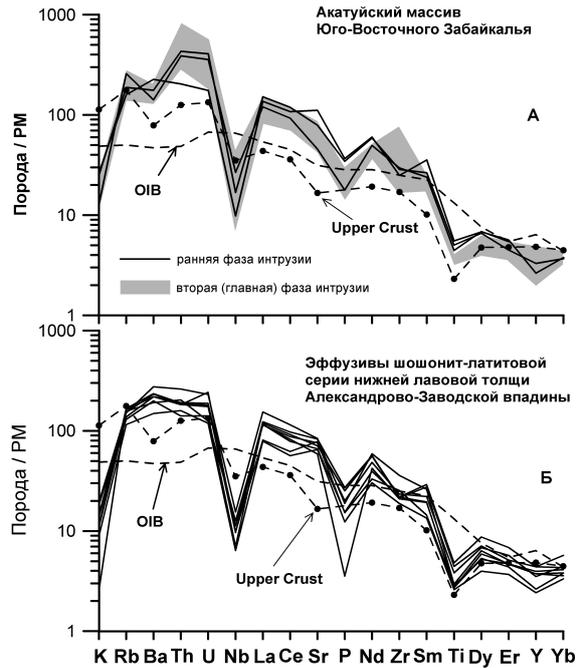


Рис. 2. Мультикомпонентная диаграмма для пород Акатуевского массива (А) и вулканитов шошонит-латитовой серии нижней лавовой толщи $J_{2,3}$ Александрово-Заводской впадины Восточного Забайкалья. Составы ОИВ и верхней континентальной коры даны соответственно по [5, 6].

Одним из элементов модели, описывающей процессы формирования и эволюции расплавов шошонит-латитовой серии, традиционно считалось взаимодействие мантийного и корового вещества [3]. Действительно, характер распределения микроэлементов в этих породах данной серии на мультикомпонентной диаграмме сходен с таковым для среднего состава верхней континентальной коры, однако при заметно более низком уровне накопления большинства несовместимых элементов в последней (рис. 2). Этот факт ограничивает возможности применения модели коровой контаминации основного расплава для объяснения повышенных содержаний в латитах таких элементов, как LILE и LREE. Относительно низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ в породах Акатуевского массива и нижней лавовой толщи, лежащие в пределах 0.70644–0.70677, также исключают значительную степень контаминации шошонит-латитовых расплавов веществом верхней континентальной коры.

Высокая обогащенность расплавов шошонит-латитовой серии несовместимыми элементами и летучими связывалась с плавлением мантийного источника обогащенного типа [3]. Приуроченность шошонит-латитового магматизма к посторогенному этапу развития Монголо-Охотского пояса может указывать на его связь с внутриплитными магматическими процессами, обусловленными деятельностью Центрально-Азиатского суперплюма [1]. Оценим возможную роль различных источников вещества в генезисе пород шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья.

Вариационная диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}\text{--Ba/Nb}$ (рис. 3) демонстрирует различия в изотопно-геохимических характеристиках расплавов, формирующихся в результате смешения вещества в системе деплетированного и плюмового источников по сравнению с истощенным источником вещества, испытавшим субдукционное обогащение. Контаминация мантийных расплавов в ряду N-MORB и EM коровым веществом выражается в этих координатах в повышении величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ при крайне незначительном росте величины Ba/Nb.

Фигуративные точки составов монцогаббро и монцонитов первой и второй (главной) фаз Акатуевского массива, а также латитов нижней вулканогенно-осадочной толщи Александрово-

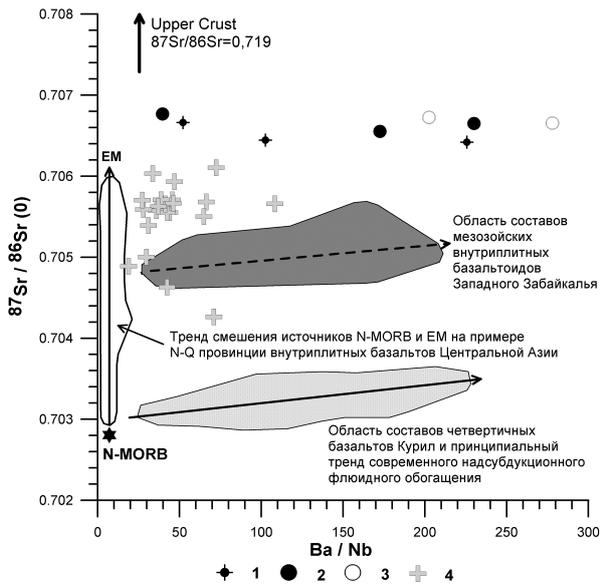


Рис. 3. Ba/Nb– $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вариационная диаграмма, демонстрирующая различия эволюционных трендов базальтов, генерируемых мантийным субстратом, метасоматизированным субдукционным процессом (смешение истощенного мантийного источника и надсубдукционного флюидного компонента), и базальтоидов, связанных с плюмовым процессом (смешение истощенного и обогащенного мантийных источников). Фигуративные точки составов: 1 – монцогаббро первой фазы Акатуевского массива, 2 – монцитоны второй (главной) фазы Акатуевского массива; 3 – латиты нижней вулканогенно-осадочной толщи J_{2-3} Александрово-Заводской впадины; 4 – трахибазальты J_3 - K_1 рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

Заводской впадины образуют вытянутый горизонтальный тренд, обусловленный значительными вариациями величин Ba/Nb отношения. Такой тренд характерен для магматических пород, генетически связанных с мантийным источником, претерпевшим субдукционное обогащение. По этому признаку магматические образования шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья сходны с базальтоидами внутриплитной провинции Западного Забайкалья [7, 8] (рис. 3). При этом нужно отметить более радиогенный первичный изотопный состав Sr в породах шошонит-латитовой серии по сравнению с другими мезозойскими внутриплитными образованиями региона. Этот факт может служить указанием на участие некоторого количества корового вещества в генезисе расплавов шошонит-латитовой серии.

Таким образом, расплавы шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья формировались при участии нескольких источников вещества – истощенной и/или обогащенной мантии, претерпевшей этап субдукционного обогащения; не исключено также незначительное влияние субстрата верхней континентальной коры.

Исследования поддерживаются грантами РФФИ 05-05-64332, 06-05-64754.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский плюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
- [2] Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. – Новосибирск: Наука, 1992. – 210 с.
- [3] Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 205 с.
- [4] Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – 165 с.
- [5] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry. – Geol. Soc. London Spec. Publ. – 1989. – 42. – P. 313–346.
- [6] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 371 с.
- [7] 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.
- [8] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3–34.

ВОЗРАСТ ГЛАВНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ СИНСКЛАДЧАТЫХ ГРАНИТОВ

Ю.А. Зорин, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская

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

Байкало-Патомская зона (БПЗ) располагается северо-восточнее озера Байкал и представляет собой обширную площадь развития рифейских пород. От Сибирской платформы она отделена дугообразной системой разломов, большая часть которых имеет характер надвигов. С юга БПЗ граничит с Байкало-Муйской зоной, рифейские магматические породы которой относятся к островодужным образованиям [1, 2].

Время накопления отложений Байкало-Патомской зоны определяется как позднерифейское–нижневендское (1035–600 млн лет) [3, 4]. Стратифицированные образования зоны смяты в линейные складки и нарушены надвигами. Степень дислоцированности пород и степень их метаморфической переработки (от филлитовой до амфиболитовой фации) увеличиваются с севера на юг. Согласно современным воззрениям БПЗ трактуется либо как участок сложно деформированной краевой части Сибирской платформы, либо как рифейская пассивная окраина [2, 5], либо как окраинный (задуговой) бассейн (для позднерифейского времени) [6].

Авторами ряда работ предполагалось, что главные деформации и метаморфизм горных пород в Байкало-Патомской зоне, обусловленные аккрецией Байкало-Муйской островной дуги к Сибирскому континенту, произошли в конце рифея – начале венда [2, 5, 6] либо в конце раннего палеозоя [1, 5, 7]. Таким образом, до последнего времени возраст главной складчатости, определившей структурный облик отложений рассматриваемой зоны, оставался неопределенным. С целью выяснения возраста основного тектоно-метаморфического события нами были изучены синскладчатые и синметаморфические граниты мамско-оронского [8] комплекса.

Породы мамско-оронского интрузивного комплекса представлены биотитовыми и двухслюдяными гнейсированными гранитами. Они образуют линейно вытянутые тела, параллельные осям складчатых дислокаций. Район отбора пробы гранитов для определения абсолютного возраста расположен в юго-западной части Мамско-Бодайбинского синклинория в среднем течении р. Чай. Позднерифейские стратифицированные образования представлены здесь метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов. Граниты мамско-оронского комплекса формируют крупную сложно построенную интрузию инъекционного типа. В рифейских образованиях граниты слагают небольшие тела и участвуют в складчатости. Граниты имеют гнейсовидные текстуры, субпараллельные сланцеватости и полосчатости вмещающих пород. Эндоконтактовые изменения отсутствуют, что может указывать на изофациальные условия их формирования относительно вмещающих пород. Наличие в гранитах большого количества скиалитов субстрата и субпослойное залегание жиллообразных тел могут указывать на их автохтонное формирование (in situ). Формирование гранитов происходило синхронно со складкообразованием, поскольку они участвуют в складчатости первого и последующего этапов деформации, что указывает на принадлежность опробованных гранитов к категории синскладчатых и синметаморфических интрузий.

Проанализированные граниты мамско-оронского комплекса по химическому составу соответствуют пералюминиевым гранитам нормального и субщелочного рядов. Сумма щелочей варьируется в них от 7.5 до 10.4 вес.%; индекс ASI изменяется от 0.99 до 1.07. Для датирования была отобрана проба биотитовых гнейсированных гранитов из тела мощностью около 1 м, которое располагается субсогласно по отношению к вмещающим биотитовым гнейсам.

Из пробы 06320 был выделен акцессорный циркон. Циркон в пробе представлен двумя типами кристаллов. Циркон первого типа представлен желтоватыми и бесцветными субидиоморфными кристаллами призматического габитуса. Размер зерен варьируется от 100 до 250 мкм, удлинение кристаллов от 2.0 до 3.0. Для циркона этого типа характерна хорошо выражен-

ная зональность: мутные или полупрозрачные ядра кристаллов и прозрачные оболочки. Большинство кристаллов циркона первого типа содержит многочисленные включения. Толщина оболочек варьируется от 10 до 60 мкм. В катодно-люминесцентном изображении оболочки темные, тогда как ядерные части характеризуются большим разнообразием свечений. Циркон второго типа представлен более мелкими (до 150 мкм) бесцветными прозрачными идиоморфными кристаллами. Цирконы этого типа не имеют зональности и не содержат включений.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. В двух измеренных ядрах циркона первого типа установлены концентрации урана, равные 416 и 1178 ppm, и тория – 197 и 304 ppm, при $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.49$ и 0.27 . В оболочках циркона первого типа и цирконе второго типа концентрации урана и тория составляют 1763–3776 ppm и 33–484 ppm, соответственно, при $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.02$ – 0.13 . Такие низкие отношения Th/U, характерные для метаморфических цирконов, могут свидетельствовать в пользу синметаморфических условий формирования исследуемого гранита. Ядра циркона первого типа дали $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1989 ± 10 и 2366 ± 10 млн лет (ошибка 1σ). Точки изотопных составов оболочек циркона первого типа и циркона второго типа (в сумме восемь кратеров) образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 421 ± 15 млн лет, а верхнее – 1904 ± 27 млн лет (СКВО = 0.86).

Согласуясь с морфологическими и геохимическими (низкие Th/U отношения) особенностями циркона, возраст 421 ± 15 млн лет можно интерпретировать как возраст формирования автохтонных синметаморфических гранитов и, соответственно, как время метаморфических событий в регионе. Возраст ядер циркона и возраст верхнего пересечения могут рассматриваться как возрасты детритовых цирконов во вмещающих гнейсах (метаосадочных породах), за счет плавления которых и были образованы граниты. Необходимо отметить, что полученный нами возраст мамско-оронских гранитов (421 ± 15 млн лет), выделенных в отдельный комплекс синскладчатых и синметаморфических интрузивных пород [8], существенно отличается от возраста гранитов (354 ± 12 и 322 ± 5 млн лет) Большепатомского купола Мамско-Бодайбинского прогиба [9], которые, как нам представляется, неправомерно отнесены к тому же мамско-оронскому комплексу.

Таким образом, толщи осадочных и осадочно-вулканогенных пород Байкало-Патомской зоны, которые накапливались в течение позднего рифея – раннего венда, претерпели весьма интенсивную складчатость и метаморфизм, доходящий до амфиболитовой фации, только в силуре. Деформации этих пород в венде, судя по их взаимоотношениям с поздневендско-раннекембрийскими карбонатными отложениями в приплатформенной части Байкало-Патомской зоны, были незначительными.

Определенный нами возраст складчатости и метаморфизма явно соотносится с коллизионно-аккреционными событиями раннего палеозоя, связанными с начальными стадиями формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, широко проявившимися вдоль южного фланга Сибирского кратона. Наиболее ярко они фиксируются гранулитовыми комплексами, объединенными в структуру Прибайкальского коллизионно-аккреционного пояса [10]. Примечательно, что развитие гранулитов характерно для тех областей перехода из кратона в складчатую область, где кратон имеет резко выраженные границы, совпадающие с мощными зонами разломов, таких, в частности, как Главный Саянский и Приморский.

В Байкало-Патомской зоне, где область перехода от кратона к складчатому обрамлению выражена не столь резко, раннепалеозойские гранулиты не картируются. Тем не менее, раннепалеозойские складчатые деформации, сопровождающиеся метаморфизмом амфиболитовой фации, здесь проявились достаточно интенсивно. Судя по возрасту метаморфизма и синскладчатых гранитов, который коррелируется с возрастом линейной складчатости в осадочном чехле краевой части Сибирской платформы, аккреция системы островных дуг и задуговых бассейнов к платформе происходила не одновременно на всем протяжении складчатого пояса. В Приольхонье она имела место в ордовике, а в Байкало-Патомской зоне она проявилась в середине силура. Таким образом, аккреционные события мигрировали в направлении с юго-запада на северо-восток.

Исследования выполнены при частичной поддержке ОНЗ СО РАН (темы 7.10.1 и 7.10.2), грантов Министерства образования и науки РФ МД-242.2007.5 и НШ-7417.2006.5, НОЦ «Байкал», а также гранта РФФИ (06-05-64117).

- [1] Zorin Yu. A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberia transect // International Geology Review. – 1995. – 37(2). – P. 154–175.
- [2] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления и юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – 47(1). – С. 53–70.
- [3] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области (Обстановки обитания, природа и классификация). – Новосибирск: «ГЕО», 2006. – 200 с.
- [4] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – 9(4). – С. 3–15.
- [5] Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 3–21.
- [6] Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Развитие островных дуг и геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2007. – 412(3). – С. 322–326.
- [7] Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. – М.: Изд-во АН СССР, 1948. – 176 с.
- [8] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. – М.: Недра, 1964. – 511 с.
- [9] Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – Киев, 1990. – С. 130–132.
- [10] Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. – 2002. – 382(5). – С. 663–667.

ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ГОРНОГО АЛТАЯ

В.С. Зыкин

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

Зоны сочленения платформ со смежными горными областями наиболее полно отражают историю и механизм орогенеза. В них происходит наложение процессов, свойственных развитию платформ, и процессов, происходящих в краевой части горных сооружений, возникают различные тектонические и седиментационные обстановки, расшифровка которых позволяет восстановить структурные и геодинамические связи и степень воздействия орогенеза на платформы. Зоны сочленения, возникшие при внутриконтинентальном орогенезе в результате горизонтального сжатия, имеют характерные особенности, отчетливо проявляющиеся в зоне сопряжения Западно-Сибирской плиты и Горного Алтая, образовавшегося на месте пенепленизированной в мезозое и раннем кайнозое каледонско-герцинской складчатой области.

Многие исследователи примыкающую к Горному Алтаю часть Западно-Сибирской плиты рассматривают в качестве компенсационной структуры – обширного предгорного прогиба субширотного простирания [1–6]. Непосредственно примыкающая к Горному Алтаю юго-восточная часть Западно-Сибирской плиты многими исследователями выделяется в самостоятельную структуру – Бийско-Барнаульскую [5–7], или Предалтайскую [1, 2], впадину. По мнению О.М. Адаменко [1, 2], выделенная им Предалтайская неотектоническая предгорная впадина возникла в олигоцене перед Алтайским орогеном на месте мезозойско-раннекайнозойской окраинной структуры Западно-Сибирской плиты – Кулундинской впадины. В пределах Кулундинской впадины О.М. Адаменко [1, 2] выделены погребенные ступени или структурные террасы, последовательно поднимающиеся в сторону Горного Алтая и разделенные достаточно крупными уступами, обычно совпадающими с разломами палеозойского фундамента, которые подновлялись в мезозое и кайнозое. К ним относятся центрально-кулундинская структурная терраса с абсолютными отметками фундамента от –800 ... –1000 до –450 ... –600 м, барнаульская терраса с отметками от –300 до –200 м, бийская терраса с отметками от –100 до –50 м и рубцовская терраса с отметками от 50 до 100 м. Каждая из выделенных террас отличается временем заложения ступеней, составом, возрастом и мощностями слагающих их отложений. Только в Центральной Кулунде находятся верхнемеловые морские ипатовская, славгородская и ганькинская свиты, а также более молодые морские палеоцен-эоценовые рявкинская, люлинворская и чеганская свиты. На территории вышерасположенных барнаульской и отчасти бийской ступеней в основании разреза рыхлых отложений распространена верхнемеловая континентальная сымская свита, а также перекрывающая ее палеоцен-эоценовая континентальная островновская свита. В пределах рубцовской террасы встречаются континентальные олигоценовые и неогеновые отложения.

Тектоническое развитие Кулундинской впадины, по мнению большинства исследователей [1, 2, 5, 6, 8], шло за счет углубления и расширения впадины на юг, в сторону складчатого обрамления, а также постепенного вовлечения в опускания северной периферии Алтая. Структурные террасы отражают этапы ее последовательного погружения.

Сравнительный анализ мощностей континентальных толщ, формировавшихся в Кулундинской впадине и ее юго-восточной части, обособленной в Бийско-Барнаульскую (Предалтайскую) впадину с начала олигоцена, с мощностями одновозрастных свит Западно-Сибирской плиты, распространенных севернее, показал сокращение мощностей многих толщ верхнего кайнозоя в сторону Горного Алтая и особенно в Бийско-Барнаульской впадине, а также отсутствие там некоторых свит, распространенных на юге Западно-Сибирской плиты. Завышенные мощности четвертичных отложений, приводимые О.М. Адаменко [1, 2], образуются за счет красnodубровской свиты, достигающей 100–200 м. Последняя слагает крупные аккумулятивные формы рельефа Восточной Кулунды (увалы) [9], генетически связанные с формированием лессовых покровов и не отражает компенсационное осадконакопление. Эти данные свидетельствуют об отсутствии компенсационного предгорного прогиба, связанного с кайнозойским оро-

генезом Алтая.

Наличие морских верхнемеловых отложений в Чуйской впадине Горного Алтая, сформировавшихся в Западно-Сибирском эпиконтинентальном морском бассейне [10], позволяет предполагать их первоначальное широкое распространение и на структурных террасах Бийско-Барнаульской впадины. По возрасту они соответствуют славгородской свите, распространенной только на центрально-кулундинской структурной террасе. Отсутствие морских верхнемеловых отложений на структурных ступенях, расположенных выше центрально-кулундинской террасы, можно связывать только с процессами интенсивной эрозии на поверхности поднятых блоков фундамента и превращения их в области сноса с достаточно контрастным рельефом. Продукты разрушения поднятых территорий выносились за их пределы и отлагались на ранее поднятых структурных террасах, погребая их под мощным чехлом континентальных отложений. Образование уступов террас следует связать с этапами тектонической активизации на территории Горного Алтая, а выделенные О.М. Адаменко [1, 2] структурные террасы относить к ступеням последовательного, поэтапного вовлечения в воздымания Горного Алтая периферических частей Западно-Сибирской плиты в результате горизонтального сжатия. Образование уступа, разделяющего центрально-кулундинскую и барнаульскую структурные террасы, по видимому, соответствует деформации слабоконсолидированных морских верхнемеловых отложений Чуйской впадины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-01109) и Интеграционной программы СО РАН - ОНЗ (ОНЗ 7.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

- [1] Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.
- [2] Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. – 184 с.
- [3] Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.
- [4] Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. – Алма-Ата: Наука, 1969. – 167 с.
- [5] Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 216 с.
- [6] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Наука, 2004. – 314 с.
- [7] Сперанский Б.Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая // Вестник ЗСГТ. – 1937. – № 5. – С. 50–66.
- [8] Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. – М.: Наука, 1976. – 272 с.
- [9] Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. – М.: Наука, 1976. Кн. 1. – С. 264–269.
- [10] Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Докл. РАН. – 1999. – Т. 336, № 5. – С. 669–671.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ УРЭГНУРСКОЙ ПИКРИТОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.Э. Изох*, А.В. Вишневский*, В.М. Калугин*, Т. Оюунчимэг**

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

**Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии

Находки вулканических пикритовых ассоциаций, связанных с островодужными системами, редки [1–5], однако они являются индикаторами высоких степеней плавления мантии. Пикритовая вулканоплутоническая ассоциация исследована нами в Монгольском Алтае. Она располагается в составе преддугового аккреционного комплекса венд-кембрийской островодужной системы. Лавы пикритов и их гиалокластиты переслаиваются с турбидитами, а дайки и небольшие интрузивные тела прорывают как флишоиды, так и metabазальты верхней части офиолитового комплекса. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что излияние пикритов происходило в подводных условиях одновременно с формированием флишоидных толщ. В лавовой толще зачастую наблюдаются породы с хорошо выраженной душечной отдельностью, также свидетельствующей о подводном характере излияний пикритов.

В результате Ar-Ar исследований монофракций биотита из пикритовой дайки получено хорошее плато, соответствующее возрасту закрытия изотопной системы на 512.4 ± 6.1 млн лет, что соответствует среднему кембрию. Полученные данные позволяют относить время формирования пикритовой вулканоплутонической ассоциации к границе нижнего и среднего кембрия. Именно этому временному интервалу отвечают специфические обогащенные диопсидом базальты усть-семиной свиты в Чепошской зоне Горного Алтая, и здесь же отмечаются небольшие субвулканические тела пикритов и пироксенитов, сходных по составу с Урэгнурским ареалом [6]. Формирование диопсидпорфировых базальтов связывается с перескоком зоны субдукции [7].

Лавовая толща сложена многочисленными потоками пикритов, пикробазальтов и пироксен- и пироксен-плаггиоклаз-порфировых базальтов. В некоторых потоках наблюдается гравитационная дифференциация – нижние их части обогащены клинопироксеном и (или) оливином. По составу оливин отвечает $Fo_{87.7-90.8}$. Кристаллы клинопироксена, слагающие иногда до 60 % объема породы, достигают размера 10–12 мм. По составу клинопироксен соответствует диопсиду с содержанием волластонитового минала 37–41 %. Расчеты давления кристаллизации вкрапленников по клинопироксеновому геобарометру [8] соответствуют 2.5–3.0 кбар, тогда как по основной массе не более 1 кбар.

Дайки, относящиеся к Урэгнурской ассоциации, представлены пикритами, пикродолеритами, пироксенпорфировыми долеритами и долеритами. В некоторых дайках наблюдается дифференциация течения – центральные части обогащены крупными кристаллами оливина и (или) клинопироксена. Пикриты мелких дайковых тел представляют собой меланократовые породы, содержащие до 70 % крупных вкрапленников оливина, обычно сильно серпентинизированного. По составу это также довольно высокомагнезиальные разновидности $Fo_{85.7-90.0}$, содержащие относительно много NiO (0.2–0.3 мас.%). Поля составов клинопироксенов даек практически полностью перекрываются аналогичными полями составов клинопироксена из пород лавовой толщи, однако отсутствует обеднение глинозёмом более железистых разновидностей клинопироксена.

Бургустайнский интрузив сложен различными габброидами, верлитами и шрисгеймитами. Встречаются оливиновые, оливин-биотитовые, биотитовые габбро. Структуры пород гипидиоморфнозернистые, иногда наблюдается ритмичность и микрослоистость – чередование мелких прослоек, в разной степени обогащённых тем или иным минералом. Кристаллы оливина наиболее идиоморфны и достигают 6–8 мм в диаметре. По составу они более железисты, чем в лавах и дайках ($Fo_{66.0-79.8}$), и имеют пониженные содержания NiO (0.1–0.23 мас.%), по сравнению с породами лавовой толщи и даек. Зёрна клинопироксена менее идиоморфны, однако достигают крупных размеров. Он имеет $Mg\#$ 75–84 и содержание глинозёма 1–3 %. Содержание Sr в кли-

нопироксенах Бургустайнской интрузии составляет 0.2–0.8 %.

Полученные спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту C1 для всех пород урэгнурской ассоциации, имеют сходные особенности, отличаясь лишь уровнем концентраций элементов. Для них характерны отрицательный наклон с небольшим обогащением LREE (La/Yb соотношения 1.3–2.47) и плоским спектром для HREE. Примечательно отсутствие в породах Урэгнурской ассоциации Eu аномалии, что указывает на отсутствие либо на малое влияние фракционирования плагиоклаза в процессе кристаллизации. На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии, выделяются общие особенности для всех пород Урэгнурской ассоциации. Положительные аномалии содержания LILE и Sr, отрицательные Nb и Zr-Hf аномалии позволяют сделать вывод о надсубдукционной природе пикритов.

Таким образом, рассмотренные лавы базальтов и пикритов, дайки, силлы и Бургустайнский интрузив являются по совокупности геологических, петрографических, минералогических и петрогеохимических данных единой вулканоплутонической ассоциацией, находящейся в составе преддугового аккреционного комплекса.

Формирование Урэгнурской ассоциации согласно данным численного моделирования и клинопироксенового барометра прошло за счёт кристаллизационно-гравитационной дифференциации высокомагнезиального пикритового расплава в промежуточной камере при давлении порядка 2.5–3.0 кБар. Генерация родоначального расплава происходила из надсубдукционной мантии при степени частичного плавления до 35 об. %.

Большинство авторов склоняются к объяснению возможности происхождения пикритоидных ассоциаций в субдукционных зонах за счёт субдукции молодой и горячей океанической коры. Высокие степени плавления мантии достигаются либо при экстремальных условиях в зонах субдукции, обеспечивающих возможность декомпрессионного плавления (косая субдукция, перескок (смена полярности), поперечное растяжение, отрыв слэба), либо при прогреве надсубдукционной мантии теплом плюмового источника. Следует отметить, что для интервала (490–530 млн лет) для этого района Палеоазиатского океана отмечаются скорости движения плит до 40 см/год [9] и трансформные взаимоотношения блоков [10], предполагается также участие мантийного плюма [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00825), Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 7.10.2 и 6.16), НШ-4933.2006.5.

- [1] Ramsay W.R.H., Peactor D.R., Lewis D.D., Wintsch R.P. Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – V. 88, № 4. – P. 386–402.
- [2] Yamamoto M. Picritic primary magma and its source mantle for Oshima - Oshima and back arc side volcanoes, Northeast Japan arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 99, № 3. – P. 352–359.
- [3] Eggins S.M. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1993. – V. 114, № 1. – P. 79–100.
- [4] Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // *Journal of Petrology*. – 1995. – V. 36, № 3. – P. 637–662.
- [5] Woodland S.J., Pearson D.G., Thirwall M.F. A platinum group element and Re–Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc, and the Izu-Bonin Arc // *Journal of Petrology*. – 2002. – V. 43. – P. 171–198.
- [6] Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Куреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // *Геология и геофизика*. – 1997. – Т. 38, № 11. – С. 1760–1772.
- [7] Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Изох А.Э. Кембрийские внутриплитные и надсубдукционные базальты Катунской зоны Горно-Алтайской островной дуги: геохимия и мантийные источники // *Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии*, г. Улан-Уде, 5–8 сентября 2006 г. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 309–314.
- [8] Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 135. – P. 62–74.
- [9] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при фор-

мировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.

- [10] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.
- [11] Изох А.Э., Калугин В.М., Шелепаев Р.А., Вишневский А.В., Травин А.В., Оюунчимег Т. Ранне-средне-кембрийская Урэгнурская платиноносная пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор проявления раннепалеозойского плюма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН, г. Иркутск, 16–20 октября 2006 г. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 123–125.

ПОЛОЖЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И НОВЫЕ ДАННЫЕ

А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин, В.Ю. Брагин

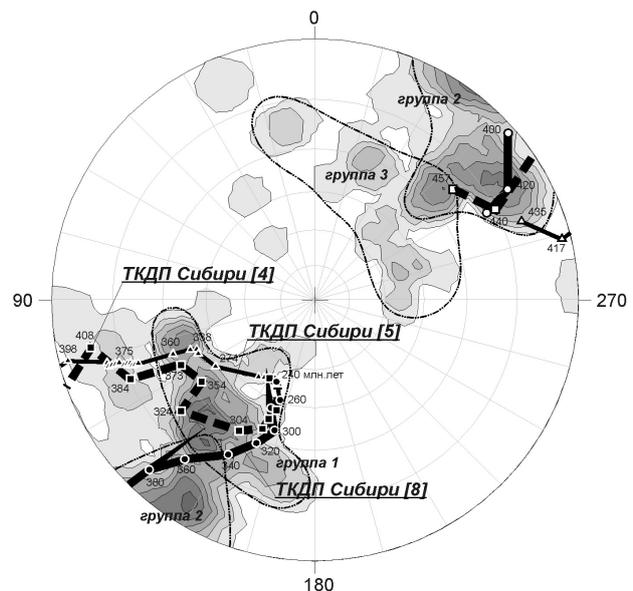
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, kaz@uiggm.nsc.ru

Проблема достоверности палеомагнитных данных для девонского интервала возникла еще в конце пятидесятих годов прошлого столетия, когда по лавам Шотландии были получены полюсы, позднее получившие название D-II, резко отличавшиеся от традиционных для Англии полюсов D-I [1]. Позднее было установлено, что для Русской платформы преобладают полюсы D-I, а для Сибирской – D-II [2]. При этом положение полюса D-I, как для Русской платформы, так и для других регионов земного шара, резко противоречит палеоклиматическим данным [3]. Многие исследователи предполагают, что истинное направление геомагнитного поля девона отражает полюс D-II, тогда как полюс D-I связан с региональным перемагничиванием девонских пород в позднепалеозойское время [1]. В связи с этим для палеогеографических реконструкций, как правило, используется положение полюса D-II. Тем не менее, набор палеомагнитных данных, близких к полюсу D-II, который использовали для построения Сибирской ТКДП А.Н. Храмов [4], а позднее М.А. Сметхурст с соавторами [5], также не находится в полном согласии с результатами палеоклиматических, палеоэкологических исследований и подвергается вполне обоснованной критике [6, 7]. Несколько лучше согласуется с имеющимся набором палеогеографических данных вариант ТКДП, предложенный Д.М. Печерским и А.Н. Диденко [8], но из-за крайне ограниченного числа использованных палеомагнитных определений для девонского интервала достоверность этого сегмента ТКДП неудовлетворительна. Проанализировав распределение девонских палеомагнитных полюсов для Сибирской платформы и ее обрамления, полученных к настоящему времени (всего 70 единичных определений из мировой базы палеомагнитных данных <http://www.ngu.no/dragon/Palmag/paleomag.htm>, а также публикации [9–12]), можно убедиться, что для этого региона существует не две, а как минимум три основные группы (рисунок).

1. Группа, тяготеющая к позднепалеозойскому интервалу ТКДП. Сюда в основном относятся палеомагнитные данные по породам, в которых обоснован метакронный характер намагниченности [9], а также большинство определений, выполненных в 50–60-е годы, в которых доказательство первичной природы намагниченности вызывает сомнение.

2. Группа, отвечающая варианту ТКДП Д.М. Печерского и А.Н. Диденко [8], в интервале от силура до карбона. В эту группу относятся палеомагнитные определения, в которых обоснованность первичной природы намагниченности существенно выше по сравнению с первой группой, однако их достоверность также не всегда высокая по современным критериям [7].

3. Группа «аномальных» полюсов, положение которых имеет достаточно большой разброс на сфере, но при этом не совпадает ни с одним из существующих вариантов ТКДП. При этом достоверность



Плотность распределения девонских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и ее обрамления. Максимум плотности (7.48) в точке с координатами 6° с.ш. 148° в.д., изолинии проведены через 1 и соответствуют значениям плотности от 1 до 7.

таких определений, по крайней мере, не ниже, чем для второй группы.

Следует также отметить, что распределение полюсов по группам слабо зависит от типа изученных пород или района опробования, что не позволяет объяснить различия в положении взаимными перемещениями блоков (для внутриплатформенных интрузий их просто нет) или особенностями формирования намагниченности конкретных типов пород. Для примера из числа наиболее надежных палеомагнитных определений в пределах изучаемого региона: полюс по нижнедевонским осадочным породам северной части Минусинского прогиба (положительный тест галек) [10] соответствует девонскому полюсу ТКДП А.Н. Храмова; полюс по среднедевонским андезитовым потокам южной части Минусинского прогиба (положительный тест отжига) [11] близок к девонскому полюсу ТКДП Д.М. Печерского и А.Н. Диденко, а полюс по породам черносопкинского сиенит-щелочно-габброидного комплекса Восточного Саяна (Ar/Ar даты и положительный тест складки) [12] отвечает «аномальной» группе.

Как видно из краткого обзора современного состояния исследований по данной проблеме, нет единого мнения ни на положение палеомагнитного полюса Сибирской платформы, ни на природу сосуществования различных групп палеомагнитных полюсов для девонского временного интервала. Таким образом, получение новых палеомагнитных данных, отвечающих современным требованиям надежности, является первоочередной задачей. Для ее решения нами выполнены палеомагнитные исследования девонских комплексов южного обрамления Сибирской платформы (Минусинская котловина), представляющих две категории объектов: 1) базальты, трахиандезиты и их туфы из нижнедевонского вулканогенного комплекса (матаракская свита и ее аналоги в районах с/х Бородино, п. Шарыпово и п. Тамбар); 2) долериты силлов и даек раннедевонского комплекса малых интрузий (оз. Матарак). Всего было отобрано 243 образца.

Лабораторные исследования проводились на базе палеомагнитной лаборатории Калифорнийского университета г. Санта-Круз (США). Образцы прошли ступенчатое размагничивание температурой или переменным магнитным полем до полного размагничивания. Ступенчатое размагничивание показало, что все изученные породы характеризуются сложным мультикомпонентным составом намагниченности. Направления доскладчатого характеристического компонента намагниченности (ChRM) удалось выделить только для 59 образцов коллекции. В остальных образцах намагниченность имеет послескладчатый возраст или ее направления распределены хаотически. Результаты палеомагнитных исследований приведены в таблице.

Палеомагнитные направления и координаты палеомагнитных полюсов девонских вулканических комплексов Южной Сибири.

Место отбора	Широта	Долгота	N	Dec	Inc	a95	ПШ	Plat	Plon
с/х Бородино	54.2	61.3	14	170.7	-29.5	12.2	-15.8	50.9	255.6
оз. Матарак	51.4	90.2	18	170.2	-38.4	13.0	-21.6	59.2	288.2
п. Шарыпово	55.5	89.6	18	184.5	-35.3	7.5	-19.5	53.8	262.4
п. Тамбар	55.6	88.6	9	157.9	-33.0	14.1	-18.0	48.8	301.6
среднее			4			15.9		54.8	303.9

Полученные палеомагнитные полюсы имеют хорошую сходимость с полюсами девонского черносопкинского комплекса [12] и кимберлитов трубки Удачная [13] и таким образом отвечают «аномальной» группе девонских полюсов Сибири. Реконструкция пространственного положения Сибирской платформы, выполненная по среднему полюсу, существенно отличается от традиционных палеомагнитных построений [2, 3], но вполне отвечает существующим палеогеографическим построениям на основе палеонтологических данных [6, 14].

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (проект ОНЗ 7.10.2).

- [1] Погарская И.А. Древняя намагниченность среднепалеозойских образований и ее связь с палеогеографией // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. – Л.: ВНИГРИ, 1981. – С. 46–55.
 [2] Khramov A.N., Rodionov V.P. Paleomagnetism and reconstruction of paleogeographic position of the

- Siberia and Russian plates during the Late Proterozoic and Paleozoic // *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. – 1980. – V. 32. – Supplement III, SIII, 23-SIII. – P. 37.
- [3] Храмов А., Гончаров Г., Комиссарова Р. и др. Палеомагнитология. – Л.: Наука, 1982. – 312 с.
- [4] Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. – Л.: ВНИГРИ, 1991. – С. 135–149.
- [5] *Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: From Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.* – 1998. – V. 43, № 1–2. – P. 1–24.
- [6] *Yolkin E.A.* Regular patterns of the Silurian-Devonian trilobite evolution and sedimentary TR cyclicity in the Altai-Salair marginal shelf sea // *The James Hall Symposium: Second International symposium on The Silurian System* (August 4–9, 1996). – Rochester: University of Rochester, 1996. – P. 106.
- [7] *Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1993. – 411 p.
- [8] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
- [9] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S.* 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, № 1. – P. 1–33.
- [10] Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – 52 с.
- [11] Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем и среднем девоне // *Физика Земли*. – 1996. – № 7. – С. 64–71.
- [12] 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. 663–677.
- [13] Шаронова З.В., Печерский Д.М., Спеццус З.В. Палеомагнитная оценка стадии серпентинизации кимберлитов и ксенолитов трубки Удачной // *Физика Земли*. – 1993. – № 4. – С. 69–75.
- [14] Елкин Е.А., Талент Дж.А., Киприянова Т.П., Грацианова Р.Т., Елкина В.Н. К выявлению пространственных соотношений блоков земной коры Северной Евразии в раннем девоне на основе количественных оценок палеобиогеографических связей между регионами // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 10–14 октября 2005 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. – С. 89–92.

О ПРОСТРАНСТВЕННОМ СОВМЕЩЕНИИ РАЗНОВРЕМЕННЫХ ЭТАПОВ АНОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ПОЯСА (МАЛЫЙ ХАМАР-ДАБАН, ХОНЗУРТАЙСКИЙ МАССИВ)

М.Э. Казимировский

Иркутск, Институт геохимии СО РАН, markiz@igc.irk.ru

Связанные с мантийными плюмами анорогенные (постколлизийные) гранитоиды Монголо-Забайкальского пояса (МЗП) давно привлекают внимание геологов. Как известно [1], здесь выделяются три (P_1 , P_2 -Т, и T_3) вулканоплутонических эпизода, причем нередко разновозрастные магматические продукты пространственно близко совмещены. Наиболее яркими примерами такого совмещения являются Харитоновский [2], Усть-Хилокский [3] и Брянский [4] массивы, расположенные в среднем течении р. Селенги. В Южном же Прибайкалье полихронных сиенит-лейкогранитных массивов с ассоциирующими синплутоническими базитами до сих пор известно не было.

Хонзуртайский кварцево-сиенит-лейкогранитный массив (ХМ) расположен на северо-западном фланге пояса, в нижнем течении р. Темник и его правого притока – р. Хонзуртай Он прорывает докембрийские и раннекембрийские метаморфизованные отложения иройской свиты и перекрывается мезозойскими вулканитами цаган-хунтейской свиты. Интрузия имеет близкую к треугольной форму, вскрыта эрозией не менее чем на 750 м по вертикали и занимает площадь около 350 км², узкой перемычкой соединяясь на юге с не менее крупным Таширским массивом, вытянутым в ВСВ направлении и сложенным теми же породами.

В работе [5] ХМ относится к P_2 - T_1 кудунскому (ныне [1] хоринскому) комплексу, но с тех пор как из состава последнего был выделен P_1 нижнеселенгинский комплекс [6] (по [1] – брянский), его возрастная позиция находится под вопросом.

В 2003 г. нами была установлена полихронная природа ХМ, причем этапов постколлизийной магматической активности на его площади проявлено три. Первый представлен кварцевыми сиенитами разной щелочности (рисунок, таблица), с которыми тесно ассоциируют мелкозернистые лейкограниты и габброиды синплутонической природы [7]; второй – комбинированными базит-сиенитоидными дайками разной мощности; третий – небольшими телами щелочных гранитов и маломощными дайками трахибазальтов-андезибазальтов, бостонитов и комендитов, секущими остальные породы. Вещественные особенности пород третьего этапа явно указывают на их принадлежность к хорошо изученным в районе (работы Б.А. Литвиновского, В.В. Ярмолюка, А.А. Воронцова и др.) образованиям цаган-хунтейской свиты и куналейского (цаган-хуртейского по [1]) комплекса, что и ограничивает верхнюю возрастную границу гранитоидов ХМ верхним триасом (207–213 Ма).

Амф-Би и Би кварцевые сиениты I этапа – крупно- и средне-крупнозернистые, часто порфирированные двуполевошпатовые породы, их структуру определяют крупные ксеноморфные зерна КПШ, (решетчатый пертитовый микроклин, реже ортоклаз), которые облекают и включают в себя более мелкие кристаллы других минералов. Таблитчатый олигоклаз № 25–30 (20–25 %) часто замещается ортоклазом, широко проявлены мирмекиты. Бурый или красновато-коричневый Би, иногда содержащий реликты синевато-зеленого Амф типа эденита или гасдингсита ($C:Ng=12-13^\circ$), слагает до 10–15 % породы; повсеместно фиксируется замещение по схеме Амф→Би(→Хл) +Сф+Мт. Кварц в виде интерстициальных выделений (от 5 до 15 %). Аксессуары минералы – Сф, Ап и Црк, иногда Орт.

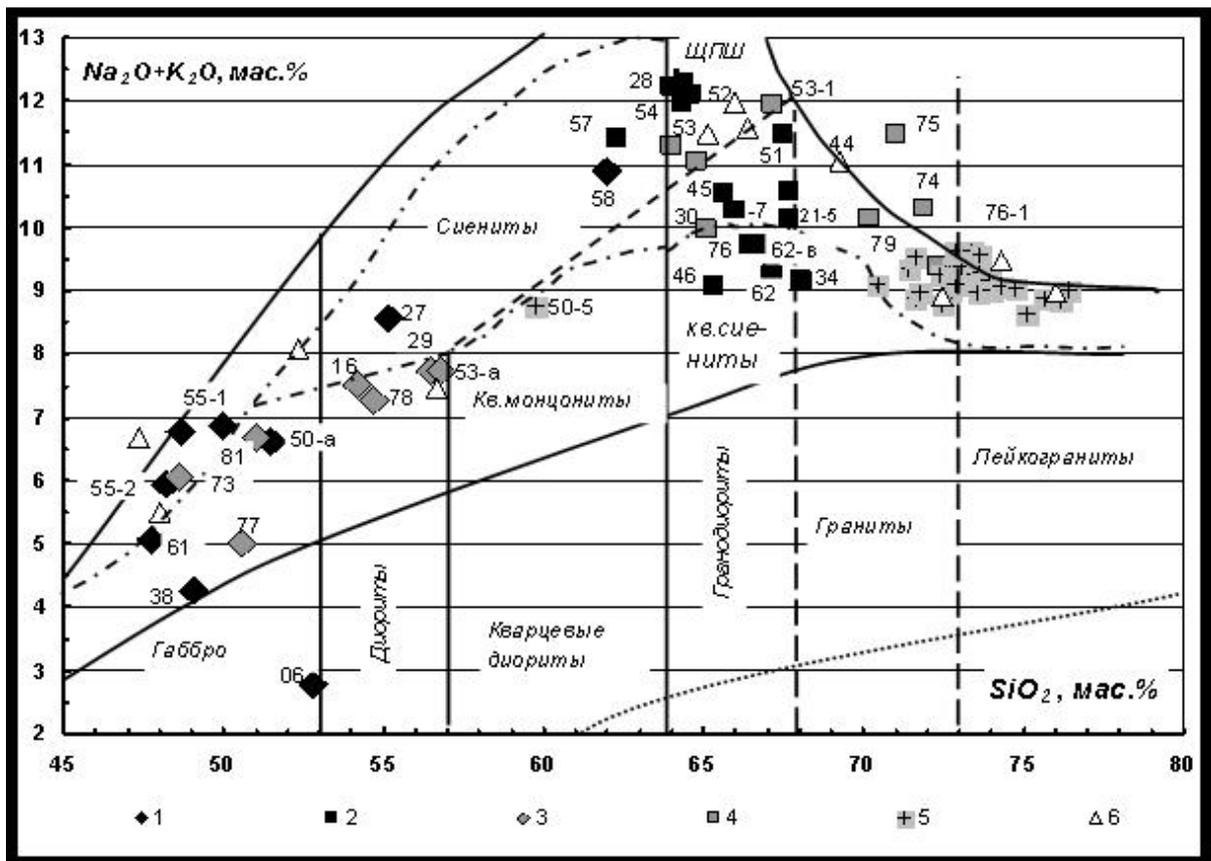
В поле развития этих пород отмечаются редкие обнажения более меланократовых порфирированных (до 50 % вкрапленников Пл до 5–7 мм) монцосиенитов (точки 27, 58 на рисунке) с 20–25 % КПир, интенсивно замещаемого красновато-бурым Би, единичными зернами Опир и 20–25 % мелкого ксеноморфного ортоклаза, корродирующего и замещающего Пл, часто с образованием мирмекитов. Обильные иглы Ап содержатся в виде пойкилитовых вростков не только в темноцветных минералах, но и в Пл. Эти участки трактуются нами как не полностью ассимилированные включения первично базитового состава и, согласно [8], указывают на образование

материнской для сиенитов монцосиенитовой магмы путем смешения кислых и субщелочно-базальтовых расплавов.

Свидетельства этого процесса можно наблюдать в береговых обнажениях р. Темник, где обнажается субгоризонтальная зона (мощностью в несколько десятков м) перехода от калишпатизированных Кпир-Амф габбро (внизу) к мелкозернистым Би-содержащим двуполевошпатовым лейкогранитам, вещественно близким к А-типу по Чаппелу. В зоне перехода, имеющей характер «переслаивания», эти лейкограниты также содержат меланократовые включения, ассимилированные в разной степени, вплоть до полной гомогенизации с образованием монцосиенитов (точка 50-5).

Кварцевые сиениты этапа I часто связаны постепенными переходами с более натровыми щелочно-полевошпатовыми разновидностями (точки 21-2, 28, 51, 52, 54, 57), почти нацело состоящими из призматических кристаллов микроклин- или ортоклаз-пертита с примесью зерен Кпир ($C:Ng=38-43^\circ$), замещаемого Амф-Би-Хл агрегатом с выделениями Мт и Сф. Эти разновидности сильно обогащены аксессуарным Црк. Обычно они залегают в виде мощных (до 200 м) субгоризонтальных «слоев» между кварцевыми сиенитами внизу и лейкогранитами вверху и являются, вероятно, продуктом флотации КПШ при кристаллизации кварцевосиенитового расплава.

Сиенитоиды комбинированных даек этапа II, в отличие от пород этапа I, содержат свежий эгирин-авгит, имеют более кислый состав (рисунок), повышенную калиевость (таблица), и не ассоциируют с лейкогранитами, прорывая либо кварцевые сиениты этапа I, либо вмещающую толщу [7]. В наиболее основных разновидностях (точки 53, 53-1) можно наблюдать небольшие



Положение составов пород ХМ на диаграмме $SiO_2-Na_2O+K_2O$.

1–2 – магматиты I этапа (1 – синплутонические габбро и гибридные монцосиениты, 2 – сиенитоиды, в т.ч. щелочнополевошпатовые); 3–4 – магматиты II этапа (3 – синплутонические габбро и гибридные габбро-диориты, 4 – сиенитоиды и граносиениты); 5 – лейкограниты обоих этапов; 6 – щелочные граниты и дайковые породы III этапа. Цифры около точек – номера проб (ссылки в тексте).

Средние петрогеохимические составы главных разновидностей пород ХМ (окислы – мас.%, редкие элементы – г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n	4	5	1	8	6	4	4	1	3	2	25
SiO ₂	49.46	52.28	52.31	66.62	64.52	65.27	71.35	69.23	65.82	75.15	73.02
TiO ₂	1.32	1.19	1.88	0.46	0.68	0.37	0.18	0.45	0.53	0.15	0.22
Al ₂ O ₃	17.66	17.64	17.53	16.64	17.98	16.72	14.68	15.94	17.07	13.38	14.08
Fe ₂ O ₃	4.51	3.33	3.73	1.42	1.96	1.30	0.73	1.68	2.46	0.99	0.92
FeO	5.06	5.10	3.66	1.59	0.95	1.31	0.88	0.65	0.84	0.47	0.80
MnO	0.13	0.13	0.14	0.08	0.10	0.05	0.04	0.09	0.15	0.03	0.03
MgO	5.24	4.32	2.64	0.69	0.26	0.82	0.27	0.05	0.18	0.06	0.28
CaO	6.81	7.10	5.28	1.74	0.73	2.25	1.00	0.16	0.22	0.19	0.75
Na ₂ O	3.20	3.64	4.87	4.22	5.38	3.21	2.78	5.51	6.29	4.62	3.32
K ₂ O	3.14	2.92	3.20	5.52	6.55	7.86	7.54	5.53	5.37	4.60	5.86
P ₂ O ₅	0.67	0.50	0.76	0.15	0.11	0.14	0.05	0.04	0.08	0.02	0.06
nnn	2.46	1.63	3.62	0.67	0.63	0.45	0.42	0.57	0.68	0.32	0.57
Σ	99.64	99.76	99.62	99.79	99.85	99.75	99.90	99.90	99.69	99.97	99.90
Li	43	39	23	27	5	11	6	14	61	5	16
Rb	96	80	53	145	99	220	192	180	220	190	202
Ba	1368	1119	1040	961	203	1390	658	40	38	40	490
Sr	1479	1169	816	412	74	787	294	23	34	49	214
F	1143	1350	1300	791	218	415	268	400	1100	238	410
Pb	11	12	24	27	21	24	31	23	44	22	26
Zn	100	105	85a	61	57	40	29	93	124	47	24
Co	35	23	14a	3.4	1.7	6.2	2.4	0.3	1.2	1.3	1.9
Ni	16	27	7.4	8.1	7.0	25	3.5	<3	7	16.0	4.66
Cr	28	35	40	11.0	16	19	7.3	<4	10	23	5
Ta	0.41	0.43		1.22	1.89	1.42	2.9	3.93	4.10		1.35
Nb	10.37	10.14	20.00	24.03	21.95	18.00	13.29	53.79	110.30	39.50	16.50
Zr	122	175	332	392	686	260	168	831	1631	346	227
Hf	2.28	3.36		8.40	13.17	6.41	4.16	17.57	18.51		5.68
U	1.55	1.42		3.35	1.07	2.62	2.35	3.68	5.50		2.40
Th	4.85	6.45		19.42	5.80	15.18	23.56	14.68	15.57		21.55
La	42.81	45.22		91.21	79.09	59.93	58.10	85.34	68.42		42.80
Ce	82.93	83.86		182.08	156.55	125.58	105.78	214.31	188.5		81.07
Pr	10.30	10.41		17.24	15.38	12.94	9.27	23.16	15.52		8.07
Nd	38.06	37.24		59.07	58.52	49.11	30.71	89.13	53.35		27.10
Sm	8.49	8.15		8.90	8.72	8.07	5.31	15.49	9.14		4.46
Eu	2.23	1.85		1.25	1.73	1.43	0.90	0.71	1.19		0.60
Gd	6.10	5.82		7.11	5.92	5.99	4.00	12.60	8.61		3.74
Tb	0.75	0.77		0.88	0.72	0.78	0.64	1.92	1.19		0.49
Dy	3.69	4.01		5.06	4.26	4.28	2.78	10.64	9.09		3.32
Ho	0.70	0.75		1.01	0.88	0.81	0.63	1.90	1.60		0.68
Er	1.75	1.94		2.96	2.31	2.28	1.87	5.65	4.95		1.99
Tm	0.25	0.30		0.42	0.34	0.32	0.28	0.90	0.87		0.31
Yb	1.67	1.93		3.00	2.40	2.10	1.76	5.17	5.68		2.24
Lu	0.24	0.28		0.46	0.41	0.30	0.24	0.72	0.84		0.34
Y	22.65	24.14		26.51	20.36	22.33	14.23	57.83	46.57		18.52

Обозначения к таблице: 1 – габбро-I; 2 – габбро-II; 3 – трахибазальт-III; 4 – кварцевые сиениты-I; 5 – щелочно-полевошпатовые кварцевые сиениты-I; 6 – щелочно-полевошпатовые кварцевые сиениты-II; 7 – граносиениты-II; 8 – щелочной гранит-III; 9 – щелочные трахидацит-порфиры-III; 10 – комендиты-III; 11 – лейкограниты обоих этапов нерасчлененные.

(до 10хп см) округлые меланосиенитовые обособления (53-а) с размытыми очертаниями, пропитанные зернами щелочного полевого шпата, и «теневые» участки обогащения биотитом, развивающимся по амфиболизованному КПир. Это явление обычно для ранних фаз сиенитоидных комплексов и объясняется [2, 3] тем, что формирование родоначальных субщелочных магм и здесь происходило при смешении базальтоидных расплавов верхнемантийных очагов и обра-

зовавшихся под их тепловым воздействием выплавок кислого состава. При этом геологическая позиция сиенитоидов-II и некоторые различия в геохимии минералогически идентичных лейкогранитов ХМ заставляют предполагать, что в данном случае переплавлению подвергались не столько вмещающие породы метаморфической «рамы», сколько лейкограниты, выплавившиеся из нее на этапе I.

Таким образом, проведенные наблюдения распространяют базовые представления о широком участии мантийных расплавов в формировании постколлизийных сиенит-лейкогранитных серий на Малохамардабанский сегмент МЗП, а также подтверждают разработанную в [8] модель MFC (mixing and fractional crystallization), согласно которой сиенитоиды анорогенных гранитоидных серий являются продуктами фракционной кристаллизации гибридных монцонитоидных или монцосиенитовых расплавов – продуктов смешения субщелочно-базальтовой и лейкогранитной (а не сиенитовой) магм. Пространственное же совмещение разновременных этапов постколлизийного магматизма связано, очевидно, с наличием в пределах МЗП участков литосферы, наиболее проницаемых для тепловых и флюидных потоков, генерируемых в мантии в процессах постколлизийного рифтогенеза ([1] и другие работы цитированных авторов, и не только их).

- [1] Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1243–1261.
- [2] Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Беа Ф. Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит-гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье) // Геохимия. – 1994. – № 8–9. – С. 1180–1199.
- [3] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. – 1995. – Т. 3. – С. 133–157.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Титов А.В. и др. Первые данные о крупнейшем щелочно-гранитоидном плутоне в Монголо-Забайкальской провинции // Докл. РАН. – 1996. – Т. 350, № 2. – С. 235–238.
- [5] Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П. и др. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск: Наука, 1981. – 318 с.
- [6] Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г. Раннепермский этап гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. – 1991. – № 11. – С. 27–36.
- [7] Казимировский М.Э. Синплутонические базиты позднепалеозойских сиенит-лейкогранитных комплексов Южного Прибайкалья // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. – Иркутск, 2007. Т. 2. – С. 109–115.
- [8] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М. Условия образования сиенитовой магмы анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитная серия Забайкалья // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 5. – С. 483–508.

КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА НЮРБИНСКАЯ: ПРИМЕР ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СОПРЯЖЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВОГО И БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А.И. Киселев

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

Среднепалеозойский магматизм Вилюйского рифта вместе с зонами его динамического влияния характеризуется разнотипностью и разнофациальностью проявления. Гомогенность магматизма в осевой части рифтов, представленного дериватами базальтовой магмы, и его гетерогенность на С-3 плече, выраженная в виде протяженного (до 700 км) Вилюйско-Мархинского дайкового пояса долеритов (ВМДП) и двух дискретных полей кимберлитов в рамках единого цикла тектонотермальной активности, вынуждают допускать разную реакцию гетерогенной литосферы на вещественное и термомеханическое воздействие подлитосферного источника. При этом наиболее высокая базальтовая продуктивность ограничивается местами максимальных растягивающих напряжений в сегментах утоненной литосферы, ослабленных рифейским рифтогенезом.

В пределах ВМДП массовые проявления базитового магматизма предшествовали кимберлитовому и только в Накынском поле в трубке Нюрбинская установлена более поздняя фаза базитов [1, 2]. Здесь кимберлиты прорваны дайкой долеритов с широкой вариабельностью в их составе калия (от 1.5 до 7.0 мас.% K_2O), связанной с дополнительным привнесом этого элемента во время низкотемпературного метасоматического преобразования базитов. Высококалиевые базиты являются специфическими образованиями, локально проявленными среди магматитов ВМДП. Обычно они встречаются в виде даек и жилообразных тел, пространственно сопряженных с кимберлитоконтролирующими разломами. Эти породы нередко подвергнуты тектонической и, что важно отметить, флюидно-взрывной дезинтеграции и в ряде случаев являются составной частью базитовых эксплозивных брекчий. В них такие процессы, как хлоритизация, карбонатизация, калишпатизация и амфиболизация, проявлены более интенсивно. Носителями калия в породах являются калиевый полевой шпат, псевдоморфно заместивший микровкрапленники плагиоклаза, а также присутствующий в межзерновом матриксе.

Дайка долеритов в контуре кимберлитовой трубки Нюрбинская является уникальным объектом для выявления природы высококалиевых базитов. Ее краевые части сложены витрофировыми и микропорфировыми разновидностями, нередко с высоким содержанием калия. Структурные разновидности долеритов порой обнаруживают между собой сложные отношения, отражающие динамику остывания и кристаллизации расплава, – от среднезернистых в центральных частях тела до тонкозернистых и скрытокристаллических в приконтактовых частях. Наряду с этим отмечаются вероятные элементы ликвации, а также признаки пульсационного внедрения расплава при становлении дайки. Главные породообразующие минералы долеритов представлены плагиоклазом (лабрадором), клинопироксеном, реже – оливином до 5–10 % и кварцем, акцессорные – апатитом, титаномагнетитом и ильменитом. В отношении кремнезема отмечается вариабельность от недосыщенных кремнеземом (оливинсодержащих) до насыщенных кварцсодержащих долеритов и монцитит-порфиоров. Последние связаны с завершающим поступлением насыщенного кремнеземом расплава в тело базитовой дайки.

Интрузивные контакты между кимберлитами и базитами четкие, ровные, местами извилистые. Отмечаются случаи отторжения базитовым расплавом кимберлитового субстрата. Визуально существенного реакционного воздействия расплава на кимберлит не обнаружено. Определение химического и фазового состава минералов в зоне контакта показало, что экзоконтактовая зона кимберлита испытала высокотемпературное воздействие со стороны базитового расплава. В кимберлитовой приконтактовой зоне мощностью 4–5 мм порода полностью сложена тальк-серпентиновой минеральной ассоциацией. По составу серпентин характеризуется повышенным содержанием глинозема, что присуще серпентинам, образующимся при высоких Р-

Т параметрах и обычно встречающимся в ультраосновных породах высокобарических комплексов. По данным термического анализа серпентина из приконтактной зоны температура эндозфекта кривой равна 740 °С, что характерно для антигоритов: антигоритовая природа серпентина из экзоконтакта также подтверждена рентгенометрическим анализом. Тальк-антигоритовая ассоциация образуется в результате перекристаллизации серпентинизированных альпинотипных гипербазитов при температуре выше 500 °С. Таким образом, установленные признаки высокотемпературной переработки кимберлита в зоне контакта однозначно свидетельствуют о более позднем внедрении базитового расплава.

Высококалиевые афанитовые базиты из базитовых трубок взрыва в Мирнинском кимберлитовом поле были отнесены к «субформации калиевых базальтов и пикритобазальтов» [3]. Обоснование первично-магматической природы этих образований в основном базировалось на петрохимических данных обломков базитов их эксплозивных брекчий, в разной степени претерпевших вторичные низкотемпературные изменения. Полученные нами данные позволяют связывать высококалиевую специализацию и повышенную магнезиальность некоторой части обломков базитов из эксплозивных брекчий и сопряженных с ними интрузивных тел главным образом с их низкотемпературным метасоматическим преобразованием, сопровождаемым привнесением калия, магния и ряда других элементов низкотемпературными растворами.

В Накынском кимберлитовом поле нами установлены переходы от массивных микродолеритов через зоны трещиноватости к телам эксплозивных брекчий мощностью от первых до десяти метров и более в краевых частях даек. Здесь отмечаются незакономерные вариации содержания калия как по разрезам массивных микродолеритов от типичных, характерных для средних составов интрузивных базитов ВМДП (1.3–1.6 мас.% K₂O), до высококалиевых (3–5 мас.% K₂O), так и среди их обломков из брекчий (от 1.5 до 7.0 мас.% K₂O). В последних высокое содержание калия (иногда до 10 мас. %) связано с брекчированием базитов, что обеспечивало их более глубокое метасоматическое преобразование дренирующими калий- и магнийсодержащими растворами. Постмагматическое обогащение базитов магнием не вызывает особых сомнений. В неизмененных долеритах содержание MgO редко превышает 6 мас. %. Чаще оно варьируется в пределах 3–5 мас. %. Наиболее вероятен привнос магния в базиты растворами, частично мобилизуемыми этот элемент из доломитизированных нижнепалеозойских известняков после внедрения базитов. Проблема источника калия гораздо сложнее. На завершающем этапе развития базитового магматизма ВМДП изредка отмечается появление сложных даек долеритов, центральные части которых сложены монцонит-порфирами с отчетливой калиевой специализацией (3.52–5.96 мас.% K₂O) по отношению к смежным субщелочным долеритам, в которых натрия преобладает над калием. Другими возможными источниками калия могли быть нижнепалеозойские алевропелиты (K₂O до 4 мас.%), контактирующие с базитами, а также венд-кембрийский подмерзлотный водоносный комплекс, представленный ритмично переслаивающимися непроницаемыми глинистыми и пористыми карбонатными породами с зонами соленых вод и зонами залегающих ниже рассолов. Воды верхнекембрийского подмерзлотного водоносного комплекса являются крепкими рассолами хлоридного магниевое-кальциевого состава (233 г/дм³), в которых среди катионов присутствуют ион кальция (441000 мг/дм³), ионы натрия и калия (суммарное содержание 21408 мг/дм³), ион магния (14166 мг/дм³). Среди анионов преобладает хлорид-ион (152295 мг/дм³) [4]. Исследованиями Ботубинской геолого-разведочной экспедиции в Накынском районе установлена современная обводненность разломов, а также наличие прямой гидравлической связи обводненной зоны кимберлитов и базитов в трубке Нюрбинская с межмерзлотным (250–350 м) и подмерзлотным (370–900 м) верхнекембрийскими водоносными комплексами. Проявление базитового магматизма сопровождалось прогревом интрузивами вмещающих осадочных пород, интенсивной разгрузкой подземных вод по контактовым зонам и повышением концентрации в них растворенных компонентов. Воздействие на базиты и эксплозивные брекчий водных растворов, варьирующихся как по составу, так и по количеству содержащихся в них компонентов, могло обеспечивать повышение содержания в породах в одних случаях только магния, в других – калия или того и другого вместе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64043).

[1] Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынско-го кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. – 1998. – № 12. – С. 1693–1703.

- [2] Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта // Отечественная геология. – 2002. – № 4. – С. 40–45.
- [3] Ротман А.Я., Серенко В.П. Петрологические особенности базитов трубок взрыва Западной Якутии // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 175–183.
- [4] Алексеев С.В. Криогенез подземных вод и горных пород (на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. – 119 с.

КОРРЕЛЯЦИИ СКОРОСТИ ПОТОКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ЭПИЗОДЫ СИНХРОНИЗАЦИИ

А.В. Ключевский

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

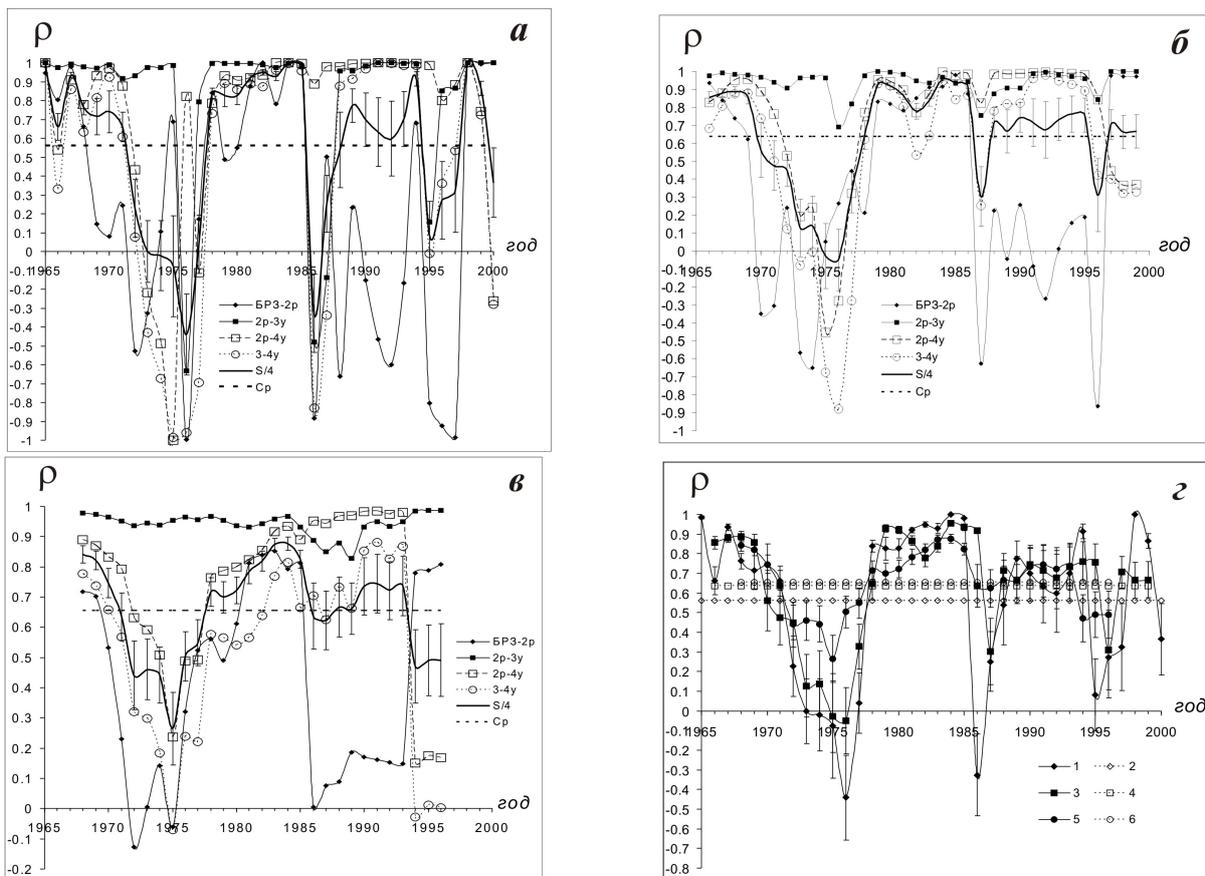
Корреляционный анализ относится к наиболее распространенным методам изучения отношений между элементами сложной динамической (геодинамической) системы. Для исследования корреляции скорости сейсмического потока в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) использованы временные ряды годовых чисел представительных землетрясений N с энергетическим классом $K_p \geq 8$ [1], произошедших с 1964 г. по 2001 г. в Байкальском регионе и входящих в него трех районах и шести участках. Деление территории выполнено в соответствии со схемой регионализации, используемой при исследовании напряженно-деформированного состояния литосферы и сейсмичности в БРЗ [2]. Первый район расположен на юго-западном фланге Байкальского региона, второй – в центральной части БРЗ, а третий – на северо-востоке региона. Участки получены делением территории районов примерно пополам, а отсчет номеров ведется с юго-запада на северо-восток. Отрезок времени в 38 лет разделен на выборки длиной в три года (L_3), пять (L_5) и десять (L_{10}) лет, и по реализациям одной длины вычислены коэффициенты парной корреляции ρ сравниваемых территорий. Временной сдвиг между выборками землетрясений равен нулю, шаг расчетов равен одному году, а полученное значение ρ приписано середине временного интервала каждой реализации. Используемый подход позволяет выделить эпизоды когерентности скорости сейсмического потока различных территорий, которые указывают на синхронизацию сейсмических процессов при положительных высоких коэффициентах корреляции, наблюдаемых в это время. Для статистической оценки значимости наблюдаемых явлений в сейсмическом процессе вычислены суммы годовых значений коэффициентов корреляции S , нормированные на число коррелируемых пар n , и стандартное отклонение σ . Участки графиков с высоким уровнем нормированной суммарной корреляции S/n при небольших σ детерминируют эпизоды когерентности скорости потока землетрясений в регионе. Под когерентностью понимается согласованное протекание во времени и в пространстве нескольких колебательных процессов, проявляющихся при их сложении.

Анализ вариаций ρ выборок годовых чисел землетрясений БРЗ, района 1 и участков 1, 2 показал, что при L_3 высокие положительные значения коэффициента корреляции ($\rho > 0.6$) одновременно во всех четырех парах исследуемых территорий наблюдаются в 1971–1972, 1981–1982, 1988, 1990 и 1996 годах и выделяются на графике $S/4$. При увеличении длины реализации графики смещаются в область положительных значений ρ , повышенный уровень корреляции наблюдается на всех графиках в начале 1980-х годов и в 1989 году и хорошо выделяется в виде максимумов на графике $S/4$. Эпизоды синхронизации потока землетрясений в литосфере БРЗ, 1-го района и 1, 2-го участков имеют небольшую длительность, а максимальный эффект когерентности приурочен к концу 1970-х – началу 1980-х годов. Для временного ряда 1964–2001 годы коэффициенты корреляции составляют $\rho_{01}=0.56$, $\rho_{0(1)}=0.54$, $\rho_{0(2)}=0.14$ и $\rho_{1(1)}=0.99$, $\rho_{1(2)}=0.01$ и $\rho_{1(2)}=-0.11$, где индексы 0 и 1 соответствуют БРЗ и 1-му району, а индексы в скобках указывают номер участка. Повышенная корреляция скорости потока толчков в первом районе и первом участке отражает тот факт, что основная часть землетрясений первого района произошла в пределах первого участка.

Исследование годовых чисел землетрясений БРЗ, 2-го района и 3, 4-го участков показало, что при L_3 высокие положительные значения коэффициента корреляции наблюдаются в 1967–1968, 1978–1985 и 1998–1999 годах (рисунок). При увеличении длины реализации повышенный уровень корреляции наблюдается на всех графиках в конце 1960-х и начале 1980-х годов. Эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере БРЗ, 2-го района и 3, 4-го участков имеют небольшую длительность, а максимальный эффект когерентности сейсмического процесса наблюдается в конце 1960-х и в конце 1970-х – начале 1980-х годов. Для вре-

менного ряда 1964–2001 годы коэффициенты корреляции составляют $\rho_{02}=0.72$, $\rho_{0(3)}=0.74$, $\rho_{0(4)}=0.16$ и $\rho_{2(3)}=0.97$, $\rho_{2(4)}=0.43$ и $\rho_{3(4)}=0.20$.

Анализ вариаций ρ выборок годовых чисел землетрясений БРЗ, 3-го района и 5, 6-го участков показал, что при L_3 высокие положительные значения коэффициента корреляции одновременно во всех парах исследуемых территорий наблюдаются в 1967–1968, 1971, 1978, 1981–1982, 1996–1997 и 1999–2000 годах. При увеличении длины реализации повышенный уровень корреляции наблюдается на всех графиках в 1966–1967 и 1982–1983 годах. Эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в литосфере БРЗ, 3-го района и 5, 6-го участков имеют небольшую длительность, а максимальный эффект когерентности сейсмического процесса проявляется в первой половине 1980-х годов. Для временного ряда 1964–2001 годы $\rho_{03}=0.79$, $\rho_{0(5)}=0.79$, $\rho_{0(6)}=0.36$ и $\rho_{3(5)}=0.98$, $\rho_{3(6)}=0.54$ и $\rho_{(56)}=0.36$.



Вариации коэффициента парной корреляции ρ , нормированной суммарной корреляции $S/4$ и средние уровни $S/4$ выборок годовых чисел N землетрясений БРЗ, 2-го района (2р), 3 и 4 участков (3у и 4у)

а, б и в – коэффициенты парной корреляции ρ вычислены при длине реализации в три года, пять и десять лет соответственно; **г** – маркеры характеризуют графики нормированной суммарной корреляции $S/4$ (1, 3 и 5) и ее среднегодового уровня C_p (2, 4 и 6) при длине реализации три года, пять и десять лет соответственно.

Исследование годовых чисел землетрясений БРЗ и шести участков показало, что при L_3 высокие положительные значения коэффициента корреляции одновременно во всех шести парах исследуемых территорий наблюдаются в 1968 и 1981 годах и выделяются максимумами на графике $S/6$. При увеличении длины реализации графики смещаются в область положительных значений ρ , и повышенный уровень корреляции наблюдается преимущественно на всех графиках в 1966–1968 и 1980–1983 годах. Эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений в

литосфере БРЗ и шести участков имеют небольшую длительность, а эффект максимальной когерентности сейсмического процесса проявляется в конце 1960-х и в первой половине 1980-х годов на всех графиках $S/6$. Для временного ряда 1964–2001 годы коэффициенты корреляции составляют $\rho_{0(1)}=0.54$, $\rho_{0(2)}=0.14$, $\rho_{0(3)}=0.74$, $\rho_{0(4)}=0.16$, $\rho_{0(5)}=0.79$, $\rho_{0(6)}=0.36$.

Корреляционный анализ различной длины реализаций чисел землетрясений дает возможность обнаружить эффекты когерентного нарастания скорости сейсмического потока на территории Байкальского региона, трех районов и шести участков, существенно разнесенных в пространстве, в периоды геодинамической активизации литосферы БРЗ [2]. Основные эпизоды синхронизации скорости потока толчков наблюдаются в конце 1960-х и в начале 1980-х годов. Эпизод синхронизации скорости потока землетрясений в начале 1980-х годов выделяется продолжительностью и уровнем корреляции, что дает возможность рассматривать его в качестве доминирующего явления в литосфере БРЗ за исследуемый интервал времени. Наблюдаемые эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений свидетельствуют, что перестройки напряженно-деформированного состояния литосферы приводят к активизациям сейсмичности, которые происходят примерно в одно время в различных областях БРЗ, формируя в хаотическом пространственно-временном распределении региональной сейсмичности кратковременное повышение скорости потока толчков. Если учесть результаты работы [2], в которой показано повышение числа групп толчков и числа роевых землетрясений в это время в зонах структур-аттракторов, то становится понятна природа пространственно-временной синхронизации наблюдаемой сейсмичности. Она обусловлена, скорее всего, ростом числа слабых роевых сейсмических событий в БРЗ, которые, в свою очередь, вызваны перестройкой напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы в результате происходящих в ней синергетических процессов [3].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-97206 р_Байкал, 06-05-64120-а).

- [1] *Голенецкий С.И.* Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 228–235.
- [2] *Ключевский А.В.* Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 5. – С. 65–78.
- [3] *Ключевский А.В.* Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 1. – С. 96–100.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

С.Н. Коваленко, С.А. Анисимова

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

После хорошо известных значительных успехов, связанных с созданием плейттектонической гипотезы, дальнейший прогресс в изучении тектоносферы Земли ожидается при исследовании деформационных процессов на континентах, в первую очередь в складчатых областях. Поэтому расшифровка механизмов и эволюции деформаций складчатых регионов в настоящее время является приоритетной в мировой геологии.

Байкало-Патомская дуга представляет собой прекрасный объект для проведения таких исследований. В пределах этого региона комплекс пород, включающий раннедокембрийский кристаллический фундамент и перекрывающий его позднедокембрийский чехол, смят в дуговую систему с богатым набором структурных форм различного порядка, что позволяет изучать в её пределах как отдельные структурные элементы, так и их парагенезы, устанавливая закономерности их смены во времени и пространстве.

Байкало-Патомская складчатая область представляет собой дугообразно изогнутый к северу мегаантиклинорий. В нем выделяется внешняя – Ангаро-Ленско-Патомская – и внутренняя – Мамско-Бодайбинская – складчатые зоны, разделенные системой антиклинорных структур. Подобные дугообразные структуры являются неотъемлемым элементом многих складчатых областей различного возраста, происхождение и внутреннее строение которых постоянно и оживленно дискутируются.

Большинство исследователей [1–5 и мн. др.] полагают, что локальные складки Байкало-Патомской системы являются складками полной голоморфной складчатости общего продольного смятия. По их мнению, об этом свидетельствует строгая линейная ориентировка складок, узость и вытянутость их форм и некоторые другие закономерности. Главной причиной формирования такой складчатости считаются тангенциальные напряжения со стороны Байкало-Патомской горной области при существенной роли вертикальных движений крупных блоков кристаллического фундамента. На некоторых участках, в частности в пределах Ангаро-Ленского прогиба, формирование складок связано с соляной тектоникой и пластическими свойствами глинистых и сульфатных пород нижнего кембрия.

Дополнительные структурно-парагенетические исследования с детальным геометрическим анализом элементов залегания слоистости района позволили несколько по-иному расположить главенствующие приоритеты в происхождении складчатости. Крупные структуры первого порядка (прогибы, крупные впадины, поднятия) были обусловлены подвижками блоков фундамента. Структуры второго порядка (антиклинальные и синклинальные зоны) в пределах Ангаро-Ленского прогиба и частично, вероятно, в пределах Патомского возникли в результате гравитационного сползания осадочных толщ на склонах структур первого порядка – антиклинальные, в пределах центральных частей отрицательных структур – синклинальные, а в пределах центральных частей положительных – поднятия (Пеледуйское, Тонодское). Причем при заполнении крупных впадин формируется своеобразный чешуйчато-линзовидный структурно-вещественный парагенезис, состоящий из узких, часто острозамковых частных симметричных и асимметричных, иногда антивергентных антиклиналей или валов и обширных пологих асимметричных синклиналей или мульд со специфическим вещественным выполнением. Этот парагенезис структур постепенно мигрирует в сторону растущего поднятия, выравнивая склон до гравитационно-устойчивого состояния. В пределах Патомского прогиба картина та же самая, но главенствующую роль в окончательном оформлении облика складчатых структур сыграли тангенциальные тектонические напряжения, которые в пределах Ангаро-Ленского прогиба захватили только Приленскую зону линейных складок. Эта складчатость значительно затушевала первичные гравитационно-оползневые структуры прогиба.

Результаты геометрического анализа элементов залегания слоистости по всему району

(анализировались генерализованные элементы, полученные с частных диаграмм) показали, что залегание шарниров складок синклиналильных зон довольно выдержанное и составляет 50° , угол погружения 2° (рис. 1, а), а антиклиналильных зон имеет более широкий разброс с тридцатиградусным несовпадением главных максимумов с шарнирами синклиналильных зон (рис. 1, б). Распределение элементов залегания по периферии диаграммы указывает на то, что первичное, додеформационное, положение слоистости осадочных толщ было субгоризонтальным.

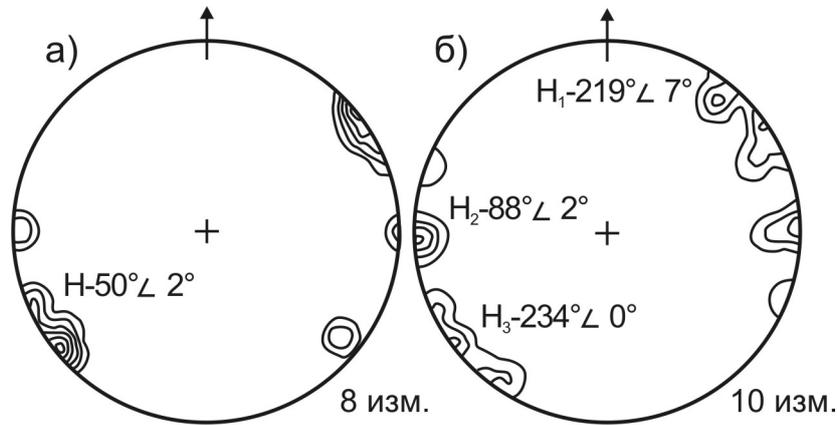


Рис. 1. Диаграммы генерализованных ориентировок шарниров складок синклиналильных (а) и антиклиналильных (б) зон.

Аналогичная картина и по ориентировкам генерализованных залеганий осевых плоскостей складок. Правда, здесь осевые плоскости значительно ближе по характеру распределения и по ориентировке (рис. 2, а, рис. 2, б).

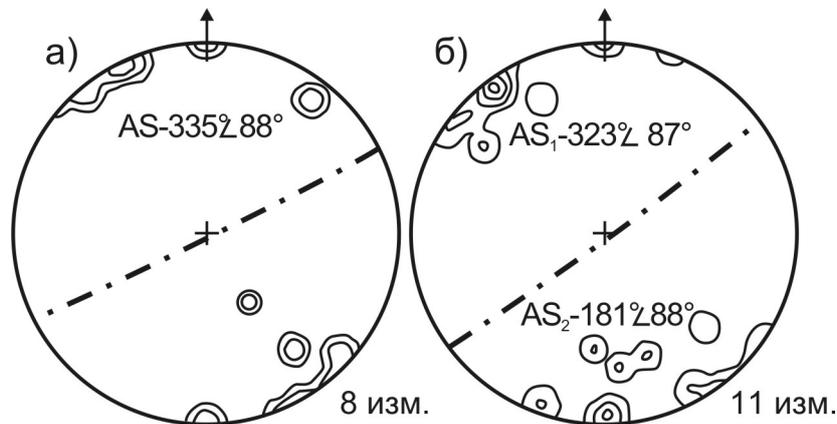


Рис. 2. Диаграммы генерализованных ориентировок осевых плоскостей складок синклиналильных (а) и антиклиналильных (б) зон.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 07-05-00537), Интеграционной программы РАН–СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и при финансовой поддержке Университета Париж-6 (проект «Patom Study»).

[1] Никольский Ф.В. Морфология и генезис складок северной окраины Байкало-Патомского нагорья и Приленского плато: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1975. – 33 с.

- [2] *Рязанов Г.В.* О генезисе складчатости Патомской зоны и Уринского поднятия // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 273, № 3. – С. 682–685.
- [3] *Иванов А.И., Рязанов Г.В.* Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1992. – 88 с.
- [4] *Синцов А.В.* Структурно-кинематический анализ Байкало-Патомского пояса в связи с проблемой его происхождения // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 9. – С. 917–926.
- [5] *Синцов А.В.* Структурно-вещественные комплексы Байкало-Патомской складчатой дуги и корреляция геологических событий в её внешней и внутренней зонах // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 48–60.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В РАННЕКАЛЕДОНСКОМ СУПЕРТЕРРЕЙНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

*И.К. Козаков**, *В.П. Ковач**, *В.В. Ярмолюк***, *Е.Б. Сальникова**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan@ik4843.spb.edu

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

Проведены геологические, геохронологические (U-Pb датирование единичных зерен и микроанализ циркона) и Nd изотопно-геохимические исследования гранитоидов и метаморфических пород Байдарикского блока фундамента Дзабханского микроконтинента. Установлено, что становление метаморфического пояса дистен-силлиманитовой фациальной серии в зоне сочленения Байдарикского блока и позднерифейского (~665 млн лет) офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны отражает развитие вендской (~560–570 млн лет) активной континентальной окраины. Метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, наиболее интенсивно проявленный в юго-восточной части Байдарикского блока, коррелируется с развитием раннепалеозойской (525–540 млн лет) активной континентальной окраины, связанной с развитием вендских океанических бассейнов и островных дуг Озерной зоны. Ранее, исходя из представлений о вендском (~570 млн лет) возрасте офиолитов Баянхонгорского комплекса, предполагалось что коллизионный процесс и связанный с ним метаморфизм происходили на рубеже венда–кембрия.

Исходя из комплекса новых геологических и геохронологических данных, можно предложить принципиальную схему развития геодинамических обстановок, с которыми связаны процессы вендского и раннепалеозойского регионального метаморфизма в Байдарикском блоке. В позднем рифее в интервале около 1.0–0.73 млрд лет назад в окраинных частях Родинии происходило образование рифтогенных структур и, как следствие, отделение ее фрагментов (континентальных блоков с дорифейским основанием), а в пределах океанического бассейна в обрамлении Родинии – заложение вулканических дуг, островов, задуговых и междуговых бассейнов, то есть коры переходного типа. Породы, сформированные в этот период, и продукты их разрушения наряду с раннедокембрийскими породами кратонов в дальнейшем, в конце позднего рифея–венда, выступали в качестве фундамента континентальных блоков (микроконтинентов) с рифейским основанием и как источник метатерригенных пород. В соответствии с принятыми реконструкциями мы предполагаем, что Байдарикский блок располагался в периферической части Родинии. За счет размыва пород нижнего докембрия, представленных в основании Дзабханского микроконтинента, шло накопление толщ ульзитгольского комплекса. По мере удаления в сторону палеоокеанической области увеличивалась роль внешнего более молодого источника – рифейской коры переходного типа, и именно здесь формировались метатерригенные толщи комплекса, включаемого в состав Байдарикского. В конце позднего рифея (680–650 млн лет) в палеоокеанической области происходило формирование вулканического плато. По-видимому, в этот период в ходе рифтогенеза, с которым связано последовательное отделение блоков от суперконтинента Родиния, происходило внедрение даек высокотитанистых базитов в толщи Дзабханского микроконтинента и его обрамления, включая тацаингольский комплекс. К рубежу около 570–560 млн лет произошло преобразование пассивной континентальной окраины Дзабханского микроконтинента в активную и становление поздневендского низкоградиентного метаморфического пояса в ульзитгольском и тацаингольском комплексах. Завершение этого метаморфизма в глубинном сечении активной континентальной окраины фиксируют граносиениты и пегматоидные граниты с возрастом около ~565 млн лет. В настоящее время нельзя однозначно сказать, произошла ли в этот период коллизия Байдарикского блока, вулканического плато и островной дуги, фрагменты которых представлены в позднерифейском офиолитовом комплексе Баянхонгорской зоны, разделяющей Хангайский и Байдарикский блоки. Возможно, современная картируемая структура зоны сочленения обу-

словлена более поздними сдвиговыми дислокациями. Этот вопрос остается открытым, пока надежно не установлен возраст островодужного комплекса, локализованного между офиолитами Баянхонгорской зоны и метаморфическими породами Байдарикского блока по Улдзийтолу. Однако можно полагать, что после завершения низкоградиентного метаморфизма северо-западная (в современных координатах) часть Байдарикского блока перестала развиваться в режиме активной континентальной окраины. В этот же период фиксируется образование венд-раннепалеозойских бассейнов, вулканических островов, островных дуг, представленных в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской зонах западного и юго-западного обрамления Тувино-Монгольского массива и Дзабханского микроконтинента. Проявление высокоградиентного метаморфизма, наиболее интенсивного в краевых частях этих континентальных блоков, свидетельствует о переходе к режиму активной континентальной окраины. В этот период позднебайкальские метаморфические комплексы повышенного давления (тацаингольский, моренский и другие) были сочленены с венд-нижнекембрийскими толщами шельфового чехла континентальных блоков и совместно с ними вовлечены в процессы высокоградиентного метаморфизма.

В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Дзабханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. Вероятно, мы можем расположить Байдарикский блок примерно у современной северной окраины Сино-Корейского кратона. Можно полагать, что в процессе распада Родинии и трансформации ее в Пангею Дзабханский микроконтинент перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны (включая блоки Северного и Южного Китая, Тарима). В конце позднего рифея (~650 млн лет) в направлении Сибири начался дрейф континентальных масс (и Дзабханского микроконтинента в том числе). В ходе этого дрейфа был сформирован раннекаледонский композитный континент (супертеррейн), в который был впаен позднебайкальский Дзабханский микроконтинент. Совмещение разнородных фрагментов позднерифейской–кембрийской литосферной оболочки Земли в единый композитный террейн связывается со столкновением фрагментов суперконтинента Родиния и его рифейского шельфа с разновозрастными (вендскими и позднерифейскими) системами вулканических дуг и океанических лавовых плато (или океанических островов). Это столкновение, сопровождавшееся субдукционными и обдукционными процессами, происходило в несколько этапов. Установленный вендский этап в интервале около 560–570 млн лет характеризуется проявлением процессов низкоградиентного метаморфизма. Становление раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии в ходе общей аккреции сопровождалось региональным высокоградиентным метаморфизмом на рубеже около 500 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-65340, 05-05-64000) и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

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

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

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса на протяжении фанерозоя неоднократно проявлялись процессы континентального рифтогенеза. Наибольшего масштаба они достигли в позднем палеозое и мезозое, при этом более молодые рифтовые зоны, как правило, наследуют положение более древних. Среди позднепалеозойских рифтовых зон выделяются следующие: Гоби-Тяньшаньская, Главного Монгольского линеамента, Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская–Западно-Забайкальская. Две последние рифтовые зоны стали ареной наиболее крупных мезозойских рифтогенных событий. В пределах других позднепалеозойских рифтовых зон также отмечаются отдельные мезозойские грабены. В структурном отношении позднепалеозойские – мезозойские зоны рифтогенеза приурочены к сутурным зонам в допозднепалеозойском фундаменте Центрально-Азиатского складчатого пояса. Рассмотрим строение и положение каждой из рифтовых зон в отдельности.

Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона протягивается в широтном направлении вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня (с запада на восток: г. Атас-Богд, Цаган-Богд, хр. Тост, Ноён, районы сомонов Номгон, Хан-Богд, Хувсгэл) на расстояние более 1000 км и образована цепочкой грабенов шириной до 40 км и протяженностью до 200 км. В строении грабенов участвует вулканоплутонический бимодальный базальт-комендит-пантеллеритовый комплекс мощностью до 1200 м, с которым ассоциируют массивы щелочных гранитов и пояса даек бимодальной ассоциации. Вулканиды согласно перекрываются толщей конгломератов и песчаников мощностью до 1000 м. Учитывая то, что терригенная толща за пределы полей распространения вулканических пород практически не выходит, ее можно рассматривать как результат заполнения рифтовой долины продуктами разрушения ее бортов после прекращения вулканической активности. Время формирования бимодального комплекса определяется интервалом 318–290 млн лет назад [1], а возраст песчанико-конгломератовой толщи оценивается по флоре – поздняя пермь–триас [2].

Мезозойский этап рифтогенеза Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны проявился в ее восточной части в районе Улугей-хида и сомона Улан-Бадрах в пределах протяженного грабена, выполненного трахибазальтами, трахитами, трахириолитами с возрастом 140–120 млн лет, которые согласно перекрыты меловыми осадками.

Структурная позиция Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны контролируется сутурной зоной, которая трассируется выходами офиолитовых комплексов Заалтайской Гоби, хр. Немергет, Дзойлен, Гурван-Сайхан. Эта сутура отделяет пояс Южно-Монгольских герцинских структур, включающих офиолитовые, островодужные образования, комплексы океанических плато и аккреционных призм на севере, от рифейских структур Южно-Гобийского микроконтинента на юге.

Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента протягивается вдоль южного фаса хребтов Гобийского Алтая и на восток в район сомона Мандах на 800 км. Строение позднепалеозойских рифтогенных комплексов принципиально не отличается от такового в Гоби-Тяньшаньской зоне. Время проявления магматизма оценивается интервалом 290–309 млн лет [3]. Мезозойский магматизм в этой зоне проявлен локально.

Само название рифтовой зоны Главного Монгольского линеамента говорит, что процессы рифтогенеза здесь протекали в зоне сочленения пояса Южно-Монгольских герцинид с каледонидами Центральной Монголии. В пределах этой зоны сближены среднепалеозойские офиолитовые комплексы герцинид и ранне-среднепалеозойские карбонатные и терригенные толщи каледонид.

Гоби-Алтайская рифтовая зона представлена практически непрерывной цепью разновоз-

растных грабенов, протянувшейся вдоль всей системы хребтов Гобийского Алтая (хр. Хан-Тайшир, район сомона Чандомань, хр. Баян-Цаган, Хара- и Дунд-Аргалинту, Ихе-Богдо и Арц-Богдо) на расстояние около 800 км при ширине до 50 км. Одна система грабенов сформировалась в пермское время (286–271 млн лет [3]), когда здесь протекал бимодальный базальт-трахириолит-комендитовый вулканизм со щелочными гранитами и поясами даек. Мощность вулканических образований достигает 3 км. В мезозое здесь возникла другая система грабенов, вложенных в грабены первой генерации. Магматизм протекал в несколько этапов в интервале ≈ 140 –90 млн лет назад. Продукты мезозойской рифтогенной активности представлены крупными вулканическими полями и отдельными штоками щелочных базальтоидов и реже трахитов, фонолитов, меланефеленитов, карбонатитов и риолитов. Мощности вулканических толщ достигают 1000 м. Интересной особенностью мезозойских вулканических толщ Гоби-Алтайской рифтовой зоны является широкое распространение внутриозерных излияний с гиалокластитами и шаровыми лавами мощностью до 200 м, которые чередуются с нормальными аэральными вулканитами и озерными осадками. Такое чередование свидетельствует о длительном развитии грабенов и нескольких этапах прогибания.

В структурном плане грабены позднепалеозойской и мезозойской Гоби-Алтайской рифтовой зоны тесно связаны с сутурной границей, протянувшейся между офиолитами Долины озер (Хантайширская и Ихе-Богдинская офиолитовые зоны) и жестким блоком Гобийского Алтая, где преимущественно распространены ранне- среднепалеозойские карбонатные и терригенные породы.

Северо-Монгольская–Западно-Забайкальская рифтовая область (система рифтовых зон) развивалась в три этапа – позднепалеозойский, раннемезозойский и позднемезозойский. В позднем палеозое (≈ 270 –250 млн лет) возникла цепь грабенов, к которой приурочены базальтовые лавовые поля Орхон-Селенгинского прогиба, бимодальные вулканические толщи среднего течения рек Эгийн-Гол, Бугсэйн-Гол, Идэр, хр. Хан-Хухей, а также крупные массивы щелочных гранитов и граносиенитов: Нумургинский, Тосон-Цэнгельский, Баян-Нурский, Брянский, Хоринский. В раннем мезозое (230–190 млн лет [3]) в пределах этой же цепи грабенов произошло подновление ранее сформированных и заложение новых грабенов. Процессы рифтогенеза сопровождались интенсивным магматизмом, продуктами которого стали бимодальные вулканические толщи цаган-хуртейской серии, а также массивы щелочных гранитов, таких, как Харитоновский, Ермаковский и др. В позднем мезозое (165–100 млн лет) базальтовый и бимодальный магматизм был сопряжен с развитием новой генерации грабенов, наложенной как на позднепалеозойские, так и на раннемезозойские рифтогенные структуры. Эта генерация грабенов включает Тугнуйский, Мало-Хамардабанский, Хилокский, Хамбинский и другие грабены.

Структурная позиция Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой области определяется ее связью с протяженной зоной субширотных разломов, возникшей между Тувино-Монгольским и Баргузинским докембрийскими террейнами (северное обрамление) и Тарбагатайским (Хангайским) и Хентейским террейнами (южное обрамление). К этой зоне тяготеют также выходы офиолитовых комплексов Джидинской и Удино-Витимской офиолитовых зон, возникших между указанными группами террейнов на ранних стадиях развития каледонид и расплюснутых между ними в ходе раннекаледонской аккреции.

Имеющиеся данные свидетельствуют, что процессы континентального рифтогенеза, неоднократно проявлявшиеся в геологической истории Центральной Азии, были связаны с одними и теми же протяженными системами разломов. Общей чертой этих систем разломов является их принадлежность к границам сутурного типа, возникшим между блоками литосферы с разной геологической историей. Это позволяет рассматривать их в качестве крупнейших литосферных границ, корни которых достигали подошвы литосферы. В периоды проявления внешнего воздействия (в том числе со стороны конвектирующей мантии) на литосферу Центральной Азии вдоль этих границ формировались сдвиги и проявлялись процессы растяжения с образованием грабенов в поверхностных структурах. Нарушение сплошности литосферы вдоль этих границ должно было стать основной причиной для формирования в их пределах каналов для подъема мантийных магм. Все это предопределило унаследованность в размещении зон континентального рифтогенеза в Центральной Азии как результат сохранения в течение всего фанерозоя глубинных структурных неоднородностей на древних литосферных границах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований

ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и грантов РФФИ 07-05-00622, 05-05-64000, 07-05-90100.

- [1] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 2. – С. 218–224.
- [2] Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др. Возраст комендит–щелочно-гранитных ассоциаций Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 9. – С. 40–48.
- [3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Воронцов А.А., Саватенков В.М. Позднепалеозойская – раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 197–237.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ БАЗИТОВ КОТУЙСКО-ОЛЕНЕКСКОГО КОМПЛЕКСА УДЖИНСКОГО АВЛАКОГЕНА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

К.М. Константинов*, Е.П. Петухова*, А.Н. Кузьменок*, Д.П. Гладкочуб**

*Айхал, Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» petrophys@amgre.alrosa-mir.ru

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

Пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) связаны с характером движения Сибирской платформы (СП). Принято считать, что формирование структуры фундамента СП завершилось на рубеже 1.85 млрд лет [1]. Получение палеомагнитных данных по СП для более позднего времени (мезо- и неопротерозоя) является актуальной задачей, так они как отражают траекторию кажущейся миграции полюса единого Сибирского кратона, а не разрозненных блоков, входящих в его структуру. Наиболее древние геологические образования СП обнажаются в пределах поднятий, разделенных более поздними опусканиями (депрессиями) и рифтами (авлакогенами). Одним из примеров подобного древнего опускания является Уджинский авлакоген.

Уджинский авлакоген относится к рифейскому структурному ярусу и представляет собой линейный грабенообразный прогиб [2]. Его протяженность достигает нескольких сотен километров. Мощность рифейских осадков в Уджинском авлакогене превышает 2000 м. Разрез рифейской осадочной толщи начинается органо-

генными доломитами и брекчиями терригенных пород (уктинская и унгуохтахская свиты), вмещающими субсогласные тела основного состава и горизонты базальтовых туфов. Средняя часть разреза представлена органогенными доломитами (хапчаньрская свита). Верхние части разреза сложены преимущественно терригенными образованиями (конгломераты, гравелиты, алевролиты и песчаники), относимыми к уджинской свите верхнего рифея. Рифейские осадочные толщи Уджинского авлакогена интродуцированы дайками долеритов котуйско-оленекского комплекса среднего рифея (1200–1300 млн лет), которые явились объектом исследований.

Первые петрофизические и палеомагнитные исследования на территории Уджинского авлакогена проведены в начале 80-х гг. прошлого столетия Г.Г. Камышевой. По силе котуйско-оленекского комплекса р. Уджа получен палеомагнитный полюс, который можно оценить как предварительный. Нами (Амакинская ГРЭ и ИЗК СО РАН) в 2006 г. проведены *полевые работы* по отбору ориентированных штуфов долеритов котуйско-оленекского комплекса в бассейне р. Уджа ($\varphi=71^\circ$ с.ш., $\lambda=117^\circ$ в.д.). Коллекцию образцов представляют долериты из восьми обнажений, причем по двум из них отобраны вмещающие породы и породы зон экзоконтакта. Штуфы отбирались в современной и древней системе координат. Из штуфов выпиливались по три кубика с ребром 20 мм [3].

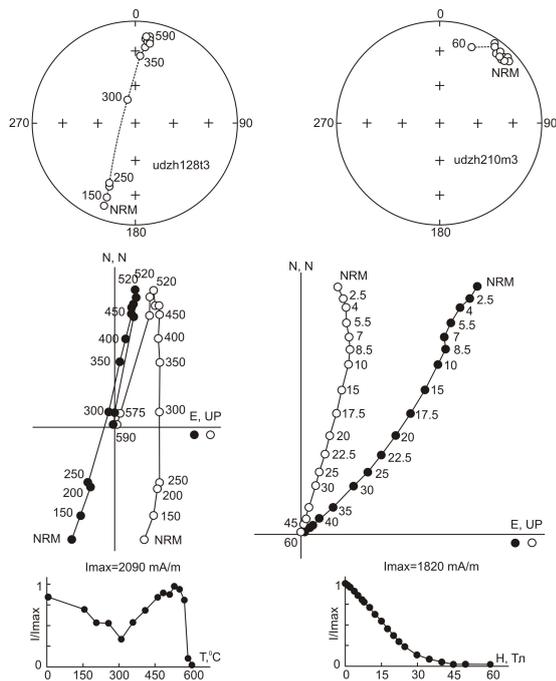


Рис. 1. Лабораторные эксперименты по размагничиванию температурой и переменным магнитным полем долеритов котуйско-оленекского комплекса Уджинского поднятия (стратиграфическая система координат). Стереограммы: черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН. Диаграммы Зийдervельда, черные/светлые кружочки – проекции векторов ЕОН на горизонтальную/вертикальную плоскости.

Лабораторные работы включали измерения объемной плотности на T310R, естественной остаточной намагниченности (ЕОН) на JR-4 и JR-5a, магнитной восприимчивости α на KLY-2 и анизотропии магнитной восприимчивости на KLY-3s. Специальные магнито-минералогические исследования температурной зависимости I_s проведены на анализаторе магнитной фракции. Палеомагнитные исследования по изучению компонентного состава ЕОН выполнены с использованием установок MMTD-80 (терморазмагничивание) и AF-Demagnetizer (размагничивание переменным магнитным полем) по общепринятой методике [3].

Характеристическая ЕОН долеритов котуйско-оленекского комплекса обнаружена в четырех обнажениях (3 по силлу и 1 по дайке). В обр. udzh128t3, после снятия вязкой компоненты, она надежно фиксируется в интервале температур 520–600 °С, прямыми, сходящимися в начало координат диаграммы Зийдервельда (рис. 1). У части образцов, как обр. udzh210m3, характеристическая намагниченность магнитоустойчивая. Полученные палеомагнитные направления приведены в таблице.

Палеомагнитные направления и полюс базитов котуйско-оленекского комплекса $\gamma\beta R_2 k_0$

№ пп	Система координат	N	Dcp, °	Jcp, °	k, ед.	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp/dm, °	fm, °
1	Древняя	38 (2)	33	-15	17.6	5.7	8	264	3.0/5.8	-8
2	Современная	38 (2)	35	-14	17.4	5.7	9	262	3.0/5.8	-7

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

Полученный полюс сопоставим с данными по Уэтгяхскому силлу Оленекского поднятия [4]. Интерпретация данных допускает рассматривать два варианта (рис. 2). Первый вариант интерпретации палеомагнитных данных допускает, что возраст изученных базитов составляет ~1800 млн лет. Второй вариант соответствует более молодому возрасту, отвечающему интервалу поздний рифей – венд [5, 6].

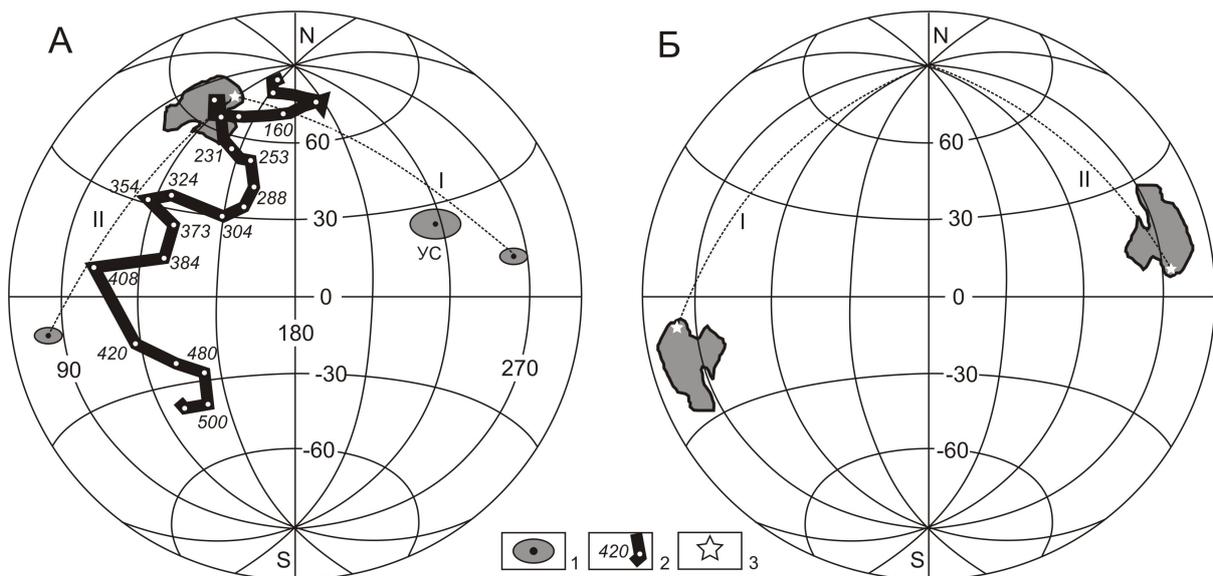


Рис. 2. Положения палеомагнитных полюсов (А) и реконструкции (Б) на момент внедрения базитов котуйско-оленекского комплекса (1250±50 млн лет). I – виртуальный полюс с овалом доверия; 2 – фанерозойская траектория миграции полюса СП [7], цифра – возраст в млн лет; 3 – район работ; I и II – варианты, соответствующие положению северного магнитного полюса. УС – Уэтгяхский силл Оленекского поднятия [4].

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2-х кн. – М.: Недра, 1990.
- [2] Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 226 с.
- [3] *Палеомагнитология* / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
- [4] Константинов К.М., Писаревский С.А., Вингейт М., Сунцова С.П., Мишенин С.Г., Гладкочуб Д.П., Хузин М.З., Убинин С.Г., Кузьменок А.Н. Палеомагнетизм протерозойских силлов Якутии (Оленекское поднятие) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент: Материалы международного семинара. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. – С. 135–139.
- [5] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для второй половины раннего протерозоя // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент: Материалы международного семинара. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. – С. 128–134.
- [6] Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. канд. дис. – Иркутск, 1998. – 18 с.
- [7] Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. – Л., 1991. – 125 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ ОСНОВНОЙ МАССЫ И МЕГАКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

С.И. Костровицкий, Н.В. Алымова, Д.А. Яковлев

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

Кислород в ряду других элементов является основным в составе породообразующих минералов верхней мантии. В этой связи понятна важность задачи исследования изотопной систематики кислорода как для петрогенеза мантийных пород, так и для изучения мантийных источников формирования магматических пород. Установлено, что изотопный состав кислорода (величина $\delta^{18}\text{O}$) может служить реперным показателем глубинности образования той или иной магматической системы. Модельные расчеты изотопного фракционирования для разных полиморфных фаз минералов позволили предсказать [3] следующую последовательность ^{18}O -обогащения: пироксен $(\text{Mg,Ca,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ > оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ > шпинель $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ > ильменит $(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$ > перовскит $(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$. Предполагая изотопное равновесие в масштабе Земли и определенную ее химическую структуру, автор наметил следующую последовательность слоев Земли в порядке утяжеления изотопного состава кислорода: ядро < нижняя мантия < переходная зона < верхняя мантия < нижняя кора < верхняя кора. Более детальные исследования были выполнены для пород, слагающих литосферную мантию. Чрезвычайно важный вывод был сделан английскими исследователями [1] о практической инвариантности значений $\delta^{18}\text{O}$ для разных минералов мантийных ксенолитов. Например, для оливина независимо от принадлежности разным фациям перидотитов (шпинель-, гранат-, алмазсодержащим) авторы приводят усредненное значение 5.18 ± 0.28 ‰. Более ограниченно число работ по изотопному составу кислорода в минералах из кимберлитов (нам известно только одно исследование [2], касающееся низкохромистых мегакристов граната из южно-африканских кимберлитов). Основная цель настоящего исследования – установить возможные вариации изотопного состава кислорода при кристаллизации оливина в кимберлитовой системе, начинающейся с мантийных глубин (образование мегакристной ассоциации) и завершившейся в приповерхностных трубочных условиях (кристаллизация минералов основной массы). Дополнительно нами были изучены мегакристы граната, пикроильменита и флогопита.

Исследования проведены, преимущественным образом, на материале из блока кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Далдынское поле), отличающегося уникальной сохранностью неизменного оливина. Для исследований были также использованы минералы из кимберлитов трубок Комсомольская-Магнитная, Новинка и Поисковая (Верхнемунское поле) и пикроильменит из мантийного ксенолита трубки Обнаженная (Куойкское поле). Изотопный анализ кислорода в гранатах выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом фторирования с использованием BfF_5 и применением инфракрасного непрерывного Nd-YAG лазера ($\lambda=1.064 \mu\text{m}$, CW, 100W) для разогрева пробы. Точность метода (1σ) составляет 0.1 ‰ ($n=5$) для международных стандартов NBS-28, NBS-30. Вес анализируемых монофракций граната составлял 1–2 мг. Измерение $\delta^{18}\text{O}$ проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с двойной системой напуска. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ для образцов составила 0.1 ‰.

Установлены следующие закономерности в распределении значений $\delta^{18}\text{O}$:

1. Оливин основной массы, отличающийся идиоморфизмом зерен, характеризуется заметно облегченным составом кислорода по сравнению с мегакристным оливином (соответственно средние значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют 4.76 и 5.03 ‰).
2. Изотопный состав мегакристов граната ($\delta^{18}\text{O}$) варьируется в пределах интервала 4.8–5.1 ‰, что характеризует его как более облегченный по сравнению с мегакристами из других кимберлитовых провинций Мира [2]. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ для последних авторы приводят равным 5.24 ± 0.15 ‰.
3. Мегакристный пикроильменит характеризуется более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с пикроильменитом из мантийных ксенолитов (3.5–3.8 и 3.3–3.4 ‰ соответственно).
4. Изотопный состав кислорода для мегакриста флогопита (5.3 ‰) оказался наиболее утяжеленным по сравнению с другими мегакристными минералами.

Следует заметить, что кимберлиты содержат разные по происхождению мегакристы оливина, отличающиеся содержанием фаялитового компонента. Наиболее высокомагнезиальные (6–7 % Fa) разновидности, принадлежащие дунит-гарцбургитовому парагенезису, характеризуются более утяжеленным составом по сравнению с более железистым оливином. Предполагается, что установленные различия изотопного состава для минералов связаны с различиями в изотопном составе астеносферного и литосферного источников (первый – с более облегченным кислородом), которые явились основными при формировании кимберлитов. Некоторые из выводов основаны на непредставительном количестве анализов. Необходимы дополнительные исследования для их подтверждения.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64981, интеграционных проектов СО РАН № 21 и РАН ОНЗ-2.

- [1] *Mattey D., Lowry D., Macpherson C.* Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1994. – V. 128. – P. 231–241.
- [2] *Schulze D.J., Valley J.R. et al.* Oxygen isotope variations in Cr-poor megacrysts from kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2001. – V. 65, № 23. – P. 4375–4384.
- [3] *Zheng Y.-F.* Prediction of high-temperature of oxygen isotope fractionation factors between mantle minerals // *Phys. Chem. Minerals.* – 1997. – V. 24. – P. 356–364.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РЕПЕРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*А.Б. Котов**, *С.Д. Великославинский**, *А.А. Сорокин***, *Е.Б. Сальникова**, *А.М. Ларин**,
*Т.В. Беляков**, *И.В. Анисимова**, *С.З. Яковлева**

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

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

Формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является результатом длительной и сложной эволюции одного из самых больших океанов в истории Земли – Палеоазиатского, существование которого охватывает период времени более чем в 700 млн лет. В настоящее время ЦАСП является полигоном, где сосредоточены усилия многих геологов, направленные на решение кардинальных проблем современной геологии и петрологии, и в том числе проблемы формирования, эволюции и скорости роста континентальной коры в докембрии и фанерозое. В результате выполненных на сегодняшний день систематических геохронологических и изотопно-геохимических исследований выделены изотопные провинции и намечены основные этапы формирования континентальной коры западного сегмента ЦАСП [1], а также сопредельных частей Сибирского кратона и Джугджуро-Становой складчатой области [2]. Восточный сегмент ЦАСП в этом плане изучен пока еще весьма фрагментарно, что значительно затрудняет разработку непротиворечивых интегрированных геодинамических моделей эволюции континентальной коры этого крупнейшего подвижного пояса. В частности, в настоящее время практически отсутствуют надежные геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволяющие выделить изотопные провинции и наметить основные этапы формирования континентальной коры Амурского супертеррейна (микроконтинента), который является одним из главных структурных элементов восточной части ЦАСП. В свою очередь, наименее изученным «звеном» Амурского супертеррейна являются предположительно докембрийские магматические и метаморфические комплексы, которые рассматриваются как его «фундамент». Наиболее полно они представлены в пределах восточной части Аргунского (Гонжинский блок) и южной части Буреинского (Амурский блок) террейнов. В настоящем сообщении обсуждаются новые геохронологические и изотопно-геохимические данные, полученные для амурского и бекетского магматических комплексов, которые на сегодняшний день относятся к числу реперных докембрийских магматических комплексов соответственно Амурского и Гонжинского блоков.

Амурский комплекс представлен довольно крупными линзообразными телами метагаббро, которые совместно с вмещающими породами амурской серии участвуют в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Согласно существующим представлениям метагаббро амурского комплекса имеют позднеархейский возраст. Однако U-Pb методом по циркону для них получена оценка возраста кристаллизации 486 ± 18 млн лет. Эта оценка возраста в пределах ошибки совпадает с оценками возраста гранулитового метаморфизма массива Дзямуси [3], связанного с панафриканским орогеническим событием, что подтверждает представление о «гондванском» происхождении по крайней мере Буреинского террейна Амурского супертеррейна.

Бекетский комплекс. В пределах Гонжинского блока гранитоиды бекетского комплекса слагают два крупных массива – Бекетский и Верхнегонжинский, а также многочисленные мелкие штокообразные тела размером до 0.5 км, сосредоточенные главным образом в его северной части. В составе этого комплекса преобладают расланцованные амфибол-биотитовые кварцевые диориты, реже отмечаются расланцованные амфибол-биотитовые гранодиориты и диориты. Для амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива U-Pb методом по циркону получена оценка возраста кристаллизации 124 ± 1 млн лет. Таким образом, не вызывает сомнений то, что его формирование связано не с раннепротерозойским, как это считалось ранее, а с мезозойским этапом геологического развития северной части Амурского супертеррейна

ЦАСП. В свою очередь, мы имеем все основания полагать, что структурно-метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, наложенные как на гранитоиды Бекетского массива, так и на породы гонжинской серии, также имеют не раннепротерозойский, а мезозойский возраст.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований показывают, что гранитоиды Бекетского массива характеризуются $T_{Nd}(DM)=1.0-1.1$ млрд лет и отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)=-1.9 \dots -4.8$. По изотопному составу Nd они отвечают рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии [1]. Формирование гранитоидов Бекетского массива связано с переработкой пород континентальной коры, которые обладали в среднем позднепротерозойским Nd модельным возрастом. Это могли быть как породы континентальной коры позднепротерозойского возраста, так и смесь пород ювенильной континентальной коры раннепалеозойского и (или) мезозойского возраста и пород более древней континентальной коры, вероятно, раннепротерозойского возраста.

Для гранат-биотитовых гнейсов гонжинской серии (метаграувакки), вмещающих гранитоиды Бекетского массива, получена оценка $T_{Nd}(DM)=1.6$ млрд лет. Это свидетельствует о том, что метаосадочные породы гонжинской серии имеют возраст не древнее 1.6 млрд лет. Иными словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии трудно соотносить с раннепротерозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, как это принято в существующих стратиграфических схемах.

Возраст гранитоидов бекетского комплекса и соответственно возраст метаморфизма гонжинской серии несколько моложе возраста последнего эпизода регионального метаморфизма, проявленного в породах становой серии (140 млн лет [4]), и практически совпадает с возрастом гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса. Это позволяет предполагать, что метаморфические преобразования, проявленные в породах бекетского комплекса и гонжинской серии, связаны с заключительными стадиями коллизии Амурского микроконтинента и южной части Сибирского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00627, 07-05-00147), НШ-4732.2006.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и Президиума ДВО РАН (проект 06-1-ОНЗ-115).

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.
- [2] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Докл. РАН. – 2006. – Т. 410. – С. 91–94.
- [3] Wilde S.A., Wu F., Zhang X. Late Pan-African magmatism in northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. – 2003. – 122. – P. 311–327.
- [4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН. – 2006. – Т. 409. – С. 222–226.

ДВА ТИПА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО)

Н.Н. Крук, Г.А. Бабин**, Е.А. Крук*, П.А. Серов****

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

**Елань, Новокузнецкий район, Кемеровская область, ФГУПП «Запсибгеолсъёмка», babin_ga@mail.ru

***Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

Вопросы формирования и эволюции континентальной коры привлекают в последние десятилетия пристальное внимание ученых. Разработанные на сегодняшний день геохимические модели предполагают, что в постархейское время формирование коры происходило в ограниченном объеме, а основным источником ее формирования служили магматические породы окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (островных дуг и активных континентальных окраин).

Качественно иной механизм формирования континентальной коры установлен для ряда регионов Центральной Азии. Спецификой эволюции этого обширного региона являлось многократное причленение (аккреция) к окраинам Сибирского и Северо-Китайского кратонов, наряду с микроконтинентами и островодужными сооружениями, фрагментов палеоокеанических поднятий и в той или иной степени деформированных осадочных бассейнов, сформированных на океанической коре. Масштабы этого явления столь велики, что дали основание В.В. Ярмолюку с соавторами определить их как специфический центрально-азиатский тип формирования континентальной коры. Особенности формирования этого типа коры рассматриваются ниже на примере раннепалеозойских образований западной части АССО.

В венд-раннепалеозойской структуре этого региона выделяются две главных тектонических единицы. Первая – это протяженная система венд-раннекембрийских вулканоплутонических поясов, маркирующих островные дуги, заложенные на океаническом основании [1 и др.]. Вторая – это фрагменты палеоокеанических поднятий и океанических плато, сложенные вулканогенными и вулканогенно-терригенными толщами с карбонатными «шапками» и перекрытые в той или иной степени чехлом позднекембрийско-раннеордовикских турбидитов. При большой мощности перекрывающих осадков такие блоки диагностируются в современной структуре как фрагменты турбидитовых палеобассейнов, океанический фундамент которых проявляется лишь фрагментарно, в виде мелких тектонических блоков или включений в аккреционных призмах [2, 3 и др.].

Вулканическая составляющая островодужных толщ представлена преимущественно известковистыми базальтами и андезибазальтами с пониженными содержаниями фосфора и калия, имеющими отчетливо выраженные «надсубдукционные» характеристики: избирательное обогащение крупноионными (Ba, Sr) и обеднение высокозарядными (Nb, Zr, Hf) элементами. В подчиненном количестве (не более 30 %) присутствуют более кислые породы (андезиты, дациты, риолиты), отвечающие по вещественному составу породам низкоглиноземистых (по [4]) тоналит-трондьемитовых серий андезитового ряда, формирование которых было связано с процессами частичного плавления океанического основания островной дуги. По изотопному составу Nd основные и кислые породы близки: для них характерны $(\epsilon(Nd)_t = +4...+6$ и модельный возраст 0.6–0.8 млрд лет.

Усредненный состав осадочных пород близок к андезиту. В петрохимическом отношении от состава «валовой» континентальной коры он отличается пониженными содержаниями титана, магния и калия, а также слабо повышенной глиноземистостью.

Редкоэлементный состав рассматриваемых осадочных пород по сравнению с «валовой» континентальной корой (по [5]) характеризуется пониженными содержаниями редких и высокозарядных элементов: Zr (15–60 г/т), Hf (0.3–1.2 г/т), Th (0.8–1.6 г/т) и U 0.7–1.4 г/т). Концентрации РЗЭ в них также значительно ниже среднекоровых (суммарные содержания РЗЭ 43–91 г/т, $(La/Yb)_N = 2.3–4.5$) и соответствуют «нижнекоровому» уровню. В целом состав изученных пород приближается к составу континентальной коры по оценке [6]. Изотопные характеристики

осадочных пород идентичны островодужным вулканитам. Сопоставление геохимических характеристик вулканических и осадочных пород дает основание утверждать, что формирование терригенных толщ происходило за счет размыва вулканических построек и не сопровождалось значительным привнесом материала извне. Таким образом, формирование аккреционно-островодужной коры происходило по «бимодальному» механизму, причем базитовая часть имела мантийную природу, а кислая составляющая была ремобилизована из уже существующих объемов коры (океаническое основание островной дуги).

Базальты палеоокеанических поднятий по вещественному составу варьируются от MORB до OIB и имеют ($\epsilon(\text{Nd})_t$ от +3 до +7 [3, 7 и др.]). Перекрывающие их позднекембрийские–раннеордовикские турбидиты по своему химизму резко отличаются от осадков, ассоциирующихся с островодужными вулканитами. Суммарные содержания РЗЭ возрастают до 120–180 г/т, нормированные отношения La/Yb составляют 5.6–9.0; уменьшается глубина Nb минимума, содержания Zr достигают 200 г/т, Hf – 5.8 г/т, Th – 9 г/т, U – 3 г/т, фиксируя значительное увеличение в составе осадков корового компонента. Средневзвешенный состав толщ по кремнекислотности отвечает кварцевому диориту, а по содержанию большинства петрогенных компонентов является промежуточным между составами валовой и верхней континентальной коры по [5].

Значения параметра $\epsilon(\text{Nd})_t$ в разных блоках колеблются от +2 до –6 [8], фиксируя существенные различия в источниках сноса. Вместе с тем, в сравнении с раннекембрийскими островодужными осадочными толщами позднекембрийские–раннеордовикские осадки более титанистые, более железистые и фосфористые и существенно менее магнезиальные. Перечисленные особенности состава свидетельствуют, что в базитовой составляющей позднекембрийских–раннеордовикских турбидитов значительную роль, наряду с островодужными образованиями, играли обогащенные океанические базальты.

Таким образом, в пределах западной части АССО практически одновременно реализуются два механизма формирования континентальной коры. Первый обусловлен островодужным бимодальным корово-мантийным вулканизмом. Состав образующейся в этом случае коры может быть описан «бимодальной» моделью, причем базитовая составляющая имеет мантийную природу, а кислая – коровую, то есть образование новых объемов коры сопровождается изменением состава (базификацией) существующих коровых масс. Второй тип связан с приращением к окраинам континента блоков океанической литосферы (в т.ч. симаунтов и внутриокеанических поднятий), орогенной и формированием мощных осадочных толщ, в источнике которых, наряду с размываемыми образованиями окраин континента (вулканические пояса, гранитоидные батолиты), значительную роль играют обогащенные базальты океанических поднятий. В отличие от описанного выше аккреционно-островодужного механизма, «центрально-азиатский» не сопровождается изменением состава уже сформированных коровых масс, однако континентальная кора, формирующаяся в этом случае, изначально неоднородна в геохимическом и изотопном отношении.

Области развития двух типов континентальной коры резко различаются по набору геохимических типов гранитоидов и их изотопным характеристикам. В первом случае проявляются гранитоиды сходной геохимической специализации: плагиогранитоиды андезитового ряда и известково-щелочные (в периоды плюмовой активности – субщелочные). Sm-Nd модельные возраста TDM-2 ст. для гранитоидов этой области стабильны и составляют 0.65–0.8 млрд лет. Во втором случае гранитоидный магматизм представлен контрастными типами: известково-щелочными габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными сериями и плюмазитовыми гранит-лейкогранитами, сменяющимися в периоды внутриплитной активности монцонитоидами и редкометалльно-плюмазитовыми гранитами. Изотопный состав Nd плюмазитовых гранитов аналогичен составу вмещающих турбидитовых толщ. Для известково-щелочных гранитоидов в районах минимального развития осадочных толщ характерно $\epsilon(\text{Nd})_t$ около 0 и модельный возраст TDM-2 ст. = 0.95–1.05 млрд лет, что, по-видимому, отражает средневзвешенный состав Nd в базальтах океанических поднятий. В областях с развитым турбидитовым чехлом I-граниты имеют изотопные характеристики, промежуточные между породами базальтового основания и турбидитового чехла.

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

- [1] Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.
- [2] Ивата К., Сенников Н.В., Шокальский С.П. и др. Верхнекембрийский-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 9. – С.1421–1438.
- [3] Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. – 2004. – V. 7, № 3. – P. 771–790.
- [4] Арт Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 99–105.
- [5] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 379 с.
- [6] Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviews of Geophysics. – 1995. – V. 33. – P. 267–309.
- [7] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 5. – С. 28–42.
- [8] Крук Н.Н., Сенников Н.В., Шокальский С.П. и др. Геохимия и источники вещества позднекембрийско-раннеордовикских турбидитов Горного Алтая: вклад в проблему расшифровки структуры раннепалеозойского турбидитового бассейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 184–187.

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Н.Н. Крук**, *М.Л. Куйбида**, *А.Г. Владимиров**, *Е.Н. Лепехина***, *А.В. Травин**

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

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

Калба-Нарымская зона является крайней северо-восточной частью Обь-Зайсанской складчатой системы. Она представляет собой среднепалеозойский глубокоководный прогиб, выполненный мощными осадочными толщами девона–раннего карбона (кыстыв-курчумская и такырская свиты) и прорванный многочисленными интрузиями гранитоидов.

Гранитоидный магматизм Калба-Нарымской зоны представлен тремя ассоциациями: кунушской, калгутинской и калбинской, последовательность формирования которых подтверждена геологическими наблюдениями [1, 2 и др.].

Гранитоиды кунушской ассоциации, объединяемые в одноименный комплекс, слагают ряд мелких массивов, штоков и даек тоналитов, биотитовых плагиогранитов и их порфировых разновидностей. Интрузии плагиогранитов образуют крутопадающий пояс протяженностью более 100 км и шириной до 20 км. Гранитоиды часто огнейсованы и катаклазированы. По вещественному составу породы комплекса отвечают низкокалиевой известково-щелочной серии, а высокие содержания Eu, Sr, обеднение Y тяжелыми лантаноидами свидетельствуют об их принадлежности к плагиогранитоидам высокоглиноземистого (по [3]) типа, формирование которых связывается с дегидратационным плавлением метабазитовых субстратов при высоких (10–12 кбар) давлениях [4]. Данные геохимического моделирования свидетельствуют, что редкоэлементный состав источника генерации плагиогранитов был близок к составу раннекаменноугольных океанических базальтов Чарской зоны, вероятно слагающих океаническое основание Калба-Нарымского турбидитового террейна. Это предположение подтверждается идентичным составом Nd в плагиогранитах ($T_{Nd}(DM) - 2 \text{ ст} = 0.53$ млрд лет; $\epsilon Nd_T = +6,6$) и базальтов ($T_{Nd}(DM) = 0.46$ млрд лет; $\epsilon Nd_T = +6,8$; [5]).

Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по единичным зернам цирконов (SHRIMP-II) составляет 307 ± 8 млн лет (Жиландинский массив), 299 ± 2 млн лет (массив Точка).

Гранитоиды калгутинской ассоциации в Калба-Нарымской зоне слагают две вулканических структуры (Калгутинская и Актобинская) и пояса даек северо-восточного простираения, протягивающиеся через всю Калба-Нарымскую зону. В составе ассоциации присутствуют гранат-биотитовые субвулканические дациты и риолиты, гранодиорит- и гранит-порфиры, двупироксен-амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты. Гранатсодержащие гранитоиды пересыщены глиноземом и имеют калиевую специализацию щелочей, для двупироксеновых разновидностей характерен слабовыраженный субщелочной уклон при калий-натровой щелочности и умеренной глиноземистости. Наряду с кислыми породами в составе вулканоплутонических структур присутствуют штоки андезибазальтов (Актобинская структура) и оливиновых габбро-норитов (Калгутинская структура) [1].

В изотопно-геохимическом и геохронологическом отношении калгутинская ассоциация изучена весьма слабо. Данные петрологических исследований [6, 7] указывают на нижнекоровые условия генерации гранитоидных магм и их аномально высокие (выше 1000 °C) температуры, что свидетельствует об активном участии в их формировании мантийных магм.

Гранитоиды калбинской ассоциации слагают огромный Калба-Нарымский батолит, имеющий площадь более 15 тыс. км². В составе ассоциации выделяются три комплекса (от ранних к поздним: раннекалбинский гранодиорит-гранитный, позднекалбинский гранит-лейкогранитный и монастырский лейкогранитный [1, 8 и др.]), сложенных пересыщенными глиноземом калиевыми гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами. Общей особенностью калбинских гранитоидов являются вышекларковые содержания типоморфных литофильных элементов (редких щелочей, Be, Sn, Nb). С гранитоидами раннекалбинского комплекса связан целый ряд месторо-

ждений и рудопроявлений литиевых пегматитов и гидротермальных жил с Sn-W оруденением. Поздние комплексы почти безрудны.

Результаты U-Pb датирования указывают на значительный возрастной интервал формирования гранитоидов калбинской ассоциации: раннекалбинский комплекс – 285–274 млн лет; позднекалбинский комплекс – 253–245 млн лет; монастырский комплекс – 231–225 млн лет [9]. Возраст редкометалльного оруденения, определенный Ag-Ag методом по мусковиту из грейзенов и лепидолиту из литиевых пегматитов, составляет 294.9 ± 4.2 и 291.7 ± 4.1 млн лет соответственно.

Для гранитоидов калбинской ассоциации характерны $\epsilon_{NdT} = 0 \dots +3$ и $T_{Nd(DM)} - 2 \text{ ст} = 0.77\text{--}1.0$ млрд лет (рисунок). Таким образом, по изотопному составу эти гранитоиды имеют промежуточные Sm-Nd изотопные характеристики между породами метабазитового основания Калба-Нарымского террейна и выполняющими его осадочными толщами ($\epsilon_{NdT} = -0.9 \dots -2.2$; $T_{Nd(DM)} = 1.18\text{--}1.34$ млрд лет [10]), приближаясь к последним.

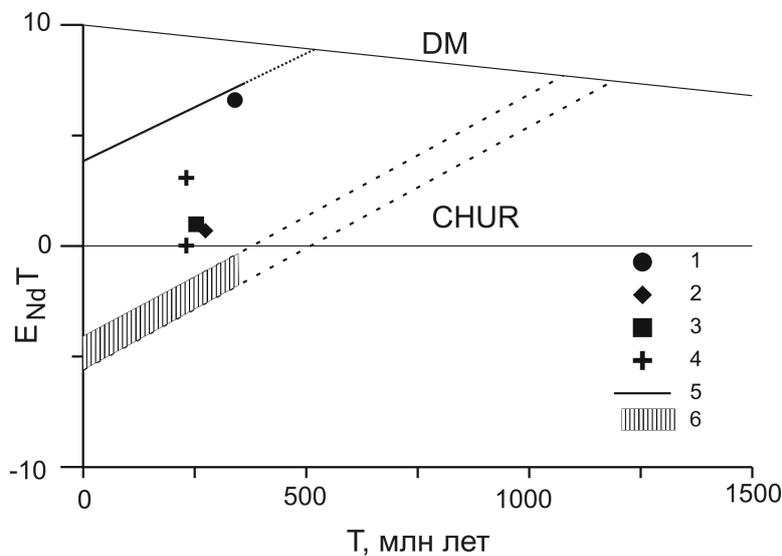


Диаграмма «возраст- ϵ_{NdT} » для пород Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. 1 – плагиограниты кунушской ассоциации; 2–4 – гранитоиды калбинской ассоциации (2 – раннекалбинский комплекс, 3 – позднекалбинский комплекс, 4 – монастырский комплекс); 5 – линия эволюции изотопного состава Nd в базальтах Чарской зоны; 6 – область эволюции изотопного состава Nd в осадочных породах Калба-Нарымского бассейна.

Выводы:

1. Формирование гранитоидов Калба-Нарымской зоны охватывало возрастной интервал от конца карбона до начала позднего триаса. Таким образом, по тектонической позиции гранитоиды (включая и плагиограниты) являются поздне- и постколлизийными.

2. Геохимические и изотопные характеристики гранитоидов позволяют объяснить их формирование в рамках единой магматической колонны с постепенным подъемом фронта гранитообразования. На начальной стадии имело место плавление метабазитового основания деформированного турбидитового бассейна (формирование высокоглиноземистых плагиогранитов кунушской ассоциации), затем в процессы плавления были вовлечены блоки метapelитов, погруженных на нижнекоровый уровень (образование высокотемпературных гранитоидов калгутинской ассоциации), и, наконец, массовому анатексису подверглись низы мощного турбидитового разреза (образование гранитоидов калбинской ассоциации).

3. Высокие температуры генерации инициальных гранитоидных магм, наличие синхронных базитов и металлогеническая специфика поздних гранитоидных комплексов свидетельствуют, что формирование гранитоидов Калба-Нарымской зоны было связано с воздействием мантийных плюмов (Таримского, а на поздних стадиях, возможно, и Сибирского) на область

коллизии Сибирского и Казахстанского континентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа № 7.10, проект № 99) и РФФИ (проекты № 05-05-64438 и 06-05-65137).

- [1] Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны. – М.: Наука, 1982. – 247 с.
- [2] Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Т. 1. – Алматы, РИО ВАК РК, 2000. – 395 с.
- [3] Арт Дж.Г. Некоторые элементы–примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 99–105.
- [4] Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of methabasalts at 8–32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. – 1995. – V. 36. – P. 891–931.
- [5] Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования венд-палеозойских базальтов Палео-азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2005.
- [6] Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфириров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН. – 2001. – Т. 377, № 1. – С. 86–90.
- [7] Куйбида М.Л., Хромых С.В., Мороз Е.Н. Петрологическая модель формирования сининверсионных вулканоплутонических ассоциаций Восточного Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 199–202.
- [8] Пономарева А.П., Туровинин А.Ю. Новые данные по магматизму Калбы. № 4. – Новосибирск, 1993. – 36 с. (препринт ОИГТМ СО РАН).
- [9] Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1157–1178.
- [10] Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. – 2003. – Т. 388, № 2. – С. 228–232.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА СТРУКТУРНО ОБОСОБЛЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

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

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

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

В Центральной Азии расположена одна из крупнейших современных внутриплитных вулканических провинций – Центрально-Азиатская. В ее пределах выявляется ряд структурно не связанных и автономно развивающихся вулканических областей. Одной из таких областей является Южно-Хангайская, охватывающая территорию Южной и Центральной Монголии. Среди других эта область выделяется тем, что имеет длительную историю развития, растянувшуюся более чем на 100 млн лет [1–4]. В пределах области отмечается последовательное во времени смещение центров вулканизма к северу на расстояние более 800 км. Это смещение рассматривается как след Южно-Хангайской горячей точки мантии, запечатленный в структуре литосферы при прохождении последней над мантийным плюмом [1, 2]. Кроме того, интересно ее положение в современной структуре региона. Оно совпадает с границей между Амурской и Монгольской микроплитами, которая сформировалась в позднем кайнозое в результате Индо-Азиатской коллизии [5]. По обе стороны этой границы активно протекали вулканические процессы в позднем кайнозое (рисунок). В пределах Монгольской микроплиты отмечаются обширные проявления вулканических полей на территории Хангайского нагорья и его ближайшего обрамления (Хангайский вулканический ареал). В пределах Амурской плиты вулканическая деятельность проявилась не столь широко. Здесь имеется ряд небольших лавовых полей в средней части бассейна р. Орхон-Гол и в пределах южных притоков р. Селенги (Орхон-Селенгинский вулканический ареал). Эти два ареала пространственно обособлены (рисунок), что ставит вопрос об их взаимосвязи и источниках вулканизма по обе стороны литосферной границы. Эти вопросы решались геологическими, геохронологическими, петрохимическими, геохимическими и изотопными исследованиями.

В пределах *Хангайского вулканического ареала* выделяется три основных района вулканизма (рисунок): Долиноозерный (Южно-Хангайский), Водораздельный (осевая часть Хангайского хребта) и Тарягский (северное подножие Хангайского хребта). Каждый из них имеет структуру грабена и ограничен с бортов субширотными сбросами. Помимо этих вулканических районов выделяется ряд протяженных долинных лавовых потоков, сформировавшихся на склонах нагорья на заключительной стадии развития ареала.

Орхон-Селенгинский вулканический ареал охватывает территорию среднегорья, ограниченную с юга широтной долиной, трассируемой Угийнурской впадиной, и с севера системой узких приразломных долин, протянувшихся вдоль водораздела рек Орхон-Гол, Хануй-Гол и Селенга (рисунок). Эта территория расчленена разломами, контролирующими размещение речных долин и межгорных впадин и определившими образование двух субширотных грабенов – Угийнурского и Орхон-Хануйского, к которым приурочено распространение вулканизма.

Сопоставление вулканических ареалов.

Возрастные закономерности проявления вулканических событий в обоих ареалах имеют большое сходство, несмотря на то, что, как правило, вулканические события в Хангайском ареале были более многоимпульсными и более продолжительными. Среднемиоценовым лавам Угийнурского грабена (16–14 млн лет) [6] соответствуют излияния, происходившие в пределах Долиноозерского и Водораздельного грабенов между 17 и 12 млн лет [4]. С конца позднего миоцена в обоих ареалах отмечается смещение центров вулканической активности к северу. Эта миграция укладывается в общий тренд смещения центров вулканизма в пределах позднемезозойской–кайнозойской Южно-Хангайской вулканической области, который трассируется

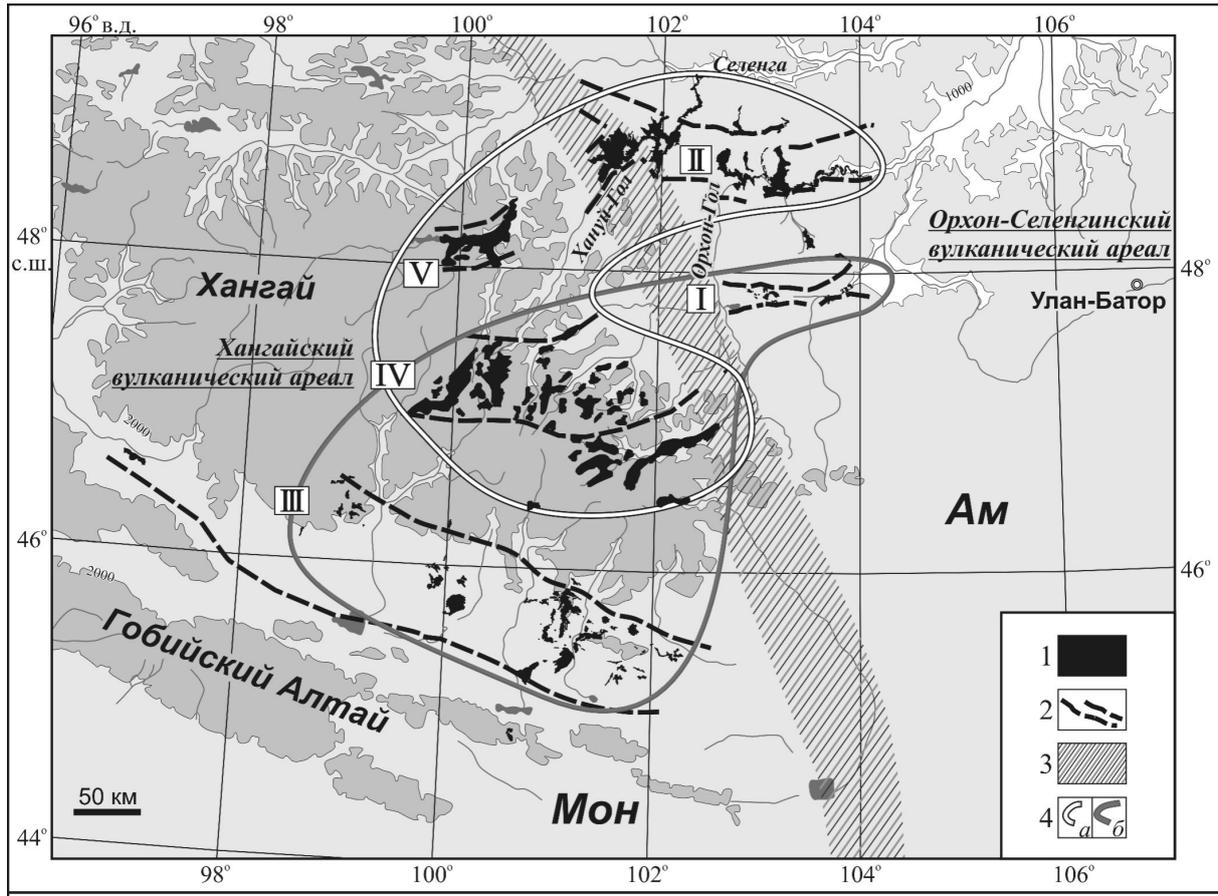


Схема распространения проявлений позднекайнозойского вулканизма в пределах Хангайского и Орхон-Селенгинского вулканических ареалов.

1 – лавовые поля; 2 – грабены; 3 – граница между Амурской и Монгольской микроплитами [5] (Ам – Амурская, Мон – Монгольская); 4 – ареалы распространения вулканических пород с возрастом (в млн лет: а – <10, б – 17–10). Римскими цифрами обозначены грабены: I – Угийнурский, II – Орхон-Хануйский, III – Долиноозерный, IV – Водораздельный, V – Тарятский.

цепочкой разновозрастных вулканических ареалов, сформировавшихся в диапазоне последних 100 млн лет и протянувшихся от южной границы Монголии до Центрального Хангая [4]. В Хангайском ареале вулканическая деятельность с позднего миоцена локализовалась в пределах Водораздельного и Тарятского грабенов, а в Орхон-Селенгинском ареале – в пределах Орхон-Хануйского грабена. В интервале между 7.6 и 4.5 млн лет назад в восточной части Тарятского грабена и в пределах Орхонского лавового поля произошло формирование верхних лавовых террас [4, 6], сложенных близкими по составу породами – шохонитами, калиевыми трахибазальтами и базанитами. В значительной степени согласованно в обоих ареалах проявились импульсы извержения близких по составу пород в плейстоцене (около 1.0 и 0.2 млн лет) [4, 6].

Состав вулканических продуктов обоих ареалов имеет большие сходства. Среди них преобладают породы основного состава – трахибазальты и трахиандезиобазальты, характеризующиеся выраженной калиевой спецификой (преобладание пород с содержанием $K_2O + 2\% Na_2O$). Эта специфика состава определяет широкое распространение пород, которые следует определять как калиевые трахибазальты и шохониты [7]. Отличие пород Орхон-Селенгинского ареала заключается в том, что среди них более широко распространены породы с повышенным содержанием кремнезема (преимущественно 50–54 % SiO_2) и с относительно более высокими содержаниями K_2O . Вследствие этого, среди них преобладают трахиандезиобазальты (шохониты, муджиериты) и фонотефриты.

Геохимические данные также свидетельствуют о сходстве состава разных по структурному положению вулканических ареалов. Спектры распределения всех пород ареалов очень близки и

схожи с базальтами OIB-типа. По сравнению с последними они характеризуются более высокими содержаниями Ba, Sr и относительно пониженными содержаниями Th, U, Zr, Hf, REE, особенно HREE. Особо следует отметить наличие ярко выраженного Ta-Nb максимума, типичного для пород всех структурных зон и в целом характерного для магматических источников внутриплитного магматизма.

Изотопный состав пород (Sr-Nd) обоих ареалов довольно близкий. Он представлен трендом составов, который прослеживается из области умеренно деплетированных источников типа PREMA в область обогащенных легкими редкими землями источников типа EM-I. Доля мантии типа EM-I была более высокой в среднемиоценовых породах Долиноозерского и Угийнурского грабенов. В составе источников других пород Хангайского и Орхон-Селенгинского ареалов в основном преобладает мантия типа PREMA. Наличие этого тренда свидетельствует, что в образовании исходных расплавов обоих ареалов на рубеже среднего миоцена участвовала комбинация обоих этих источников. Следует отметить, что для Тарянского грабена наблюдается участие мантии с характеристиками EM-II в образовании расплавов.

В целом же, геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что состав источников магматических расплавов Хангайского и Орхон-Селенгинского ареалов практически не менялся.

Отметим еще следующую общую особенность формирования обоих ареалов. Вулканизм в их пределах был связан с образованием широтных грабенов. При этом Водораздельный и Тарянский грабены в восточных своих участках, приближенных к границе между Амурской и Монгольской микроплитами, приобретают элементы северо-восточной ориентировки в направлении соответственно одновозрастных им Угийнурского и Орхон-Хануйского грабенов (рисунок). Подобное соотношение грабенов, возможно, указывает на то, что процессы грабенообразования были едиными для пограничных участков микроплит и не зависели от положения границы между ними.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод о сходстве Орхон-Селенгинского и Хангайского ареалов по ряду характеристик – возрастных, структурных и вещественных, вследствие чего их можно отнести к одной области. Особенности ее строения и развития мы связываем с Южно-Хангайской горячей точкой мантии (или мантийным плюмом), область проявления которой в литосфере оказалась осложненной границей между микроплитами. В пределах Монгольской плиты ей соответствуют обширные поля распространения вулканизма с возрастом <17 млн лет. В пределах Амурской плиты отмечаются лишь своеобразные аппендиксы (рисунок) от этих полей, фиксируемые узкими зонами проявления вулканизма такого же возраста. Эти соотношения, по-видимому, свидетельствуют о том, что тело мантийного плюма в основном расположено под Монгольской микроплитой и лишь его северо-восточный выступ прослеживается под Амурскую микроплиту, где им контролировалось формирование Орхон-Селенгинского вулканического ареала. Отметим также, что относительные движения микроплит могли повлиять на распределение позднекайнозойских вулканических полей в регионе. Так, не исключено, что смещение Водораздельного и Тарянского грабенов к югу относительно соответствующих им по возрасту Угийнурского и Орхон-Хануйского грабенов могло быть связано с вращением Монгольской плиты по часовой стрелке.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и проектов РФФИ № 05-05-64000, 07-05-00622, 07-05-90100, 07-05-00876.

- [1] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. – 1994. – № 5. – С. 28–45.
- [2] 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.
- [3] Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – М.: Наука, 1981. – 196 с.
- [4] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Лебедев В.А. Динамика формирования Южно-Хангайской горячей точки мантии в позднем мелу и кайнозое (по данным вулканологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // Материалы научного совещания по Програм-

- ме фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 188–191.
- [5] Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. – М.: Недра, 1979. – 311 с.
- [6] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А., Саватенков В.М. Позднекайнозойский вулканизм северо-восточного фланга Южно-Хангайской вулканической области (Центральная Монголия): геохронология и условия формирования // Докл. РАН. – 2007 (в печати).
- [7] Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. – М.: Недра, 1997. – 248 с.

ВНУТРИПЛИТНАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ЗА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП

П.С. Лапин

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, LapinPS@uiggm.nsc.ru

Исследования неоген-четвертичного этапа развития в пределах Западной Сибири имеют глубокие исторические корни, которые, в первую очередь, связаны с выявлением зон ее вероятной нефтегазоносности. С середины 50-х годов прошлого столетия, в период, когда геофизические методы, направленные на анализ чехла, были ещё недостаточно совершенны, широко применялись геоморфологические методы. Их применение было связано с поиском аналогий в строении земной поверхности и глубокопогруженных геологических тел. Как один из вариантов Ю.А. Мещеряков описывает существование долготных и широтных орографических волн рельефа земной поверхности и их связи с нефтяными месторождениями.

На постановку задачи существенное влияние оказали результаты исследования поверхностных рельефообразующих процессов, проведённого нами в пределах Широкого Приобья, и выделенный на их основании «благоприятный интервал» в распределении месторождений нефти. Наиболее информативным оказался показатель, характеризующий работу рельефообразующих процессов, а не направленность их развития.

На земной поверхности выделяется большое количество свойств, имеющих различную природу. Для оценки неравномерности рельефообразующих процессов необходимо выделение показателей, имеющих единую природу, но проявляющихся за различный временной интервал, что в дальнейшем позволит провести их сопоставление. Помимо поверхностных, на земной поверхности находят отражение приповерхностные и глубинные процессы [1]. В первую очередь нас интересует проявление глубинных процессов и установление признака их глубинности в формах рельефа земной поверхности. В [2] установлена природа глубинных процессов и выявлен волновой характер проявления работы рельефообразующих процессов. Вычислялся показатель общего эрозионно-денудационного расчленения земной поверхности. Далее его значения нормировались по площади нефтегазоносных областей. Районирование осуществлено с привлечением хорошо известной методики, предложенной А.Н. Ласточкиным. Выделены гребневые и килевые линии анализируемого показателя (рис. 1). Глубинные процессы соотносятся с неоднородностями строения фундамента и фациальными зонами [3]. Отмечаются соответствия и с орографическими волнами рельефа земной поверхности.

Оценку работы рельефообразующих процессов за неоген-четвертичный этап осуществили на основе построения производной карты от «Карты новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири» (под редакцией Н.А. Флоренсова и И.П. Варламова). По технологии, разработанной ранее [2], вычислили модуль амплитуд неотектонических движений, а затем выделили гребневые и килевые линии. Рассматриваемый показатель позволил установить волновой характер проявления работы рельефообразующих процессов (рис. 2).

Интересные результаты получаются из сопоставления построенных схем. Во-первых, следует отметить, что волны генерируются источниками, находящимися за пределами Западно-Сибирской равнины. Волны распространяются как в долготном, так и в широтном направлении. Исходя из принципа суперпозиции, можно построить результирующую карту и задать модель изменения работы рельефообразующих процессов за изучаемый временной период. Во-вторых, волны, характеризующие работу рельефообразующих процессов за неоген-четвертичный период, развёрнуты относительно таковых, фиксируемых за время становления современного рельефа. Дадим один из вариантов объяснения выявленного факта.

В конце палеозоя закрылся Палеоуральский океан, консолидировалась кора Западно-Сибирской равнины, и она вместе с Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской платформами образовали единый континент. До образования единого континента две платформы развивались каждая по своим законам, и эти изменения фиксировались в структуре. При становлении Евразийской плиты структурные изменения стали менее заметны и сложно определяемы,

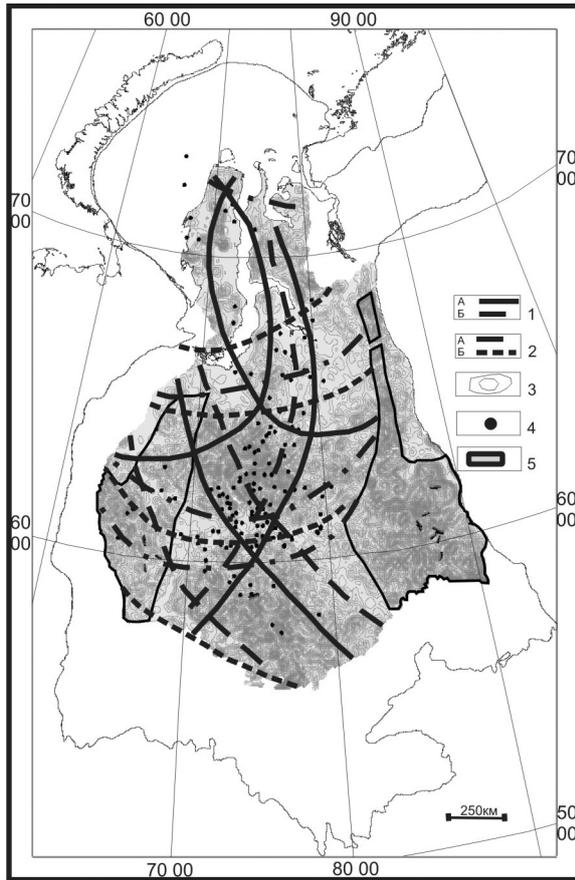


Рис. 1. Система меридиональных и широтных волн глубинных рельефообразующих процессов.
 1–2 – гребневые и килевые линии: 1 – субмеридионального и 2 – субширотного направления; 3 – значения показателя общего эрозионно-денудационного расчленения земной поверхности, нормированные по площади нефтегазоносных областей; 4 – местоположения крупных месторождений нефти и газа; 5 – области значений показателя, характеризующие соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы сибирид и казахстанид.

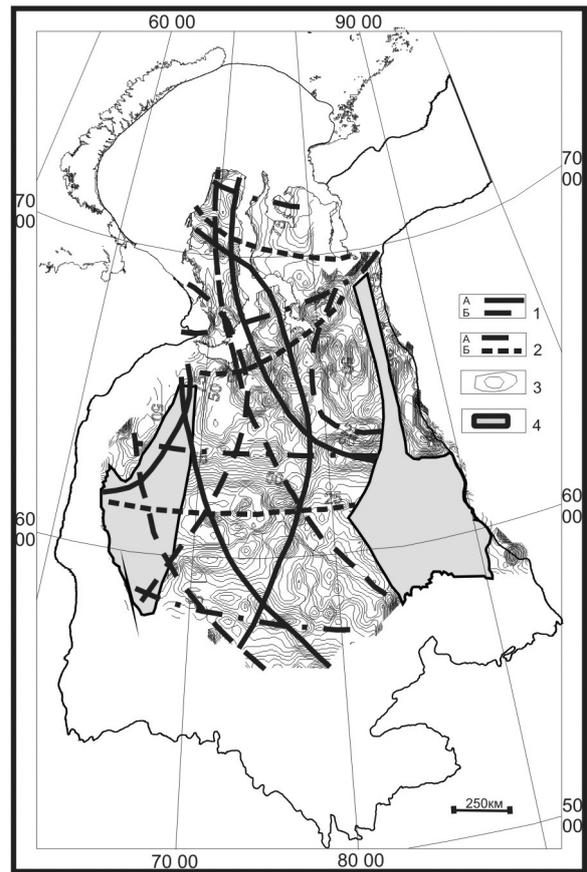


Рис. 2. Проявление работы рельефообразующих процессов за неоген-четвертичный период в виде меридиональных и широтных волн.
 1–2 – гребневые и килевые линии: 1 – субмеридионального и 2 – субширотного направления; 3 – значения показателя работы рельефообразующих процессов за неоген-четвертичный период; 4 – области значений показателя, характеризующие соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы сибирид и казахстанид.

а процессы, как наиболее подвижная составляющая любого развития, продолжали действовать по ранее заданному сценарию. Наблюдается своего рода гистерезис процессов. Вместе с тем, наибольшая активизация неотектонических движений приходится на начало рассматриваемого этапа, что сказывается на работе рельефообразующих процессов и позволяет фиксировать её латеральные перемещения. Становится очевидным, что исследованию современных и новейших движений необходимо уделять большее внимание, поскольку работа рельефообразующих процессов при уменьшении их нижнего временного среза позволяет локализовать участки благоприятного распространения полезных ископаемых. Так, при сопоставлении полученных результатов с распространением крупных месторождений нефти и газа наибольшие совпадения приурочены к периоду становления современного рельефа Западно-Сибирской равнины.

- [1] Тимофеев Д.А. Принципы типизации геоморфологических процессов // Геоморфология. – 2004. – № 4. – С. 16–20.
 [2] Латин П.С. Особенности развития современных флювиальных процессов в Западной Сибири и размещение месторождений нефти и газа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 197–199.

- [3] *Ёлкин Е.А., Конторович А.Э., Конторович В.А. и др.* Соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы структур Сибирского и Казахстанского континентов с коллажем островодужных систем восточного склона Урала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 129–132.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ОСНОВАНИЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

*А.М. Ларин**, *А.Б. Котов**, *Е.Б. Сальникова**, *Л.Б. Макарьев***, *В.П. Ковач**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, alarin@AL7250.spb.edu

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

Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс представляет собой внешнюю часть Байкальской складчатой области, входящей в состав гигантского Центрально-Азиатского подвижного пояса. Большинство исследователей Байкало-Патомский пояс трактуется как рифейская пассивная континентальная окраина Сибирского кратона [8, 11]. С юга этот пояс ограничен Байкало-Муйским складчатым поясом, для которого предполагается широкое развитие офиолитовых и островодужных комплексов. Вероятнее всего, он представляет собой коллаж террейнов, которые были аккретированы к Сибирскому кратону в рифее и палеозое [1, 8, 9].

Раннедокембрийские образования в Байкало-Патомском поясе имеют ограниченное распространение и приурочены к дугообразной полосе выступов его основания, расположенных по внешнему контуру байкалид (Нечерское, Тонодское и Чуйское поднятия, а также Сарминская зона). Наибольшим распространением среди них пользуются гранитоиды. К настоящему времени получены данные [4–7], позволяющие выделить в истории геологического развития раннедокембрийских комплексов Байкало-Патомского пояса по крайней мере три стадии проявления раннепротерозойского гранитоидного магматизма (таблица).

Первая стадия (~2.02 млрд лет). Внедрение субдукционных гранитоидов чуйского комплекса, среди которых преобладают диориты и кварцевые диориты, при подчиненной роли гранодиоритов. Они принадлежат к субдукционным гранитоидам I- и M-типа. Среди них преобладают низкоглиноземистые породы известково-щелочной и известковой серий ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) умеренной железистости ($f=0.65-0.89$). Они отличаются невысокими содержаниями большинства некогерентных элементов, за исключением Ba и Sr. Геохимические характеристики этих пород отвечают гранитоидам вулканических дуг.

Вторая стадия (1.91 млрд лет). Становление плутонов коллизионных гранитов S-типа ничатского комплекса. Среди них преобладают субщелочные лейкограниты и пегматоидные граниты, образующие интрузивные тела в пределах Нечерского поднятия. Преобладающим распространением пользуются двуслюдяные, иногда гранатсодержащие, высокоглиноземистые граниты ($\text{ASI}=1.04-1.69$) щелочно-известковой серии с варьирующимися соотношениями Na_2O и K_2O . Для них характерны также значительные вариации железистости ($f=0.45-0.98$). На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах составы этих гранитов попадают преимущественно в поля синколлизионных гранитов.

Третья стадия (1.87–1.84 млрд лет). Формирование постколлизионных гранитоидов и ассоциирующихся с ними вулканитов Южно-Сибирского магматического пояса. Последний протягивается по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км – от Ангаро-Канской глыбы Енисейского кряжа до Чара-Олекминского блока Алдано-Станового щита [5, 6]. Среди гранитоидов этого пояса выделяются три группы, различающиеся по составу и условиям формирования: 1) латит-трахириолитовая, 2) рапаквивгранит-чарнокитовая и 3) двуслюдяных гранитов.

К первой группе относятся гранитоиды ирельского комплекса и вулканиты аakitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Во вторую группу входят граниты рапакиви приморского комплекса, чарнокиты татарниковского и шумихинского комплексов, а также близкие к ним гранитоиды Окунайского и Гоуджекитского массивов. Третья группа представлена гранитами чуйско-кодарского комплекса (Кевактинский массив Тонодского поднятия). Комплексы первой и второй группы относятся к гранитам А-типа, однако степень их обогащения несовместимыми элементами такова, что к внутриплитным гранитам можно отне-

Последовательность проявления палеопротерозойского гранитоидного магматизма в истории геологического развития раннедокембрийского основания Байкало-Патомского покровно-складчатого пояса

**Постколлизийные магматические комплексы
(Южно-Сибирский магматический пояс)**

1846±8 млн лет

Чуйско-Кодарский комплекс (Кевактинский массив)

Двуслюдяные и биотитовые калиевые граниты (S-тип)

1843±5–1844±7 млн лет

Окунайский и Гуджекитский массивы

Лейкократовые калиевые граниты и граносиениты (A-тип)

1853±5 млн лет

Татарниковский комплекс

Интрузивные чарнокиты (A-тип)

1854±5–1869±6 млн лет

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (гранитоиды ирельского и абчадского комплексов, вулканиты акитканской серии)

Магматические породы шошонитовой, высоко- и среднекалиевой известково-щелочной серии (гранитоиды A-типа)

1859±16 млн лет

Приморский комплекс

Граниты рапакиви (A-тип)

Синколлизийные магматические комплексы

1906±4 млн лет

Ничатский комплекс

Двуслюдяные высокоглиноземистые граниты (S-тип)

Субдукционные магматические комплексы

2020±12 млн лет

Чуйский комплекс

Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (M- и I-типы)

Примечание. Использованы геохронологические данные из работ [2, 4–7, 10] и неопубликованные данные авторов.

сти только породы первой группы. Остальные же по своим геохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между внутриплитными и орогеническими гранитами. Граниты последней группы принадлежат к S-типу. В этом ряду, от гранитоидов первой группы к третьей, происходит последовательная смена существенно метаглиноземистых пород перглиноземистыми (ASI возрастает до 1.6), снижение содержаний несовместимых элементов, в первую очередь HFSE, и увеличение величины LILE/HFSE отношения. Общими геохимическими особенностями всех этих гранитоидов являются высокая калиевость, железистость и высокая или умеренная обогащенность несовместимыми элементами. Кроме того, для всех них характерна повышенная оловоносность. На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах большая часть точек составов этих гранитоидов попадает в поля постколлизийных (посторогенных) гранитов.

Nd-изотопные данные для гранитоидов первой стадии ($\epsilon_{Nd}(T)=+1.3... +1.8$) свидетельствуют о том, что их формирование непосредственно связано с проявлением корообразующего события с возрастом около 2.0 млрд лет. Для коллизийных гранитов характерен исключительно коровый древний (архейский) источник ($\epsilon_{Nd}(T)=-7.5... -7.8$). Для постколлизийных гранитоидов

дов наблюдаются значительные вариации изотопного состава Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = -0.1 \dots -8.7$), свидетельствующие как о смешении анатектических коровых магм и магм, связанных с мантийными источниками, так и о гетерогенности собственно коровых источников [5–7]. В свою очередь, гетерогенность коровых протолитов, по-видимому, обусловлена тектоническим совмещением пластин архейской и ювенильной палеопротерозойской континентальной коры в ходе предшествующего коллизионного события.

Pb-изотопные данные указывают на наиболее глубинные (нижнекоровые) условия магмогенерации для фельзических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса ($\mu_2 = 9.36$), менее глубинные (среднекоровые) для гранитов рапакивигранит-чарнокитовой группы ($\mu_2 = 9.37-9.69$, $\kappa_2 = 3.90-4.03$) и верхнекоровые для постколлизионных S-гранитов чуйско-кодарского комплекса ($\mu_2 = 10.21-10.44$, $\kappa_2 = 3.65-3.75$). Верхнекоровые протолиты характерны также и для синколлизионных гранитов ничатского комплекса ($\mu_2 = 10.09$, $\kappa_2 = 3.78$).

Для постколлизионных гранитоидов устанавливается, что снижение глубинности магмогенерации приводит к общему их обеднению несовместимыми элементами и увеличению в них величины LILE/HFSE отношения. Кроме того, в этом ряду фиксируется также общее снижение роли мантийного компонента в источниках этих пород.

Раннепротерозойская история геологического развития раннедокембрийского основания Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса от заложения островных дуг и до его полной стабилизации (2.02–1.84 млрд лет) практически полностью соответствует во времени формированию Алданского палеопротерозойского складчатого пояса Сибирского кратона [3].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64989), Министерства образования и науки (НШ-4732.2006.5) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах» и «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры».

- [1] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
- [2] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – С. 1006–1016.
- [3] Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. – 78 с.
- [4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. РАН. – 2003. – Т. 392. – С. 506–511.
- [5] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб: Центр информационной культуры, 2003. – С. 249–252.
- [6] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14. – С. 3–15.
- [7] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. – 1998. – Т. 6. – С. 139–164.
- [8] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15. – С. 3–15.
- [9] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов в Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – С. 7–41.
- [10] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // Докл. РАН. – 2006. – Т. 407. – С. 819–822.
- [11] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. Т. 1. – 516 с.; 1967. Т. 2. – 700 с.

НОВАЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АЗИИ

К.Г. Леви

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

В основу карты неотектоники северо-восточного сектора Евразии положены два основных принципа:

- возраст неотектонической активизации структурных элементов северо-восточного сектора Азии;
- отсчет амплитуд вертикальных неотектонических движений не от уровня Мирового океана, как это часто делают в неотектонике, а от высоты исходного палеорельефа.

Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии приведена на вкладке. Вертикальная компонента неотектонических движений традиционно показана изолиниями амплитуд, а горизонтальная отражена на зонах разломов. Анализ соотношения амплитуды вертикальных A_v и горизонтальных A_h движений показывает преобладание по амплитуде горизонтальной составляющей. Разломы являются теми объектами, на которых горизонтальная компонента отражается прежде всего. На взгляд автора, сдвиги являются преобладающим морфокинематическим типом разломов (таблица), которые порой осложняются вертикальными перемещениями типа сбросов или взбросов и надвигов. На карте разломы показаны различными цветами и отражают этот взгляд автора.

Выделение неотектоники в самостоятельный раздел общей геотектоники связано с именем академика В.А. Обручева, предложившего рассматривать рельеф земной поверхности как результат молодых неотектонических движений. Собственно термин «новейшая тектоника» появился позже, в 1937 г., и был предложен С.С. Шульцем, считавшим новейшую тектонику результатом проявления тектонических процессов, при участии которых был создан современный рельеф. В дальнейшем это определение уточнялось и дополнялось. В 1948 г. В.А. Обручев предложил понимать под «неотектоникой» учение о структурах, созданных движениями земной коры, проявившимися в конце третичного – первой половине четвертичного времени, и отделить проявление этих движений от альпийского тектогенеза. В том же году С.С. Шульц уточнил, что тектонические структуры, определившие основные черты рельефа Тянь-Шаня, начали формироваться после общей пенепленизации суши. При этом рост гор сопровождался синхронным размывом поверхности и аккумуляцией обломочного материала в межгорных и предгорных впадинах. В 1961 г. Н.И. Николаев, синонимизируя термины «неотектоника» и «новейшая тектоника», определил их как «...учение о новейших структурах земной коры, обусловленных проявлением различных по своему характеру тектонических движений, которыми созданы основные черты современного рельефа поверхности земного шара...» и уточнил, что «...не всегда неотектонический этап может быть легко отделен от предшествующих этапов тектонического развития...». В 1979 г. С.С. Шульц, подводя итог многолетним исследованиям в области неотектоники, вновь вернулся к обсуждению терминов «неотектоника» и «новейшая тектоника», критикуя их синонимизацию. Он пишет: «...оба этих термина стали употребляться как синонимы, и под новейшей тектоникой, или неотектоникой, стали пониматься тектонические движения неоген-четвертичного возраста, создавшие основные черты современного рельефа. Однако следует помнить, что рассматриваемые термины были предложены с разных позиций. Термин «новейшая тектоника» обозначает определенный процесс, определенное соотношение тектонических и денудационных факторов в формировании рельефа. Термин «неотектоника» говорит об определенном возрастном интервале, об определенном этапе развития Земли. **Возраст новейшей тектоники как процесса, создавшего основные черты современного рельефа, в разных областях Земли является различным...** В СССР верхнемеловое–палеогеновое выветривание уничтожило, вероятно, все предшествующие неровности. Эмпирические данные говорят о сохранности в некоторых регионах основных форм рельефа, проявившихся в олигоцене. В других регионах рельеф имеет более молодой возраст. **В зависимости от ритма,**

от которого ведет свое начало рельеф того или иного района, определяется и возраст его новейшей тектоники...» (Шульц, 1979, с. 60–61). В 1980 г. Н.И. Николаев предложил расширить временные рамки неотектонического этапа за счет снижения нижнего возрастного предела зарождения новейших структур в олигоцене.

Кайнозойская геология и геоморфология располагают большими по объему материалами, позволяющими с той или иной детальностью и достоверностью судить о времени начала проявления вертикальных неотектонических движений. Объем информации о возрасте осадков и коррелятного им рельефа столь велик, а его индивидуальная исследовательская интерпретация столь многообразна, что подробный разбор всех «за» и «против» того или иного времени проявления вертикальных движений занял бы не одну сотню страниц. Поэтому, с учетом перечисленных выше принципов оценки времени начала проявления вертикальных неотектонических движений, была составлена схема районирования территории северо-восточного сектора Азии, которая отражает общие закономерности втягивания в неотектоническую активизацию тех или иных территорий (вкладка). Анализ схемы показывает, что наиболее ранние неотектонические движения относятся к позднему мелу–палеоцену и проявились главным образом на Сибирском кратоне и в горах Алтая. Вертикальные неотектонические движения этого периода не отличались большими амплитудами. В палеоцене, эоцене и раннем олигоцене в неотектоническую активизацию были вовлечены участки Западного Саяна, Прибайкалья и ряда других регионов. Но и эти движения в основном носили пассивный характер и были слабо дифференцированными.

Если в **позднем мелу–раннем олигоцене** практически повсеместно вертикальные неотектонические движения были недифференцированными и характеризовались незначительными амплитудами перемещений, то в **среднем олигоцене–раннем миоцене** произошло резкое усиление тектонической активности. Именно в этот промежуток времени были втянуты в активизацию практически все докайнозойские подвижные пояса, а на ранее активизировавшихся территориях неотектонические движения приобрели дифференцированный характер. В подтверждение этого можно привести в качестве примеров подвижный пояс северо-востока Азии. Однако по сравнению с кратоническими регионами и новейшими платформами степень активизации в подвижных поясах, если судить по площади, занимаемой вовлеченными в вертикальные движения сооружениями, в позднем палеогене была все-таки незначительной. Основные тектонические «события», связанные с проявлением вертикальных движений, развернулись в подвижных поясах в **среднем–позднем миоцене** и в **плиоцен–четвертичное** время. Главной ареной **средний миоцен–плейстоценовой** активизации были Забайкалье, Приморье, Карякское нагорье, Курило-Камчатская дуга и другие регионы.

Если на раннем (палеогеновом) этапе становления новейшие структуры наследовали структурный план предшествовавшей мезозойской активизации, то в позднем кайнозое происходит резкая его ломка. Именно в **среднем миоцене–плейстоцене** рельеф континентов начинает приобретать облик, близкий к современному. Сравнение скорости вовлечения в вертикальные движения тех или иных регионов континентов на разных временных отрезках кайнозоя позволяет выделить эпохи наиболее интенсивного проявления вертикальных движений, которые приходятся в Евразии на **олигоценное** и **плиоцен–четвертичное** время.

В настоящее время оценка соотношений вертикальной и горизонтальной компонент тектонических движений в подвижных поясах упирается в слабую разработанность методики оценки величины горизонтальной компоненты. Лишь в некоторых континентальных регионах, относящихся к разряду конвергентных или дивергентных межплитных границ, она выполнена с той или иной степенью надежности, главным образом для разломных зон, и носит скорее частный характер, хотя мы не можем отрицать согласованность общих горизонтальных движений литосферных плит и горизонтальных движений в зонах разломов, пересекающих их. Амплитуды вертикальных A_v и горизонтальных A_h движений, оцененные здесь, синхронно возрастают, что может быть записано в виде уравнений связи:

$$\begin{aligned} \lg A_h &= (2.02 \lg A_v - 0.24) \pm 0.45, \\ \lg A_v &= (0.43 \lg A_h - 0.04) \pm 0.20. \end{aligned}$$

Сравнение величин A_v и A_h не позволяет судить об устойчивой связи между ними из-за малости

объема выборки и большого разброса самих величин, но тенденция к связи, несомненно, имеет место быть. Горизонтальные движения преобладают и во внутриконтинентальных подвижных поясах (таблица).

Представительность различных типов подвижек в сейсмогенных разрывах, возникших в различных геодинамических обстановках, % (количество событий, N)

Геодинамическая обстановка \ Тип подвижки	Взброс, %	Сдвиг, %	Сброс, %	N
Кратоны	38	46	16	13
Конвергентные границы	33	41	26	58
Трансформные границы	-	80	20	15
Дивергентные границы	14	35	51	29
Все сейсмические области	25	45	30	105

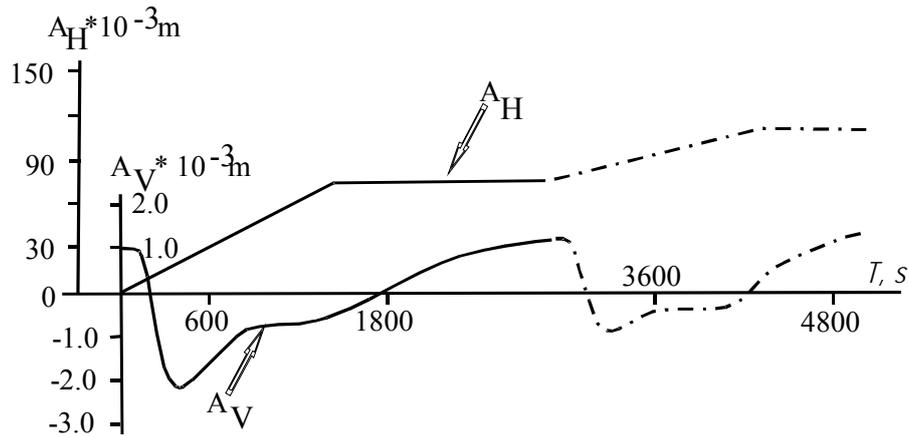
Но важно другое – сложившиеся в кайнозое тенденции соотношения вертикальной и горизонтальной компонент сохранились и на современном этапе развития подвижных поясов. Однако наличие этих закономерностей не позволяет судить о синхронности или асинхронности проявления обеих компонент движений в подвижных поясах.

Нельзя с полной уверенностью судить о проявлении периодичности горизонтальных движений, базируясь на результатах наблюдений за горизонтальными смещениями в зонах разломов, пусть даже крупных. Вероятно, эта периодичность будет нести информацию о характере деформаций литосферы в непосредственной близости от подобных зон, а выявленная таким путем периодичность горизонтальных движений лишь осложняет общую картину. В данном же случае особый интерес представляют общие горизонтальные движения, отражающие характер перемещения крупной и сложно построенной литосферной плиты, каковой является, например, Евразия.

Горизонтальные движения могут быть изучены, а их периодичность может быть установлена, если, с одной стороны, допустить жесткость литосферной плиты, а это постулируется в плитной тектонике для получения информации о горизонтальных движениях в «чистом» виде, а с другой – считать, что океаническое дно евразийского сегмента Северной Атлантики представляет собой единое целое с континентальным массивом, что вроде бы тоже не противоречит действительности. В таком случае, магнитополосовая структура океанского дна будет представлять собой документальную запись изменения по времени величины именно общих горизонтальных движений литосферной плиты в целом.

В качестве показателя интенсивности проявления горизонтальных движений можно использовать величину приращения площади океанического дна в единицу времени, ΔS_{spr} км²/год, иногда не совсем точно именуемую «скоростью спрединга». Приближенные оценки параметра ΔS_{spr} выполнены по карте возраста океанического дна, но в подсчет включена лишь северная (относительно северной широты 45°) часть Северной Атлантики, располагающаяся к востоку от оси срединно-океанического хребта. Средние значения ΔS_{spr} отнесены к шкале геологического времени. Результаты сравнения показывают, что наиболее высокие скорости наращивания площади океанического дна имели место в **палеоцен–эоценовую** и **миоценовую** эпохи, тогда как в **позднем мелу, конце олигоцена, плиоцене и плейстоцене** они были существенно ниже. Но именно в это время на континентах происходили грандиозные перестройки рельефа земной поверхности, вызванные проявлением вертикальных неотектонических движений.

Эта ситуация была промоделирована на упруго-вязких материалах (рисунок). Модель подтвердила правильность принятых выше допущений, что позволяет рассматривать полученные изменения во времени величины ΔS_{spr} в качестве параметра, эквивалентного показателю интенсивности горизонтального перемещения Евразийской литосферной плиты. Иными словами, мы имеем дело с периодичностью проявления горизонтальной компоненты тектонических движений в кайнозое.



Изменение величины амплитуд вертикальных A_V и A_H горизонтальных движений по времени T , s в эксперименте (Леви, Борняков, 1977).

Таким образом, новая карта неотектоники северо-восточного сектора Азии показала:

1. Неотектонические движения начали проявляться на этой обширной территории в разное время, но обнаруживается тенденция омоложения структурных комплексов по мере приближения к побережьям Тихого и Индийского океанов.
2. Высота палеорельефа исходных поверхностей выравнивания может быть восстановлена путем анализа континентальных гидросистем, существовавших до начала проявления неотектонических движений.
3. Преобладающим типом перемещений вдоль зон активных разломов являются сдвиги, тогда как сбросы, взбросы и надвиги являются лишь производными типами подвижек.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 05-05-97251 р-байкал-а, ИГ СО РАН 7.10.1 и 7.10.3 (программы РАН+СО РАН 7.10) и НОЦ «Байкал».

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОДИНАМИКИ)

*М.Г. Леонов**, *А.М. Мазукабзов***, *Ю.А. Морозов****, *Ю.Г. Цеховский**,
*О.В. Лунина***, *А.В. Никитин*****

*Москва, Геологический институт РАН,

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН,

***Москва, Институт физики Земли РАН,

****Воронеж, Воронежский государственный университет

Проблема структурно-вещественной эволюции земной коры на стадии внутриплитного тектогенеза – фундаментальная проблема современной геотектоники. Одним из наиболее надежных индикаторов эволюции подвижных поясов на плитном и орогенном этапах являются структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны). В тектонической структуре внутриплитных и межгорных впадин, в их соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления, в характере вторичных структурно-диагенетических преобразований вулканогенно-осадочного чехла заложена информация о геодинамических режимах развития консолидированной земной коры. Именно поэтому данная проблема стала предметом исследования в рамках Программы ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

Объектами исследования были выбраны Западное Забайкалье и Гиссаро-Алайская горная страна (Южный Тянь-Шань). Рассматриваемые территории в структурно-тектоническом смысле являются составными частями Центрально-Азиатского (Западное Забайкалье) и Урало-Монгольского (Гиссаро-Алай) подвижных поясов, которые в мезозое – начале кайнозоя в значительной части представляли собой молодую платформу, а в неотектонической структуре принадлежат единой области внутриконтинентального Евразийского орогена.

В обоих регионах широким распространением пользуются мезозойско-кайнозойские отрицательные морфоструктуры, разделенные зонами относительных поднятий (валов, горных массивов, хребтов). Проведение сравнительного изучения этих двух регионов представлялось привлекательным, исходя из двух соображений. Во-первых, Байкальская складчатая область и Южный Тянь-Шань на мезозойско-кайнозойском этапе обладают рядом общих черт строения и эволюции, обусловленных тем, что они принадлежат единому Центрально-Азиатскому подвижному поясу и входят в состав одноименного внутриконтинентального орогена. Во-вторых, им свойственны специфические черты структуры и истории развития, которые, вероятно, отражают региональные особенности развития различных участков земной коры. Такое положение вещей позволяет выявлять геологические характеристики, отражающие как региональные (частные), так и надрегиональные (фундаментальные) закономерности эволюции континентальной консолидированной земной коры.

Сравнительная характеристика мезозойско-кайнозойских впадин Западного Забайкалья и Гиссаро-Алайской горной страны

Тип характеристики	Гиссаро-Алай	Западное Забайкалье
Время формирования доплитного пенеппена	Ранний–средний триас	Ранний–средний триас?
Время начала формирования плитного чехла	Средний триас	Ранний–средний триас
Время заложения структурных впадин	Основная часть – поздний триас? –ранняя юра, отдельные впадины – нижний мел, верхний мел	Ранняя юра, ранний мел, поздний мел, ранний палеоген

Продолжение

Формационная принадлежность осадков	Платформенные формации (средняя–верхняя юра, верхний мел–эоцен) Формации орогенной молассы (нижний мел, олигоцен–квартер)	Фэновые формации Терригенная тонкообломочная Формации орогенной молассы
Эпохи пенеplanation и смены геодинамических режимов	Предраннемеловая, предпоздне-меловая, предсреднемиоценовая, предолигоценная. Захватывают практически всю территорию	Домезозойская, досреднетриасовая?, допалеогеновая, донеогеновая
Характер внутриплитного и орогенного магматизма	Практически отсутствует	Гранитоидный магматизм Внутриплитный липарит-трахиандезит-трахибазальтовый и трахибазальтовый вулканизм
Характер унаследованности	В большинстве случаев (но не всегда) унаследованы от расположения палеозойских морфоструктурных элементов различного типа Оси впадин совпадают с ориентацией палеозойских структур	Унаследованность отсутствует Впадины наложены на самые различные структурно-вещественные комплексы фундамента
Эпигенез и метаморфизм	Ката- и метагенез, зеленосланцевый метаморфизм	Изменения на уровне катагенеза, метаморфизм, гранитизация
Связь метаморфизма с палеоглубинами погружения и структурно-тектоническими перестройками	Погружение практически отсутствует Метаморфизм проявлен в зонах субвертикального и субгоризонтального пластического течения	Погружение практически отсутствует Метаморфизм и гранитизация проявлены в зонах субгоризонтальных detachментов на границе «фундамент/чехол»
Строение и возраст фундамента	Преимущественно складчато-метаморфический, сформирован к концу палеозоя. Гранитно-метаморфический слой погружен	Преимущественно гранитогнейсовый, сформирован в докембрии–палеозое за счет совмещения в пространстве различных террейнов и их объемной гранитизации
Механизмы структурно-вещественной перестройки пород фундамента на плитной и орогенной стадиях	Пластическая деформация Меланжирование Объемный катаклиз Динамическая рекристаллизация	Объемный катаклиз Пластическая деформация Гранитизация
Форма выходов и соотношение с выступами фундамента	Резко отрицательные (с перепадом высот до 2–3 км) морфоструктуры (депрессии), вытянутые по простиранию оси сооружения, узкие, разобщенные на отдельные «четки» Приурочены к узким шовным зонам (коллизийным швам), разделяющим различные структурно-формационные зоны палеозойского складчато-метаморфического основания Среднее соотношение ширины и длины 1/5–1/10. Ширина впадин на порядок отличается от ширины разделяющих выступов фундамента	Отрицательные (с перепадом высот до нескольких сотен метров) морфоструктуры, вытянутые по простиранию оси сооружения, узкие, разобщенные на отдельные «четки» Приурочены к зонам региональных разломов (взбросо- и сбросо-сдвигов); отделены одна от другой куполовидными выступами фундамента Среднее соотношение ширины и длины 1/3–1/10. Ширина впадин может быть зачастую сравнима с шириной разделяющих впадины выступов фундамента

Продолжение

Внутренняя структура	Синклинальные сильно сжатые структуры с запрокинутыми внутрь крыльями, часто с интенсивной внутренней деформацией (складки высоких порядков; характерно пластическое перераспределение материала, расланцевание). Симметричное строение в центре и асимметричное на крыльях горного сооружения	Относительно простая синклинальная форма или форма одностороннего или двустороннего грабена. Асимметричное строение
Современное ограничение	Разломы с надвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой Характерно схождение ограничивающих впадины бортовых разломов (надвигов) и образование структур тектонического сшивания Центриклинальные замыкания, как правило, срезаны разломами или редуцированы	Разломы со сбросо-сдвиговой, редко взбросо-сдвиговой кинематикой Разломное ограничение, как правило, с одного борта впадины Центриклинальные замыкания зачастую сохраняются
Современная морфоструктура региона	Мегасвод, осложненный крутыми складками и изгибами второго порядка с резко выраженным высокогорным расчлененным рельефом	Мегасвод, осложненный пологими изгибами второго порядка с низко- и среднегорным относительно слабо расчлененным рельефом
Деформация домезозойского пенеплена	Хрупко-пластическая, интенсивная с формированием системы крупноамплитудных складок и перегибов с крутыми (вплоть до обратных) углами наклона	Относительно слабая с формированием пологих перегибов и складок с углами наклона порядка 10–30°
Главный структурно-кинематический парагенез	Сдвигово-надвиговой	Сбросо-сдвиговой, парагенез «детачмента»
Структурно-кинематические условия заложения впадин	Общее сжатие в глубинных горизонтах коры и литосферы и связанная с ней изгибная неустойчивость, приводящая к формированию чередующихся в пространстве и во времени зон транспрессии и транстенсии (при незначительном поперечном сокращении пространства)	Общее растяжение в условиях сдвига (транстенсия) при минимальном поперечном изменении размера пространства
Глубинное строение и тепловое поле	Наличие дискретных глубинных неоднородностей, многочисленных реологически ослабленных горизонтов и объемов относительно разогретой (под впадинами) и холодной (под горным поднятием) подлитосферной мантии. Билатеральное растекание материала	Наличие аномальной мантии асимметричного строения, обусловленного верхнемантийными плюмами с растеканием в юго-восточном направлении
Режим перемещения горных масс консолидированной коры и литосферы	Симметричное относительно оси горного сооружения 3D латеральное перераспределение с чередованием областей транстенсии и транспрессии	Косо-продольное по отношению к оси горного сооружения 3D течение горных масс в условиях транстенсии (растяжение со сдвигом)

О к о н ч а н и е		
Сопутствующие режимы структурообразования и перемещения горных масс	Изгибная и гравитационная неустойчивость	Гравитационный коллапс, формирование комплекса метаморфических ядер
Предполагаемая общая геодинамическая причина возникновения и формирования структуры	Наличие возбужденной аномальной мантии. Возникновение парных плюмов с поперечно-симметричным центробежным течением вещества (продольное течение выражено слабо)	Наличие возбужденной аномальной мантии. Возникновение плюма (системы плюмов) с преимущественно косо-продольным однонаправленным течением материала (центробежное поперечное течение выражено слабо)

Сравнительный анализ геологического строения мезозойско-кайнозойских впадин Забайкалья и Гиссаро-Алая выявляет как черты сходства, так и черты различия в строении и эволюции этих двух регионов на плитной и орогенной стадиях развития. Подчеркнем некоторые из них.

Черты сходства: заложение впадин (дискретных осадочных бассейнов) на эпипалеозойском консолидированном фундаменте; примерно одинаковое время заложения; общее геометрическое расположение впадин; континентальный тип осадконакопления; стадийность развития и пр. Наличие такого сходства убеждает, что в развитии этих двух столь отдаленных регионов играет роль единый «субглобальный» геодинамический режим, что подтверждается и тем фактом, что внутриплитный тектогенез накладывается на структуры разного возраста и происхождения и независимо от предыстории их геологического развития.

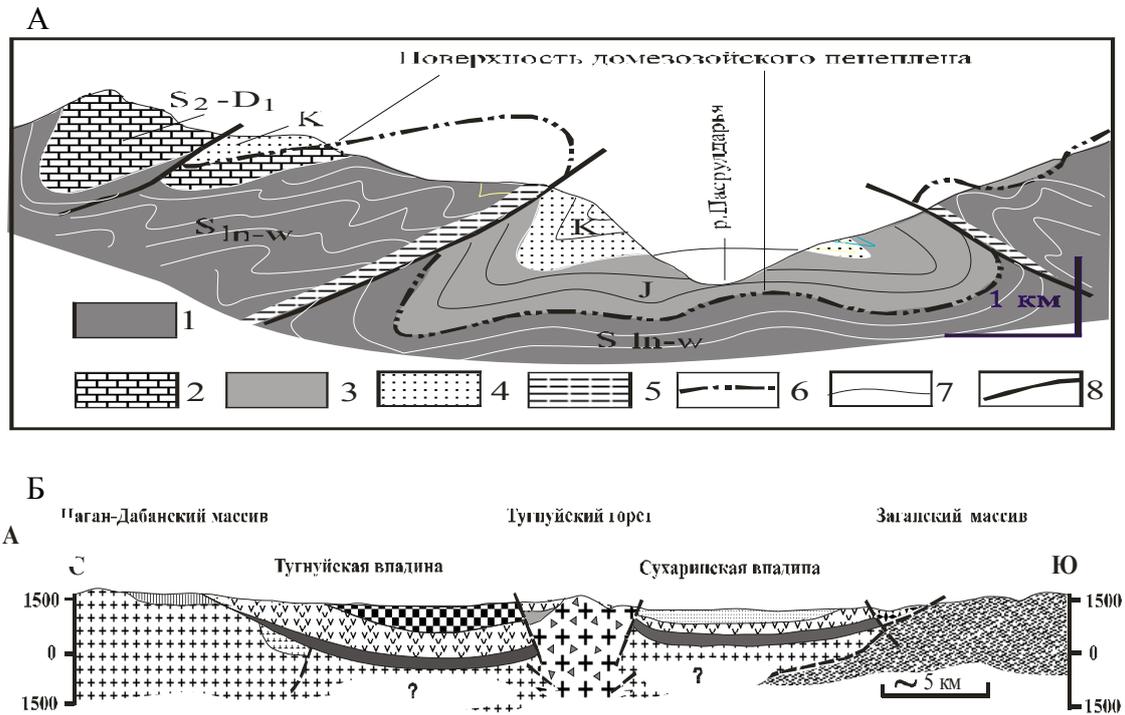
Черты различия: проявление вулканизма в пределах Забайкалья и его практически полное отсутствие в Гиссаро-Алае; структурное выражение: узкие шовные зоны концентрированной деформации – в Гиссаро-Алае и раскрытые синклиналильные структуры – в Забайкалье; интенсивность рельефообразующих процессов: высокогорный резко расчлененный рельеф Тянь-Шаня и низко-среднегорный слабо расчлененный – Забайкалья; преобладание формационных типов отложений: в Забайкалье – фэновый, на Тянь-Шане – лагунный, мелководно-морской и молассовый; структурно-кинематические ансамбли: в Забайкалье – сбросово-сдвиговый и «парагенез дачмента», в Гиссаро-Алае – сдвига-надвиговый.

Существование подобного набора черт отличия свидетельствует, что формирование структур Забайкалья и Южного Тянь-Шаня происходило в условиях наложения по крайней мере двух типов геодинамических режимов: а) межрегионального (субглобального), определившего черты сходства строения и эволюции этих двух регионов; б) региональных режимов, обусловивших черты их различия. Имеет место сложное взаимодействие различных режимов в пределах, казалось бы, единого в геодинамическом смысле орогенического пояса, что заставляет задуматься о правомерности признания какого-либо одного (и единственного, как это сейчас принято) механизма структурообразования на этой гигантской территории, будь то действие плюма или давление плиты Индостана.

Анализ строения и эволюции межгорных впадин двух регионов – Западного Забайкалья и Южного Тянь-Шаня в его Гиссаро-Алайском сегменте – позволяет говорить о проявлении в пределах Забайкальского региона преимущественной трансенсии (по-видимому, в пределах всего литосферного слоя), тогда как в Гиссаро-Алае, напротив, преобладал транспрессионный режим (на уровне нижних горизонтов коры) и чередующиеся режимы транспрессии и трансенсии – на уровне верхнекоровых горизонтов (рисунок).

Основываясь на данных о структуре, проявлении или отсутствии магматизма и прочих признаках, а также на признанном в настоящее время тезисе о значительной роли плюмов в тектоническом развитии регионов, можно высказать предположение о существовании двух изометричных относительно продольной оси сопряженных плюмов в пределах Гиссаро-Алая и асимметричного плюма (серии асимметричных плюмов) с директивным направлением течения материала – в пределах Западного Забайкалья. Учитывая данные по другим регионам, можно говорить о двух разновидностях плюмов (конвективных или адвективных ячеек), с «ориенти-

рованным» и «неориентированным» течением вещества в их апикальных частях. Они имеют различное выражение в особенностях вулканогенно-осадочного процесса, структуре корового слоя и в морфоструктуре его поверхности.



Типичное строение межгорных впадин (поперечные профили): (А) Гиссаро-Алайской горной страны (условия транспрессии); (Б) Западного Забайкалья (условия транстенсии).

В заключение следует отметить, что проблема внутриплитного тектогенеза Центрально-Азиатского пояса находится в стадии разработки, ею занимаются многие геологи, но она еще очень далека от своего решения. И несмотря на обилие материалов по этому вопросу, мы только начинаем приближаться к пониманию некоторых закономерностей мезозойско-кайнозойской тектоники региона, и даже авторы этой работы не во всем согласны друг с другом. Однако мы полагаем, что представить сравнительные данные по различным регионам на обсуждение геологической общественности весьма полезно.

Работа выполнена в соответствии с задачами Программы ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» (проект: «Центрально-Азиатский подвижный пояс на плитной стадии: тектоника консолидированной коры и ее отражение в вулканогенно-осадочном процессе») и при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04-05-6448 и 07-05-01158).

О КОРРЕКТНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДАННЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ПЕТРОЛОГИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ф.А. Летников

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

Развитие методов физико-химической и экспериментальной петрологии обусловило широкое внедрение полученных результатов в практику решения сугубо геологических задач. Причем зачастую эти результаты используются напрямую, без должного критического анализа как проведения самих экспериментов, так и физико-химических расчетов. Рассмотрим это на конкретных примерах.

Наиболее широко результаты экспериментов по определению P-T условий образования различных минеральных фаз используются при построении петрогенетических сеток и выяснении температур и давлений образования как отдельных минералов, так и парагенетических ассоциаций. При этом берутся сами цифры, вплоть до второго знака после запятой. Иными словами, происходит абсолютизация этих цифр, и они кладутся в основу так называемых геодинамических реконструкций с далеко идущими геологическими следствиями. Рассмотрим некоторые специфические черты метаморфизма, которые в свое время четко обозначил Д.С. Коржинский. В большинстве экспериментов из интенсивных параметров главным образом оцениваются P и T, в то время как такой важнейший параметр, как P флюида или компонентов флюида: P_{H_2O} , P_{CO_2} , P_{H_2} , P_{N_2} и др., не оценивается вообще. Дело в том, что даже тогда, когда отдельные компоненты флюида не входят в состав новообразованных фаз, они могут повышать общее давление, то есть: $P_{общее} + P_{флюида} = P_{в\ системе}$. Это особенно важно для ситуаций, когда $P_{флюида} > P_{общего}$. До сих пор не оценена в полной мере роль компонентов восстановленного флюида H_2 , CO, CH_4 и других. Среди них исключительно важная роль, с точки зрения петрологии, принадлежит водороду, когда проницаемость пород для водорода определяется механизмом не диффузии, которая протекает достаточно медленно, а бародиффузии, которая, как следует из экспериментов В.Я. Медведева и Л.А. Ивановой [1], реализуется со скоростями на 5–6 порядков быстрее по сравнению с обычной диффузией, где P_{H_2} не превышает 200–300 бар при T – 450–600 °C. При этом в природных условиях громадное значение приобретает степень рассланцевания пород, когда скорость прохождения тонких флюидных пленок по сланцеватости на несколько порядков превышает скорости диффузии в нерассланцованные породы. В этом плане становится ясной роль зон рассланцевания и зон бластомилонитов во флюидном переносе по всему разрезу земной коры и верхней мантии. По терминологии Г.Л. Поспелова они играют роль универсальных флюидопроводников.

Кинетические ограничения при проведении экспериментов накладывают свои ограничения на образование минеральных фаз при снижении T и P. Ранее нами [2–4] подчеркивалась одна из важнейших особенностей формирования большинства метаморфических рассланцованных пород. Суть этого явления заключается в том, что в условиях вязкопластического течения горных пород при процессах метаморфизма в каждой единице объема деформируемой породы реализуется механизм, который был открыт экспериментально Бриджменом в 1958 г. и вошел в науку под названием «давление плюс сдвиг» [5]. Суть этого явления заключается в том, что сочетание давления и сдвиговой деформации обуславливает фазовые переходы при значительно более низких T и P. Иными словами, в условиях вязкопластического течения пород в процессах метаморфизма многие фазовые переходы протекают при сравнительно низких P-T параметрах, по сравнению с экспериментами, где задавалось только давление баз сдвиговой компоненты. Более того, в таких условиях происходит концентрация напряжений в ксенолитах нерассланцованных пород и таким путем формируются, например, так называемые «высокобарические комплексы» эклогитов. Это было блестяще показано В.В. Травиным [6] на примере эклогитов Карелии, когда дайки основного состава эклогитизируются только в зоне разлома, где имело место пластическое течение пород. Использование эффекта «давление + сдвиг» легло в основу

работы целого института под научным руководством Н.С. Ениколопяна [7, 8]. Было установлено, что при достижении критических параметров и снижении P в таких системах почти мгновенно происходит взрывное выделение тепловой и механической энергии, приводящее к тончайшему диспергированию и расплавлению тонкодисперсного субстрата. По такому механизму в зонах разломов образовались псевдотахилиты. По мнению Ю.А. Авсюка, в планетарном масштабе проявление этого эффекта может привести к нарушению стационарного состояния в недрах Земли и выделению значительных количеств тепловой и механической энергии [9, 10].

С позиций развиваемых нами представлений об инверсии флюидного режима в эндогенных процессах целесообразно рассматривать ситуации, когда скорость «притока» в тектоническую зону флюидных компонентов, или Si , K , Na в их составе, меньше скорости связывания их в минералах, или же когда флюидный поток начинает угасать, то инверсия флюидного режима неизбежна. Рассмотрим это на примере синтетектонических слюдяных метасоматитов, представленных мусковитовыми, биотитовыми, биотит-мусковитовыми, фенгитовыми или серицитовыми сланцами. Последние были описаны как синтетектонические слюдяные метасоматиты В.Н. Огородниковым [11] на Урале, Ф.А. Летниковым с соавторами [12, 13] на Кокчетавской глыбе и т.д. Поскольку процессы $H_2O-K-Si\pm Na$ метасоматоза протекают в зонах глубинных разломов под воздействием потока восходящих флюидов и одновременного воздействия тектонических напряжений, в итоге формируются по облику типичные слюдяные сланцы, метасоматическая природа которых доказывается однозначно [12, 13]. Если метасоматозу подвергаются породы основного состава, то замещающие амфибол слюды в значительной мере представлены биотитом и фенгитом, по породам кислого состава образовывался мусковит. Массовое поглощение H_2O и K в составе слюд приводит, с одной стороны, к «осушению» флюида, а с другой – к снижению в нем потенциала K . Именно на этой стадии в слюдяных сланцах начинается рост дистена и граната, в которых по зонам роста наблюдаются включения ранее образованных слюд. Наличие дистена и граната дает основание некоторым исследователям выделять их в виде «высокоглиноземистых» пород, хотя при обычном сопоставлении силикатных анализов очевидно, что по количеству Al_2O_3 они ничем не отличаются от исходных гнейсов, а поскольку в полевых шпатах Al_2O_3 больше, чем в слюдах, то «избыточный» алюминий связывается в «сухих» условиях на стадии инверсии флюидного режима в дистене или в гранате, за исключением, естественно, тех случаев, когда происходит привнос алюминия в составе флюидов.

Абсолютизация цифр, полученных в ходе экспериментов, и распространение их на природные объекты недопустимы по двум причинам. В природных условиях процессы, лимитируемые диффузией, протекают медленно и их скорость зависит от роста T , но в отличие от лабораторных экспериментов, которые протекают иногда за десятки минут, часы или несколько суток, в природных условиях это годы, десятки, сотни и даже миллионы лет. То есть природные процессы располагают резервом времени, тем, чего нет у экспериментаторов, что заставляет их выходить сразу на максимальные или оптимальные режимы, при которых нужная реакция пройдет быстро и наверняка. Уже это обстоятельство приводит к завышению P - T условий экспериментального синтеза относительно их природных аналогов. При этом забывается принцип Оствальда об энергосберегающем ступенчатом переходе одних фаз в другие, когда исходя из принципа минимизации энергии фазовых переходов каждая последующая новообразованная фаза частично использует структурные «заготовки» от предыдущей фазы, которую она замещает. В полной мере это правило реализуется при метаморфизме и только тогда при метасоматозе, когда структурный и вещественный матрикс обоих реакционных минералов близок, например альбитизация калиевого полевого шпата и т.д.

Применение современных методов минералогических исследований (микронзонд, туннельный и электронный микроскопы, ЯМР и ЭПР) позволило изучать микро- и даже наноразмерные объекты, что привело к разобщению минералогии на макро- и микроминералогию. Парадокс заключается в том, что установленные микроминералы в конкретной породе не достигают даже миллиметровой размерности. Поясним этот тезис на примере алмазоносных бластомилонитов месторождения тонкодисперсных алмазов Кумды-Куль в Северном Казахстане. Как нами подчеркивалось ранее [14], тонкодисперсные алмазы с размерами от первых микрон до десятков микрон образовались в бластомилонитах при синергетическом сочетании трех факторов: 1) стресса, 2) упруговязкого течения породы и формирования тонкорассланцованного бластомилонита, и 3) миграции по сланцеватости глубинного восстановленного высокоуглеродистого

флюида. В этих условиях за счет реализации механизма «давление + сдвиг» на неровной поверхности отдельных минералов в локальных центрах повышались P и T , достаточные для метастабильного роста зародышей кристаллов алмаза, часть из них погибала, а другие зарастали минеральными пленками и консервировались в составе растущих минералов. По такому механизму порода пропитывалась «алмазной пылью», когда при разведке месторождения бортовое содержание оценивалось в 8 карат. Самый крупный единичный кристалл, найденный на этом месторождении, имел размеры 0.2 мм. Если учесть, что 99.8 % самородного углерода на месторождении Кумды-Куль представлено графитом, то это графит-алмазное месторождение, где суммарное содержание осажденного из флюида самородного углерода не превышает 3–4 %. Следует подчеркнуть, что образование алмаза не связано с гипотетическим «углеродистым метасоматозом», а обусловлено синергетическим сочетанием одновременного проявления процесса формирования тонкополосчатого бластомилонита и проникновения по сланцеватости высокобарного мантийного флюида, когда высокое P флюида играло важнейшую роль не только в формировании локальных центров метастабильного роста алмаза, но и в образовании ультрамикроминералов коэсита. Из приведенного примера вытекает один важный вывод о нелинейности распределения P , $P_{\text{фл}}$ и T в теле формирующегося бластомилонита или синтетектонического метасоматита, когда в локальных микроучастках эти параметры могут возрастать на несколько порядков величины, обуславливая тем самым метастабильный рост высокобарных фаз, которые по классической схеме синтеза в коре образоваться не могли. При реализации такого механизма нет необходимости, используя механизм субдукции, погружать узкую зону бластомилонита шириной от 80 до 250 м в глубины мантии до 180–200 км, где реален переход графит – алмаз, а затем непонятно по какой причине обдуцировать ее в метаморфическую толщу протерозойского возраста.

Суммируя все вышесказанное, можно сделать вывод, что фетишизация абсолютных P - T значений, полученных при экспериментах, и перенос их на реальные геологические объекты без учета влияния многих факторов на формирование пород чреват грубыми геологическими ошибками.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы Министерства образования и науки (НШ-4496.2006.5) и РФФИ (грант 05-05-64243).

- [1] *Медведев В.Я., Иванова Л.А.* Флюидный режим нефритообразования. – Новосибирск: Наука, 1989. – 128 с.
- [2] *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.* Петрология, геохимия, флюидный режим тектонитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 223 с.
- [3] *Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В.* Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. – Новосибирск: Наука, 1988. – 184 с.
- [4] *Летников Ф.А., Балышев С.О.* Петрография и геоэнергетика тектонитов. – Новосибирск: Наука, 1991. – 146 с.
- [5] *Bridgman P.F.* The physics of high pressure. – London: Belland Sons, 1958. – 217 p.
- [6] *Травин В.В., Козлова Е.Н.* Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 3. – С. 376–380.
- [7] *Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С.* Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 228, № 3. – С. 657–660.
- [8] Капустян В.М., Жаров А.А., Ениколопан Н.С. Полимеризация мономеров в твердой фазе в условиях высоких давлений и напряжений сдвига // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 179, № 3. – С. 627–628.
- [9] *Авсюк Ю.Н.* Учет пертурбационных членов в действующей на Луне приливной силе. Препринт № 8. – М.: ИФЗ АН СССР, 1981. – 25 с.
- [10] *Авсюк Ю.Н.* Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М.: Научный мир, 2001. – С. 76–93.
- [11] *Огородников В.Н.* Алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса // Труды Свердловского горного института. Вып. 116. – Свердловск, 1975. – С. 80–84.
- [12] *Летников Ф.А., Зорин Ю.А., Заячковский А.А.* Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе // Закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1975. – С. 260–268.
- [13] *Летников Ф.А.* Об инверсии флюидного режима // Флюиды в магматических системах. – М.: Наука, 1982. – С. 116–131.
- [14] *Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С.* Акцессорные минералы из эклогитов и алмазоносных пород месторождения Кумды-Куль // Записки ВМО. – 1999. – № 6. – С. 16–27.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Sr и Sm-Nd) ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

*Е.Ф. Летникова**, *А.Б. Кузнецов***, *О.М. Туркина**, *С.В. Вещева****,
*Ю.Л. Ронкин*****, *И.А. Максимова**

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

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

***Иркутск, Институт земной коры СО РАН

****Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН

Тувинно-Монгольский массив как самостоятельная тектоническая структура был выделен в середине прошлого столетия А.В. Ильным и трудами многих геологов был внесен в большинство геодинамических реконструкций развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. В результате детального геологического картирования было выяснено строение массива и разработана стратиграфия вулканогенно-осадочных комплексов, слагающих его чехол и окраины. За прошедшие десятилетия многие магматические образования Тувинно-Монгольского массива получили обширную геохимическую и геохронологическую характеристику. Однако восстановление строения и этапов развития этой докембрийской структуры невозможно без изотопно-геохимического изучения терригенных и карбонатных пород. Привлечение геохимических и Sm-Nd изотопных методов при исследовании терригенных пород способно дать важную информацию о составе и возрасте питающих провинций, а Sr хемотратиграфическое исследование карбонатных пород позволяет получить сведения о времени накопления осадков.

Фундамент Тувинно-Монгольского массива сложен позднеархейскими кристаллическими образованиями Гарганской глыбы, в составе которой доминируют плагиогнейсы и плагиогранитоиды тоналит-трондьемитового состава. Породы фундамента испытали высокоградный метаморфизм около 2.66 млрд лет назад (U-Pb метод по циркону, сообщение В.П. Ковача). На кристаллических породах фундамента залегают конгломераты и аркозовые песчаники, которые согласно сменяются мощной толщей карбонатных пород иркутской свиты. Среди карбонатных пород преобладают слабобитуминозные известняки с пачками строматолитов и линзами кремней. Названные терригенно-карбонатные отложения накапливались в мелководных обстановках и слагают чехол массива. Литолого-геохимическое исследование осадочных пород свиты предполагает, что при седиментации чехла Гарганская глыба представляла собой устойчивый участок земной коры в пределах океана.

В долине р. Оки известняки иркутской свиты подверглись эпигенетической доломитизации, а в северной части массива породы превращены в кальцитовые и доломитовые мрамора. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах ($\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$) нематаморфизованных известняков (левый борт р. Хоре) варьируется в пределах 0.7056–0.7059 и согласуется с этим значением в наименее измененных образцах кальцитовых мраморов (р. Ока) – 0.7052–0.7053. Полученная Sr изотопная характеристика карбонатных пород указывает, что формирование осадков иркутской свиты происходило в конце среднего – начале позднего рифея: в интервале 1200–750 млн лет назад. Верхний предел согласуется с данными А.Б. Кузьмичева: U-Pb и Rb-Sr возраст минералов из тоналитов Сумсунурского комплекса, прорывающего карбонатные породы, около 790 млн лет назад.

Процесс карбонатакопления, благоприятного в условиях пассивного тектонического режима, был прерван во второй половине позднего рифея после заложения вблизи Тувинно-Монгольского массива активной континентальной окраины. В это время значительно сократилась площадь шельфа и на периферии массива накапливались исключительно терригенные осадки окинской и хугейнской серий, а также их стратиграфические аналоги на юге массива – силикокластические отложения хайсуинской свиты. Петрохимическое изучение терригенных отложений названных серий позволило выделить алевролиты, туффиты и три группы песчаников, в том числе аркозовых. Следует отметить, что изученные аркозовые песчаники в большинстве случаев характеризуются повышенным содержанием Na_2O относительно K_2O , что свидетельствует о преобладании плагиогранитоидов в источниках сноса.

В терригенных отложениях окинской серии и хайсуинской свиты выявлено три типа спектров распределения РЗЭ. Первый тип обнаружен только в породах окинской серии. Он характеризуется отчетливым обеднением тяжелыми РЗЭ и наиболее высоким отношением La/Yb (11.3–23.2) при отсутствии Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.80–1.01$). Аналогичное распределение лантаноидов ($La/Yb=16–50$) имеют позднерифейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды Гарганского блока, что позволяет рассматривать их в качестве наиболее вероятного источника сноса для терригенных пород, обедненных тяжелыми РЗЭ. Второй тип отвечает туффитам окинской серии. Отсутствие Eu аномалии ($Eu/Eu^*=0.92$) и пологий характер распределения РЗЭ ($La/Yb=4.02$) существенно отличают изученные пирокластические породы от других обломочных пород окинской серии и хайсуинской свиты. Рассматриваемые спектры РЗЭ типичны для пород основного состава, что подтверждает генетическую связь туффитов с продуктами базальтоидного вулканизма. Третий тип распределения РЗЭ, к которому относятся аркозовые песчаники, не обнаруживает резкого обеднения тяжелыми РЗЭ, что, в свою очередь, делает спектры этого литотипа более пологими ($La/Yb=9.5–12.1$). Eu аномалия в этих отложениях также практически отсутствует (среднее $Eu/Eu^*=0.92$). Этот тип спектров, по сути, занимает промежуточное положение между двумя названными выше и сходен с таковым для пород вулканогенно-осадочной сархойской серии. Алевролиты и песчаники окинской серии имеют пониженное содержание легких РЗЭ по сравнению с вулканитами сархойской серии и позднерифейскими плагиогнейсами и плагиогранитоидами Гарганского блока. Это свидетельствует об участии базитовых источников сноса в образовании терригенного материала окинской серии. Таким образом, анализ особенностей распределения РЗЭ в терригенных отложениях позволяет ограничить их вероятные источники сноса раннедокембрийскими породами Гарганского блока, неопротерозойскими вулканитами сархойской серии, а также породами Дунжугурского офиолитового комплекса, служившего поставщиком мафического материала.

С целью уточнения источников сноса был исследован изотопный состав Sm и Nd в терригенных породах окинской серии и хайсуинской свиты, а также потенциальных пород питающей провинции – пород фундамента Гарганской глыбы и вулканитов сархойской серии. Раннедокембрийские плагиогнейсы и плагиогранитоиды тоналит-трондьемитового состава Гарганского блока имеют мезоархейский модельный возраст – $T_{Nd}(DM)=2.8–3.0$ млрд лет. Позднерифейские средне-кислые вулканиты сархойской серии характеризуются отрицательными значениями ϵNd_{800} (от -1.4 до -5.5) и $T_{Nd}(DM)=1.6–2.0$ млрд лет, что указывает на значительный вклад в их образование мезоархейской коры фундамента Гарганского блока и согласуется с заключением о развитии вулканизма в обстановке активной континентальной окраины. Изученные терригенные породы имеют широкие вариации изотопных параметров: ϵNd_{800} от -0.5 до -9.1 и $T_{Nd}(DM)=1.5–2.3$ млрд лет, которые частично перекрываются с таковыми для вулканитов сархойской серии. Это может указывать на преобладание в области эрозии пород сархойской серии. Вместе с тем, наличие пород как с более древним (2.3 млрд лет), так и с более молодым (1.5 млрд лет) модельным возрастом, в сравнении с породами сархойской серии, указывает на вклад других источников. Раннедокембрийским коровым источником, скорее всего, служили плагиогнейсы и плагиогранитоиды Гарганского блока, поскольку их участие в образовании терригенного материала позволяет также объяснить присущие алевролитам и песчаникам фракционированные спектры РЗЭ с повышенным отношением La/Yb . Снижение модельного возраста до 1.5 млрд лет может быть следствием эрозии позднерифейских основных пород Дунжугурского офиолитового комплекса или Сархойской вулканической палеодуги.

Распределение петрогенных и редкоземельных элементов в позднерифейских терригенных отложениях окинской серии и хайсуинской свиты и их $Sm-Nd$ изотопные характеристики находят свое логическое объяснение в том случае, если накопление терригенных отложений происходило в осадочных бассейнах, непосредственно сопряженных с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Источником сноса обломочного материала, с одной стороны, служили породы раннедокембрийского фундамента массива и его активной континентальной окраины, а с другой – основные вулканиты Дунжугурской островной дуги.

В венде после амальгамации блоков различной тектонической природы на вновь образованном составном террейне (Тувино-Монгольский микроконтиненте) возобновляется карбонатная седиментация уже венд-кембрийского чехла. В отличие от рифейского, венд-кембрийский чехол отлагался не на раннедокембрийском континентальном фундаменте, а на породах

преимущественно мафического состава, что находит отражение в геохимическом составе карбонатных осадков. В ходе Sr-хемотратиграфического исследования было установлено, что наиболее ранними карбонатными отложениями венд-кембрийского чехла могут считаться битуминозные известняки агарингольской и мурэнской свит (верховья р. Мурэн). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах этих свит варьируется в пределах 0.7074–0.7080. Сопоставление полученной Sr изотопной характеристики со стандартной кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане показывает, что мурэнские и агарингольские известняки накапливались в интервале ~580–550 млн лет. Более поздними отложениями венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента являются карбонатные породы фосфоритоносных боксонской и хубсугульской серий. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах названных серий варьируется в пределах 0.7076–0.7084 и 0.7080–0.7084, соответственно, что свойственно поздневендским–раннекембрийским осадкам.

Таким образом, в истории развития Тувино-Монгольского массива можно выделить три этапа осадконакопления – рифейской и венд-кембрийской шельфовой карбонатной седиментации в условиях пассивного тектонического режима, которая прерывалась активизацией структуры, где в обстановках активной континентальной окраины в краевых частях Тувино-Монгольского массива накапливались мощные терригенные комплексы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64686, 06-05-64572 и 07-05-01107), Президиума СО РАН (проект № 6.6) и научных школ.

ПРИЗНАКИ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.В. Лунина, А.С. Гладков

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

Гусиноозерская впадина является эталонной для системы позднемезозойских депрессий «забайкальского» типа [2]. По современным представлениям [2, 6 и др.] она входит в состав Западно-Забайкальской рифтовой области, протянувшейся в северо-восточном направлении на 1000 км от верховьев реки Селенги до Витимского плоскогорья. В структурном отношении впадина представляет собой моноклинал, осложненную дифференцированными подвижками блоков фундамента [2]. Считается, что опускание депрессии происходило благодаря подвижкам по Моностойскому сбросу, расположенному вдоль ЮВ борта, в то время как влияние Хамбинского разлома, ограничивающего ее СЗ борт, игнорируется. В период аккумуляции мезозойских отложений он никак не воздействовал на ход осадконакопления [1]. Между тем кайнозойская активизация Хамбинского разлома очевидна. В его юго-западной части обнаружена сейсмодислокация субмеридионального простирания общей протяженностью до 2.5 км, выраженная сбросовым уступом, пересекающим рыхлые отложения пролювиальных конусов выноса [3]. Вскрытие этого сегмента канавой позволило установить два палеособытия: одно произошло после формирования погребенного гумусированного горизонта с возрастом 3680 ± 60 лет, другое перед образованием почвы 5290 ± 100 лет назад [5].

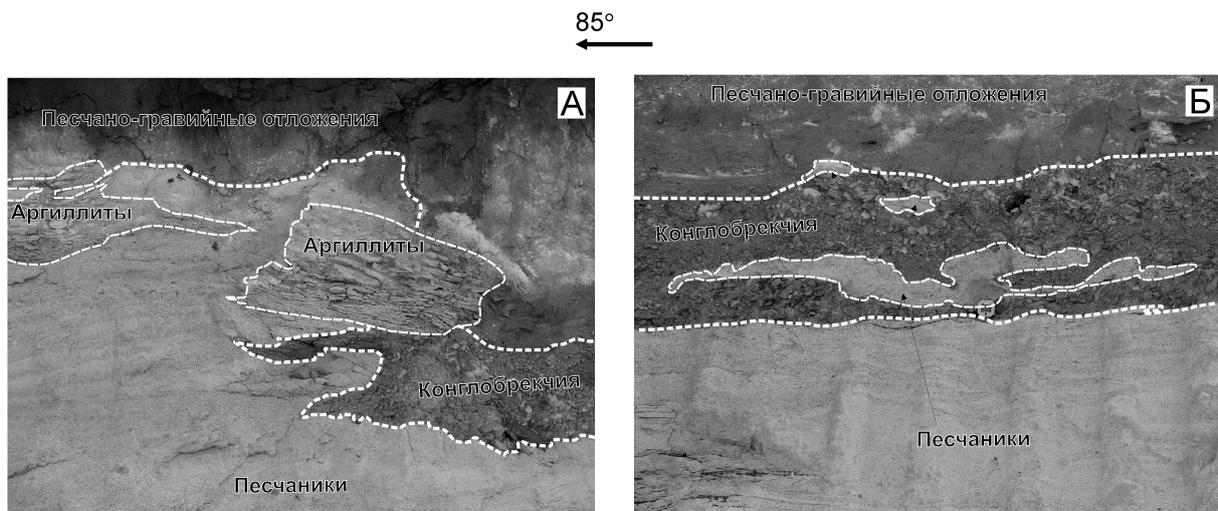
В ходе проведения структурных и тектонофизических исследований нами выявлены новые доказательства активизации разломов Гусиноозерской впадины в неоген-четвертичное время. К ним относятся, в первую очередь, сейсмогенные деформации рельефа, пересекающие долину р. Муртой, и сопутствующие им зоны дробления. Это свидетельствует о том, что описанная ранее сейсмодислокация имеет продолжение на северо-восток. По крайней мере, от пади Шалуты, где были обнаружены сейсмогенные оползни [3], уступ и ров (с разной степенью сохранности) прослеживаются еще как минимум на 7 км. В районе пади Муртой палеосейсмогенный разрыв просматривается на космоснимке и на местности. В пределах описываемого сегмента Хамбинского разлома сделаны три точки наблюдения. Во всех из них задокументированы зоны дробления и трещиноватости мощностью более 5 метров с азимутами падения на ВЮВ под углами от 50° до 70° . Анализ диаграмм массового замера трещин позволил реконструировать поля напряжений, отвечающие растяжению и растяжению со сдвигом с СЗ–ЮВ направлением оси растяжения (σ_3).

Об активизации разломов в Гусиноозерской впадине свидетельствует также зона интенсивной трещиноватости с аз. пад. $150 \angle 80-85^\circ$, обнаруженная в точке с координатами 51.28334° с.ш. и 106.36160° в.д. в выходе четвертичных суглинков с обломками слегка окатанных пород. Эта зона разрывов отражает локальный сдвиг, пересекающий Хамбинский разлом под углом 30° .

Подтверждением беспокойной тектонической обстановки в Гусиноозерской впадине во второй половине кайнозоя являются разломы, нарушающие выход базальтов неоген-четвертичного возраста (возраст по геологической карте 1:200000 масштаба государственной геологической съемки 1961 г.), расположенный в точке с координатами 50.95974° с.ш. и 106.25445° в.д. Первый представлен зоной трещиноватости видимой мощностью 2 м с аз. пад. $60 \angle 50^\circ$, второй выражен серией зон дробления и трещиноватости мощностью до 0.5 м с аз. пад. $155 \angle 70-85^\circ$. Простирание базальтового поля точно совпадает с направлением второго разлома, косвенно свидетельствуя о том, что он являлся проводником для выхода базальтовой магмы на поверхность, но только на сегменте между двумя параллельными разрывными нарушениями северо-западной ориентировки. Если возраст базальтов действительно неоген-четвертичный (другие сведения о возрасте вулканитов этого выхода авторам неизвестны), а их излияние контролировалось указанными разломами, значит, разрывные нарушения были сформированы до формирования вулканитов, а после, в позднем кайнозое, активизировались. Для описываемой точки

наблюдения реконструировано растяжение с северо-западным направлением оси σ_3 . В этом поле напряжений по зоне дробления и трещиноватости с аз. пад. $155 \angle 70-85^\circ$ могли происходить сбросовые смещения, что подтверждается также поясом В.Н. Даниловича на диаграмме массового замера трещин, в то время как зона разрывов с аз. пад. $60 \angle 50^\circ$ обеспечивала более свободное перемещение блоков по сбросам и имела сдвиговую кинематику.

Очевидные свидетельства кайнозойской активизации разломов вдоль юго-восточного борта Гусиноозерской впадины «записаны» в разрезе длиной $\sim 150-200$ м и высотой ~ 4 м, обнажающемся в угольном карьере в точке с координатами 51.18321° с.ш. и 106.46465° в.д. Нижняя часть разреза сложена белыми крупнозернистыми песчаниками холбольджинской свиты нижнемелового возраста. Выше на неровной поверхности залегает слабосцементированная коричневая конглобрекция неоген-четвертичного возраста. Обломки в ней слегка окатанные, хотя угловатых больше. Местами конглобрекция исчезает из разреза и ее замещают крупные гнезда или фрагменты пластов аргиллита (рисунок, А). На всем протяжении слой насыщен маленькими линзами песчаника из нижележащей толщи (рисунок, Б). Еще выше обнажается пласт песчано-гравийных отложений светло-коричневого цвета, на которых залегают четвертичные, возможно современные, темно-коричневые суглинки с примесью щебня и гравия. На западном окончании разреза слой конглобрекции обрывается. В геологии осадочных отложений толщу, насыщенную деформированными блоками из соседних слоев, называют толщей эндолистостромов, формирование которой происходит вследствие широкого развития в зоне осадконакопления обвально-оползневых и делювиально-пролювиальных фаций в связи с тектоническими подвижками по разлому [4]. В тектонике и сейсмогеологии подобные деформации осадочного разреза называют сейсмитами, формирующимися при разжижении грунтов во время сильных землетрясений.



Тектонические деформации типа «сеймитов» в разрезе осадочных отложений раннемелового и неоген-четвертичного возраста. А – фрагменты пластов аргиллита в толще конглобрекции неоген-четвертичного возраста. Б – линзы песчаника (из нижележащего слоя) в толще конглобрекции.

Нам представляются важными находки, свидетельствующие о кайнозойской активизации разломов Гусиноозерской впадины. И хотя в настоящее время современный сейсмический режим района Гусиноозерской впадины сопоставим с режимом окраины Сибирской платформы, эти факты представляют интерес в отношении бассейна, сопряженного с Байкальским рифтом и уже прожившего свою активную «рифтовую жизнь» длительностью примерно 120 млн лет с раннего мела по неоген. В четвертичный период эта активность заметно снизилась, о чем свидетельствуют особенности осадконакопления и слегка сглаженный современный рельеф. Вероятно, сеймотектоническая активизация в Забайкалье в плейстоцен-голоцене и позже была уже отголосками процессов, происходящими в Байкальской рифтовой зоне. Об этом косвенно мо-

жет свидетельствовать тот факт, что при активном развитии Гусиноозерской впадины в позднем мелу, когда действовал собственный горячий мантийный источник под литосферой Западного Забайкалья, опускание ее фундамента было односторонним и происходило по Моностойскому разлому [2], трассирующемуся вдоль юго-восточного борта. Сейчас же он выражен морфологически слабо по сравнению с Хамбинским разломом, с которым связывается основная сейсмотектоническая деструкция земной коры региона в плейстоцене и голоцене [3]. Таким образом, в какой-то период в кайнозое (или позднем мелу) могла произойти миграция тектонической активности с востока на запад, что обусловило в Гусиноозерской впадине такую же асимметрию рельефа, как и в Байкальской рифтовой зоне.

Работа выполнена при поддержке грантов Президента РФ № МК-1323.2007.5 и INTAS № 05-109-4383, комплексного проекта СО РАН 2006 г. № 6.13 и Фонда содействия отечественной науке в рамках интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

- [1] Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – 110 с.
- [2] Булнаев К.Б. Формирование впадин «Забайкальского» типа // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 1. – С. 18–30.
- [3] Ласточкин С.В. К сейсмогеологии Западного и Центрального Забайкалья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 136–145.
- [4] Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. – 2007. – № 4. – С. 1–16.
- [5] Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Семенов Р.М., Смекалин О.П., Серебренников С.П. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения Прибайкалья // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX–XXI веков. РФФИ в азиатской части России: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 535–537.
- [6] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 43–64.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азимов П.Я. 7
Алымова Н.В. 116
Анисимова И.В. 118
Анисимова С.А. 21, 105
Анникова И.Ю. 9
Антипин В.С. 12
Апарин В.П. 15
Аристов В.А. 18
Бабин Г.А. 120
Беличенко В.Г. 21
Беляев С.Ю. 24
Беляков Т.В. 118
Бибилова Е.В. 73
Борисенок В.И. 66
Брагин В.Ю. 92
Булгатов А.Н. 27
Буслов М.М. 30
Великославинский С.Д. 118
Верниковская А.Е. 33
Верниковский В.А. 33
Ветлужских Л.И. 64
Ветлужских Т.А. 27
Вещева С.В. 148
Вишневский А.В. 89
Владимиров А.Г. 9, 35, 41, 123
Водовозов В.Ю. 73
Волкова Н.И. 35, 39, 41
Воронцов А.А. 44
Высоцкий Е.М. 47
Гелетий Н.К. 21
Герасимов Н.С. 49
Гилева Н.А. 52
Гладков А.С. 151
Гладкочуб Д.П. 55, 73, 76, 84, 113
Голионко Б.Г. 18
Голубкова Е.Ю. 58
Горбунова Е.А. 61
Гордиенко И.В. 27, 64
де Граве И. 30
Гребенщикова В.И. 49
Дегтярев К.Е. 66, 69
Диденко А.Н. 73
Добрынина А.А. 52
Дольник Т.А. 21
Донская Т.В. 55, 73, 76, 84
Дриль С.И. 78, 81
Елбаев А.Л. 27
Зорин Ю.А. 84
Зыкин В.С. 87
Изох А.Э. 89
Казанский А.Ю. 92
Казанцева Е.В. 15
Казимировский М.Э. 81, 95
Калмычкова Т.Н. 49
Калугин В.М. 89
Кирнозова Т.И. 73
Киселев А.И. 99
Климук В.С. 64
Ключевский А.В. 102
Коваленко С.Н. 105
Ковач В.П. 66, 108, 133
Козаков И.К. 7, 108
Козловский А.М. 110, 126
Колотилина Т.Б. 35
Константинов К.М. 113
Костровицкий С.И. 116
Котов А.Б. 66, 118, 133
Кох Д.А. 30
Крук Е.А. 120
Крук Н.Н. 35, 120, 123
Кудряшова Е.А. 110, 126
Кузнецов А.Б. 58, 148
Кузьменок А.Н. 133
Куйбида М.Л. 123
Лапин П.С. 130
Ларин А.М. 118, 133
Ласточкин Н.И. 27
Леви К.Г. 136
Леонов М.Г. 140
Лепехина Е.Н. 123
Летников Ф.А. 145
Летникова Е.Ф. 148
Лунина О.В. 140, 151
Лучицкая М.В. 69
Лыхин Д.А. 18
Мазукабзов А.М. 55, 73, 76, 84, 140
Макарьев Л.Б. 133
Максимова И.А. 148
Мельникова В.И. 52
Метелкин Д.В. 33, 92
Мехоношин А.С. 35, 41
Мордвинова В.В. 52
Морозов Ю.А. 140
Некрасов Г.Е. 18
Никитин А.В. 140
Носков Д.А. 49
Одгэрэл Д. 12
Оюунчимэг Т. 89
Петроченко С.В. 15
Петухова Е.П. 113
Писаревский С.А. 73
Ронкин Ю.Л. 148
Руженцев С.В. 18
Саватенков В.М. 126
Сальникова Е.Б. 33, 108, 118, 133
Сандимирова Г.П. 78
Сасим С.А. 81
Серебренников Л.М. 49
Серов П.А. 120
Ситникова В.С. 64
Смирнов С.З. 9
Сорокин А.А. 78, 118
Станевич А.М. 73
Ступаков С.И. 39
Татарников С.А. 81
Травин А.В. 35, 39, 41, 123
Третьяков А.А. 66, 69
Туркина О.М. 148
Федоровский В.С. 55
Фомин М.А. 24
Хромых С.В. 9, 35, 41
Цеховский Ю.Г. 140
Шатагин К.Н. 66, 69
Шерман С.И. 61
Юдин Д.С. 35, 39, 41
Яковлев Д.А. 116
Яковлева С.З. 118
Ярмолук В.В. 108, 110, 126

Научное издание

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

Материалы научного совещания
по интеграционным программам ОНЗ СО РАН
(9–14 октября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор
член-корр. РАН Евгений Викторович Скляр
Составители сборника
д.г.-м.н. Дмитрий Петрович Гладкочуб,
к.г.-м.н. Татьяна Владимировна Донская

Литературный редактор Н.Г. Балукова
Оформление авторское

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 4 от 17.05.2007 г.)

Подписано в печать 15.08.2007 г. Формат 60×90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 16,7. Усл. печ. л. 18,0. Тираж 180 экз. Заказ 398.

Отпечатано в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.