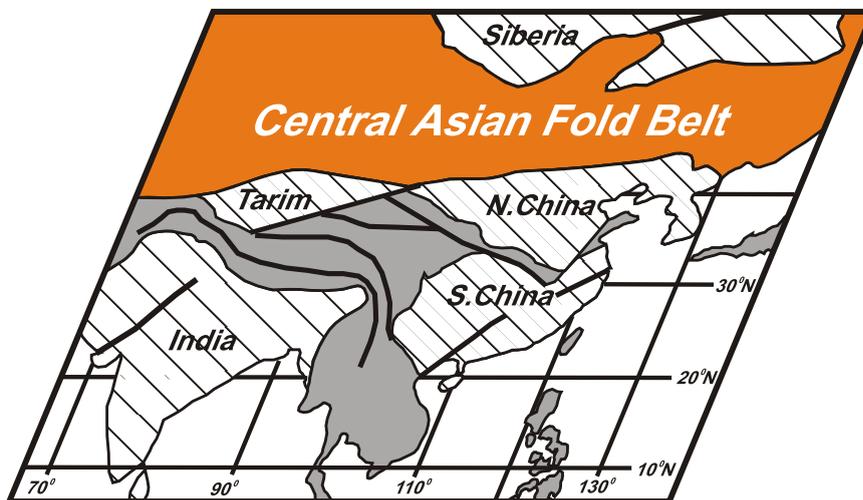




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



1

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 4

ИРКУТСК
2006

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры**

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

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

(16-20 октября 2006 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2006

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. – В 2-х томах. – Т. 1. – 238 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 10.1. «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

член-корр. РАН Е.В. Скляров (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 в рамках и при поддержке Интеграционной программы СО РАН – ОНЗ 10.1.

«Центрально-Азиатский подвижный пояс:
геодинамика и этапы формирования континентальной коры»

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

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 10 от 14.09.2006 г.)

ISBN 5-902754-13-5 (т. 1)

ISBN 5-902754-12-7

© Институт земной коры СО РАН, 2006

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	9
<i>Агатова А.Р., Непон Р.К.</i> АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ ДЛИНЫ ЗОНЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ОТ МАГНИТУДЫ СЕЙСМОСОБЫТИЯ НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА	11
<i>Антипин В.С., Перепелов А.Б., Татарников С.А.</i> РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ФЛЮОРИТ-, ТОПАЗ- И ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ГРАНИТЫ ИНРУЗИВНО-ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН	15
<i>Апарин В.П., Петроченко С.В.</i> ДИНАМИКА ПАЛЕОШИРОТНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ БЛОКОВ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЛАВРАЗИИ В ФАНЕРОЗОЕ: СВЯЗЬ С ЦИКЛОМ СУПЕРКОНТИНЕНТА	20
<i>Аржанникова А.В., Аржанников С.Г.</i> ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ СЖАТИЯ ХИРГИСНУРСКОЙ ВПАДИНЫ (КОТЛОВИНА БОЛЬШИХ ОЗЕР, МОНГОЛИЯ)	21
<i>Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Посохов В.Ф.</i> ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ – ИНДИКАТОРЫ ПЕРМЬ- ТРИАСОВОГО ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	25
<i>Балькин П.А., Петрова Т.Е.</i> ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ НИЗКОЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ, СОСТАВЫ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ТРЕНД	29
<i>Башарин А.К., Беляев С.Ю.</i> ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭПОХ В СТРУКТУРЕ ЧЕХЛОВ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ ЛАВРАЗИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	34
<i>Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараиш И.Г.</i> ТЕРРЕЙНЫ БАЙКАЛ-ХУБСУГУЛЬСКОГО ФРАГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ПАЛЕОЗОИД. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	37
<i>Бородина Е.В., Монгуш А.А.</i> ПЕТРОЛОГИЯ БУЛКИНСКОГО РАССЛОЕННОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)	41
<i>Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И.</i> РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА УДИНО-ВИТИМСКОЙ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)	44

<i>Буслов М.М., Де Граве И., Кох Д.А., Солобоева Е.В.</i> МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ КОЛЛИЗИЙ БЛОКОВ ГОНДВАНЫ С ЕВРАЗИЕЙ	48
<i>Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.</i> ВОЗРАСТ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛУЧИНСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО- ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)	51
<i>Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Попов Н.В., Ясенев А.М.</i> ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ТАЙМЫРА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	54
<i>Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С.</i> МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ	57
<i>Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андриющенко С.В., Дутов Е.Н., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Кузьмин М.И.</i> РАННИЕ ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	62
<i>Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Пономарчук В.А.</i> РИФТОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕО- И МЕЗОПРОТЕРОЗОЕ	66
<i>Гордиенко И.В.</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РИФЕЙСКИХ И ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И КРАЕВЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА	70
<i>Гордиенко И.В., Ветлужских Т.А., Елбаев А.Л., Хегнер Э., Травин А.В.</i> ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЕ И АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	75
<i>Гребенищикова В.И., Коваль П.В., Носков Д.А., Турутанов Е.Х.</i> АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВОВ ПОРОД	78
<i>Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А.</i> ДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА	82
<i>Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д.</i> ПЕТРОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАНСКОГО БЛОКА. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ	86

<i>Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Де Вале Б.</i> ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ КАТАЕВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	90
<i>Доронина Н.А.</i> СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ВУЛКАНИТАХ ДЖИДИНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ	93
<i>Дриль С.И., Казимировский М.Э.</i> ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТРАХИБАЗАЛЬТОВОЙ СЕРИИ ИНГОДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)	98
<i>Дриль С.И., Татарников С.А., Казимировский М.Э.</i> ВУЛКАНИТЫ УРТУЙСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ	101
<i>Дягилев Г.С., Бушенкова Н.А., Гибшер А.А., Деев Е.В.</i> КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ	105
<i>Задонина Н.В., Леви К.Г., Язев С.А.</i> КОСМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ИСТОРИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО	110
<i>Зорин Ю.А., Склярков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.</i> ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА	118
<i>Изох А.Э., Калугин В.М., Шелепаев Р.А., Вишневецкий А.В., Травин А.В., Оюунчимег Т.</i> РАННЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ УРЭГНУРСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ – ИНДИКАТОР ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМА	123
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П.</i> АРХИТЕКТУРА СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР АЛТАЯ	126
<i>Казанский А.Ю., Рященко Т.Г., Матасова Г.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н.</i> СРАВНЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ В ЛЕССОВО- ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА НОВОРАЗВОДНАЯ	130
<i>Казимировский М.Э.</i> СМЕШЕНИЕ РАСПЛАВОВ И КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ СИЕНИТОИДНЫХ МАГМАХ (БОЛЬШОЙ ХАМАР-ДАБАН)	134
<i>Кислов Е.В., Орсов Д.А.</i> АВТОНОМНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ РИФЕЙСКОЙ СЫННЫРСКОЙ ПАЛЕОРИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ	139

<i>Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И.</i> НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ	143
<i>Коваленко С.Н., Анисимова С.А., Fournier M., De Boisgrollier T.</i> ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ	147
<i>Коваль П.В., Гребенщикова В.И., Гэрэл О., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Оглоблин Р.В.</i> ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКИЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ ТРАНСЕКТ: ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	150
<i>Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М.</i> ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО- АЗИАТСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ	155
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ	159
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НИЗКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ	163
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НАЛИМОВСКОЙ ВПАДИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	167
<i>Константинов К.М., Хузин М.З., Гладкочуб Д.П.</i> ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДАЙКОВЫХ РОЕВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	171
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Кузнецов Р.О., Хамхоева Т.М.</i> ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ С ЗОНАМИ РИФТОГЕНЕЗА	175
<i>Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Яковлев Д.А.</i> МЕГАКРИСТЫ ГРАНАТА, ДЕФОРМИРОВАННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ АСТЕНОСФЕРНОГО ИСТОЧНИКА	179
<i>Крук Н.Н., Сенников Н.В., Шокальский С.П., Крук Е.А., Николаева И.В., Серов П.А.</i> ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО- РАННЕОРДОВИКСКИХ ТУРБИДИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ: ВКЛАД В ПРОБЛЕМУ РАСШИФРОВКИ СТРУКТУРЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТУРБИДИТОВОГО БАССЕЙНА	184

<i>Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Лебедев В.А.</i> ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ МАНТИИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ (ПО ДАННЫМ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)	188
<i>Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Постников А.А., Терлеев А.А., Гелетий Н.К., Вещева С.В.</i> Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ	192
<i>Лавренчук А.В., Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Мазукабзов А.М.</i> ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГАББРОИДОВ УЛАН-НУРСКОГО И ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВОВ ПРИОЛЬХОНЬЯ	194
<i>Латин П.С.</i> ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА	197
<i>Лебедев В.И., Энжин Г., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Коваленко Д.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К., Рычкова К.М., Сугоракова А.М., Саватенков В.М., Чернов Е.Е.</i> ОБ ИНДИКАТОРНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ-2006)	200
<i>Лебедев В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П.</i> КАА-ХЕМСКАЯ РИФТОГЕННАЯ ЗОНА ТУВИНСКОГО РЕГИОНА: ЕЁ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ	203
<i>Летников Ф.А., Котов А.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Костицын Ю.А., Сальникова Е.В., Яковлева С.С., Халилов В.А., Летникова А.Ф., Заячковский А.А.</i> ПРОЦЕССЫ ВНУТРИПЛИТНОЙ ЭНДОГЕННОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ НА КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЕ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)	206
<i>Летников Ф.А., Савельева В.Б.</i> ПРОЯВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИОЛЬХОНЬЕ	212
<i>Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Терлеев А.А., Вещева С.В., Юлдашев А.А.</i> ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ХРЕБЕТ АЗЫРТАЛ)	217
<i>Лунина О.В., Гладков А.С., Бобров А.А., Плюснина Е.В.</i> РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ НА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ	221

Лунина О.В.

**КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ НА
ПРИМЕРЕ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМЕ
СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ) 225**

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

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН «ЗАБАЙКАЛЬСКОГО» ТИПА 229

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

**ДИСЛОКАЦИИ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЗАПАДНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ – ОТРАЖЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ
СОБЫТИЙ (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА) 232**

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 237

ОТ РЕДАКТОРА

Итак, мы продолжаем свои исследования в рамках общей интеграционной программы, и уже заканчивается первый год нового трехлетнего цикла. Несколько изменилось название программы, и теперь оно звучит так: **«Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры»**. Суть исследований от этого, естественно, несколько не изменилась, и основные направления программы ОНЗ РАН сформулированы следующим образом:

1. **Этапы геодинамической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса.**
2. **Роль магматизма, метаморфизма и структурообразующих процессов в формировании Центрально-Азиатского подвижного пояса.**
3. **Особенности взаимоотношений структур Центрально-Азиатского подвижного пояса.**

Количество проектов Сибирского отделения в рамках Программы сократилось вдвое, остались только базовые проекты:

1. **Раскрытие и ранние стадии эволюции Палеоазиатского океана: отражение в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона (мезо- и неопротерозой).** Координаторы: чл.-корр. РАН Скляр Е.В., чл.-корр. РАН Верниковский В.А.
2. **Магматизм, метаморфизм, осадконакопление и деформации литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса как отражение эволюции коровых и мантийных процессов на стадии активного развития и закрытия палеоокеана.** Координаторы: чл.-корр. РАН Гордиенко И.В., д.г.-м.н. Владимиров А.Г., д.г.-м.н. Изох А.Э.
3. **Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование горных систем, осадочных бассейнов и эволюция климата.** Координаторы: академик Кузьмин М.И., д.г.-м.н. Буслев М.М.

«Усекновение» Программы и общего финансирования по СО РАН (цифры прежние, но не надо забывать про инфляционные процессы) не привело к ослаблению палеомагнитных и металлогенических исследований, проводимых ранее в рамках самостоятельных проектов, они просто вписались в утвержденные проекты, свидетельством чему может быть значительное число докладов по этим тематикам, заявленных на наше традиционное совещание. К сожалению, сохранилась основная болевая точка интеграционной программы ОНЗ РАН – СО РАН: несогласованность проектов Центра и Сибирского отделения. Этому способствуют раздельное финансирование и разные сроки подачи и прохождения проектов в Сибирском отделении и ОНЗ РАН. Но можно надеяться на прогресс именно интеграционных веяний, все-таки команда уже сформирована в процессе прошлого трехлетнего цикла исследований.

Говоря о совещании, уже традиционном, перешагнувшем трехлетний рубеж, можно отметить нарастающее количество заявленных докладов. Первые два года все труды совещания помещались в одном томе, в прошлом году пришлось скомпоновать два тома, а сейчас мы уже всерьез думаем об издании трех томов, если число участников и присылаемых ими сообщений будет расти такими же темпами. Неминуемо встанет вопрос и об увеличении сроков совещания или о предпочтительных кратких сообщениях

при ограниченном количестве пленарных полноценных докладов. Думаю, что это те вопросы, которые предстоит обсудить на организационном заседании. Однако главным вопросом этого заседания должно быть обсуждение возможного «финального продукта» трехлетних исследований: коллективных монографий по определенному региону Центрально-Азиатского складчатого пояса или определенной проблеме его эволюции, равно как и карт или баз аналитических данных. И, конечно же, главной целью Совещания остается обмен новейшими данными, формальное и неформальное общение специалистов из разных организаций, работающих в рамках единой крупной проблемы «Эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса».

Удачи всем нам!

Е.В. Складов

АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ ДЛИНЫ ЗОНЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ОТ МАГНИТУДЫ СЕЙСМОСОБЫТИЯ НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА

А.Р. Агатова, Р.К. Ненон

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, agatr@mail.ru

Обширный фактический материал по сейсмогенному разрывообразованию показывает, что при землетрясениях с магнитудой $M \geq 6.5$ сейсмогенные разрывы выходят на поверхность Земли [1]. Попытки статистическими методами проследить закономерность связи между размерами разрывных зон и магнитудами вызвавших их сейсмособытий предпринимались неоднократно. Предложенные соотношения отличаются как количеством и комбинациями параметров разрывных нарушений, так и типами функциональных зависимостей. Способы задания статистических выборок также различны. При этом максимальная корреляция существует между магнитудой землетрясения и длиной зоны вызванных им разрывных разрушений [2]. В настоящее время предложен целый ряд соотношений, связывающих эти параметры, для различных по объему и региональной представительности выборок землетрясений. Целью данной работы является определение соотношения, наиболее оптимально описывающего зависимость **длины зоны разрывных разрушений** от **магнитуды** в сейсмогеологических условиях **Горного Алтая**. Нами были проанализированы шесть формул, отражающих эту зависимость:

$$(1) M = 0.98 \cdot \lg L + 5.65 \quad [3],$$

$$(2) M = (0.63 \pm 0.09) \cdot \lg L + (6.27 \pm 0.14) \quad [4],$$

$$(3) \lg L = (1.01 \pm 0.02) \cdot M - 6.18 \quad [5],$$

$$(4) M = 0.8 \cdot \lg L + (6 \pm 0.49) \quad [1],$$

$$(5) M = 0.55 \cdot \lg L + (6.64 \pm 0.39) \quad [2],$$

$$(6) M = 1.16 \cdot \lg L + (5.08 \pm 0.28) \quad [6].$$

Чуйское землетрясение, произошедшее осенью 2003 года в юго-восточной части Горного Алтая и сформировавшее зону поверхностных разрывов, позволило подойти к рассмотрению данного вопроса на качественно новом уровне. Следует отметить, однако, что задача определения магнитуды сейсмособытия является достаточно сложной. Несмотря на то, что подземные толчки 2003 г. произошли в пределах полигона Геофизической службы СО РАН и регистрировались сейсмической сетью России и мировой сетью сейсмологических наблюдений, разброс значений магнитуды основного толчка Чуйского землетрясения, определенных различными сейсмологическими центрами мира, составил 0.2 (7.3-7.5), а двух его крупнейших афтершоков – 0.4 (6.6-7.0) и 0.2 (6.9-7.1) соответственно [7] (табл. 1). Другой проблемой является определение линейных размеров зоны разрывных нарушений. В ходе вспарывания земной коры очаг Чуйского землетрясения вышел на поверхность в виде протяженной системы первичных сейсмо-разрывов общей длиной около 60 км [8]. Однако дискуссионным остается вопрос о физической природе образования небольших по ширине трещин, протягивающихся вдоль северо-восточного подножья горного массива Биш-Иирду и наращивающих зону крупных трещин, расположенную юго-восточнее. Вполне возможно, они имеют сейсмогидрологическое происхождение, и в этом случае зона разрывных нарушений поверхности составляет 41 км [9]. Подобные существенные (до 30 %) расхождения исходных данных могут быть обусловлены двумя причинами. Первая из них – неполнота изученности всей зоны разрывов вследствие труднодоступности отдельных горных районов, неблагоприятных погодных условий и быстрого исчезновения следов землетрясений в

определенных геолого-геоморфологических условиях. Вторая причина – различная интерпретация генезиса отдельных трещин, как следствие, ведущая к расхождениям в определении длины зоны разрывных нарушений различными исследователями. Исходя из этого, в своей работе мы рассмотрели оба варианта длины разрывной зоны Чуйского землетрясения. В таблице 2 приведены оценочные значения магнитуды, рассчитанные по линейным размерам зоны разрывных нарушений с использованием формул (1) – (6).

Таблица 1

Значения магнитуд основного толчка и крупнейших афтершоков по данным различных сейсмологических центров мира [7]

Источник	Основной толчок 27.09.03 <i>M</i>	Афтершок 27.09.03 <i>M</i>	Афтершок 01.10.03 <i>M</i>
Геофизическая служба РАН, Обнинск *	7.3	6.6	6.9
Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск *	7.5	7.0	6.9
Геофизическая служба США *	7.5	6.6	7.1
Гарвардский Университет **	7.3	6.4	6.7

Примечание. * – для магнитуд основного толчка и афтершоков приведены значения M_S ; ** – для магнитуд основного толчка и афтершоков приведены значения M_W .

Таблица 2

Значения магнитуд, рассчитанные по длине зоны разрывных нарушений по формулам (1) – (6)

Формула	Длина разрывной зоны, км	Магнитуда	Интервал значений магнитуд
(1)	41	7.2	–
	60	7.4	–
(2)	41	7.3	7.0–7.6
	60	7.4	7.1–7.7
(3)	41	7.7	7.5–7.9
	60	7.9	7.7–8.1
(4)	41	7.3	6.8–7.7
	60	7.4	7.0–7.9
(5)	41	7.5	7.1–7.9
	60	7.6	7.2–8.0
(6)	41	7.0	6.7–7.3
	60	7.1	6.8–7.4

Сейсмоактивные районы Земли имеют различную историю геологического развития, неотектоническую структуру, отличаются полями тектонических напряжений, физическими свойствами пород и т.д. Региональные особенности оказывают непосредственное влияние на морфологию и морфометрию возникающих сейсмодислокаций, что находит отражение в рассчитываемых зависимостях. Инструментально определенные

параметры Чуйского землетрясения являются проверочными и дают возможность выбрать формулу, которая позволит наиболее надежно определять значения магнитуд древних землетрясений на территории Горного Алтая по длинам разрывных зон. При этом также желательно учитывать способ задания статистических выборок, отдавая предпочтение тем, что охватывают землетрясения, произошедшие в наиболее сходных с Горным Алтаем геологических и сейсмотектонических обстановках и имевшие схожий механизм разрывообразования.

Из таблицы 2 видно, что формулы (3), (5) и (6) непригодны для применения на территории Алтайской горной страны. Формулы (3) и (5) дают завышенные значения магнитуды. Они рассчитаны по землетрясениям, произошедшим в горах Памира и Тянь-Шаня (5) и Байкальской рифтовой зоны (3), и, по всей видимости, отражают соответствующие региональные особенности сейсмического режима. Формула (6), напротив, дает заниженные значения магнитуды. В ее основе лежит общемировая статистическая выборка, в которой, тем не менее, преобладают землетрясения, произошедшие на американском континенте.

Остальные формулы – (1), (2) и (4) – дают приблизительно одинаковые значения магнитуды сейсмособытия. Однако расчеты, сделанные Точер [3] (1), базируются на 10 сильных землетрясениях, произошедших в Калифорнии и Неваде. К тому же для этой зависимости не рассчитана ошибка определения магнитуды. Статистическая выборка для формулы (2) охватывает в основном землетрясения, произошедшие в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса. Наиболее близкое к инструментально определенному значение магнитуды получено по формуле (4), предложенной В.С. Хромовских и В.П. Солоненко для Альпийского и Тихоокеанского сейсмических поясов. Помимо этого преимуществом формулы (4) является то, что при установлении данного соотношения были проанализированы землетрясения, сопровождавшиеся образованием сдвигов и сбросо-сдвигов при ведущем сдвиговом типе, а также сбросов и сдвиго-сбросов при ведущем сбросовом типе смещений [1]. В ходе Чуйского землетрясения по активизированному разлому произошли именно правосдвиговые смещения, а основу неотектонической структуры Монгольского Алтая составляют четыре субпараллельные правосдвиговые зоны северо-западного простирания, веерообразно расщепляющиеся на территории Горного Алтая [10].

Очевидно, придется довольно долго ждать, чтобы еще раз проверить формулы (1)-(6) для Горного Алтая. Чуйское землетрясение 2003 года является пока единичным в региональной сейсмической летописи случаем, предоставившим возможность сопоставить магнитуду крупного сейсмособытия с его последствиями в рельефе, несмотря на сложности определения генезиса и длины зоны разрывных нарушений. Следует отметить, что подобные зависимости не могут помочь уточнить длину зоны разрывов по известной магнитуде. Разница между минимальным и максимальным возможными значениями при обратном пересчете по формуле (6), имеющей наименьшую среднеквадратичную ошибку, составляет от 60 (для $M=7.3$) до 100 (для $M=7.5$) км. По той же причине невозможно определить длины зон разрывов двух сильнейших афтершоков (см. табл. 1), последствия которых, возможно, наложились на разрывы, возникшие в результате первого, самого сильного, толчка. Кроме того, решение этой задачи затруднено из-за разброса координат эпицентров всех трех главных толчков, определенных различными сейсмологическими центрами [7].

Итогом проведенного исследования является вывод, что формула (4), предложенная В.С. Хромовских и В.П. Солоненко, наилучшим образом подходит для определения магнитуд древних землетрясений Горного Алтая по размерам разрывных палеосейсмодислокаций, сохранившихся на его территории.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64920).

- [1] Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 188 с.
- [2] Никонов А.А. Определение магнитуд и повторяемости сильных землетрясений прошлого по сейсмодислокациям (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 250, № 2. – С. 336–339.
- [3] Tocher D. Earthquake energy and ground breakage // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1958. – V. 48. – P. 147–153.
- [4] Iida K. Earthquake energy and Earthquake fault // Journal of Earth Sciences. – 1959. – 7. – P. 98–107.
- [5] Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. – 1973. – 4. – С. 3–13.
- [6] Wells D., Coppersmith K. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1994. – V. 84, № 4 – P. 974–1002.
- [7] Арефьев С.С., Быкова В.В., Аптекман Ж.Я. и др. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. – 2006. – № 2. – С. 85–96.
- [8] Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. Материалы предварительного изучения. – М.: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 25–37.
- [9] Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р. Когда рушится земная твердь. Чуйское землетрясение Горного Алтая // Наука из первых рук. – 2006. – № 3. – С. 44–57.
- [10] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ФЛЮОРИТ-, ТОПАЗ- И ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ГРАНИТЫ ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН

В.С. Антипин, А.Б. Перепелов, С.А. Татарников

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

Среди проявлений внутриплитного гранитоидного магматизма в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса важную роль играют редкометалльные гранитоиды с повышенными содержаниями фтора и бора, с которыми часто ассоциирует комплексная минерализация редких металлов. Источники этих летучих компонентов, играющих наиболее значительную роль на заключительных стадиях эволюции магматических систем, не всегда ясны, однако несомненным является их заметное участие в процессах мантийно-корового взаимодействия и влияние на редкометалльный состав конечных продуктов магматизма.

Характерным примером тесной пространственной и генетической связи редкометалльных гранитов с флюоритом, топазом и турмалином и ассоциирующего оруденения (Sn, W, Cu, Mo) является провинция Корнуолл (Англия), где по зонам глубинных разломов развит дайковый пояс с эльвановым магматизмом, пересекающий плутоны субщелочных гранитов Корнубийского батолита. Флюоритсодержащие эльваны и близкие к ним по времени образования флюидно-интрузивные брекчии с турмалином и зоны турмалинизации занимают ту же систему трещин, что и образования главной стадии рудной минерализации, подчеркивая их тесную взаимосвязь. Изотопно-геохимическими данными показано, что редкометалльный магматизм мог продуцироваться при плавлении протерозойского протолита в низах континентальной коры под воздействием более глубинных флюидов.

В пределах хребта Хамар-Дабан на юго-западном продолжении Селенгино-Витимской структурной зоны, наиболее значительная часть которой сложена позднепалеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, ранее А.А. Шафеевым был выделен Утуликский дайковый пояс диабазовых порфиритов, гранит-порфиров и фельзитов [1], среди которых установлены флюорит- и топазсодержащие разновидности. В настоящее время редкометалльно-гранитный магматизм Хамар-Дабана объединяется в Уругудей–Утуликский интрузивно-дайковый пояс позднепалеозойских гранитоидов (318–321 млн лет), представленных как интрузиями редкометалльных гранитов, так и серией даек состава от монцонитоидов, граносиенит-порфиров, субщелочных гранит-порфиров до онгонитов и топазитов. Интрузивно-субвулканические породы среди докембрийских метаморфических образований хребта Хамар-Дабан характеризуются разнообразием F-B минерализации (флюорит, топаз, криолит, турмалин), которая наследуется и более поздними продуктами постмагматических и гидротермальных процессов. При эволюции редкометалльно-гранитного магматизма хребта Хамар-Дабан в интрузиях ранние биотитовые граниты с флюоритом сменяются более поздними литий-фтористыми гранитами с литиевыми слюдами, содержащими топаз и реже криолит. Такая же последовательность формирования пород наблюдается и в субвулканической фации, когда субщелочные более калиевые гранит-порфиры (эльваны) пересекаются топаз- и криолитсодержащими онгонитами, обогащенными многими литофильными и рудными элементами. Состав и геохимическая характеристика редкометалльных гранитов Хамар-Дабана приведены в таблице. Среди этих пород в среднем наиболее высокие концентрации фтора и бора установлены во флюоритсодержащих (F=0,7 %; B=62 г/т) и топазсодержащих (F=0,8 %; B=98 г/т) гранитах Уругудеевской интрузии. В этих

же гранитах Харагула содержания бора значительно ниже (9-12 г/т), но концентрация фтора в альбит-лепидолитовых гранитах апикальной фации возрастает до 0,9 %.

Химический состав редкометалльных гранитов хребта Хамар-Дабан

Массивы	Харагульский и Уругудеевский		Биту-Джидинский		
	Флюорит-содержащие граниты	Топаз-содержащие граниты	Микроклин-альбитовые граниты (I фаза)	Гранит-порфиры (II фаза)	Амазонит-альбитовые граниты (III фаза)
SiO₂	72,36	74,52	70.99	73.06	73.79
TiO₂	0,07	0,06	0.30	0.21	0.02
Al₂O₃	14,59	14,54	14.88	14.07	15.44
Fe₂O₃	0,94	0,34	0.39	0.34	0.13
FeO	0,97	0,35	1.98	1.76	0.67
MnO	0,08	0,11	0.11	0.09	0.06
MgO	0,05	0,05	0.46	0.10	0.05
CaO	0,50	0,17	1.60	0.80	0.08
Na₂O	4,82	5,09	4.05	4.11	5.94
K₂O	4,97	3,76	3.33	4.18	3.41
P₂O₅	0,05	0,09	0.08	0.06	0.01
ппп	0,61	0,50	1.48	1.00	0.32
F	0,32	0,57	0,44	0,36	0,33
Li	295	667	212	141	636
Rb	450	835	175	205	545
Cs	11	24	11	9	8
Ba	52	53	528	354	<0.5
Sr	24	28	153	100	1
Sn	25	60	12	12	59
Pb	84	112	32	37	71
Zn	133	109	98	82	105
Nb	50	53	17	41	227
Ta	9	28	2	9	19
Zr	171	69	131	163	252
Hf	7.7	7,3	3,7	5,8	13
K/Rb	92	37	159	170	52
Nb/Ta	5.5	1,89	8.5	8.3	12.1
Zr/Hf	22	9,5	35	28	19.4
La/Yb	2.8	2.0	16.8	7.2	0.3

Примечание. Петрогенные окислы – метод XRF (масс. %), редкие элементы – метод ICP со сплавлением проб, F – химико-спектральный метод, Li – метод пламенной фотометрии (Институт геохимии СО РАН).

С Уругудей-Утуликским интрузивно-дайковым комплексом пространственно и генетически тесно ассоциирует рудная минерализация Sn и W, среди образований которой исследователями выделяются прожилково-вкрапленные зоны штокверкового типа, жильные тела и минерализованные брекчии [2]. Во всех этих рудных образованиях

встречаются минералы F и B. Если ранние кварцевые жилы с Sn-W минерализацией и минерализованные брекчии наряду с топазом содержат флюорит и турмалин, то поздним и довольно редким типом минерализации являются кварц-полевошпат-топаз-криолитовые жилы с вкрапленностью касситерита и вольфрамита.

Биту-Джидинский массив расположен в истоках р. Биту-Джида на водоразделе Джидинского хребта (в. 2500 м). Возраст массива по не вполне надежной изохроне Rb-Sr методом определен в 329 ± 50 млн лет. Этот интрузивный комплекс обнаружен в 1933 г. (П.И. Налетов) и исследовался в дальнейшем при постановке геологической съемки масштаба 1: 200 000 и при проведении поисково-оценочных работ на Li, Rb, Nb, Ta. П.В. Коваль [3] описал массив как комплекс альбитизированных гранитов, сделав вывод об их постмагматическом происхождении. Я.А. Косалс [4] в результате тематических исследований с большой детальностью описал геологическое и фазовое строение массива, петрографию, минералогию, химический и редкоэлементный состав пород. На основе данных K-Ar датирования им определен более молодой возраст массива – P_2-T_1 (262-218 млн лет). Происхождение оруденения этим автором связывается с наложенными метасоматическими процессами, но, тем не менее, рассматривается и пульсационная флюидно-магматическая модель становления интрузии.

В результате проведения новых геолого-геохимических исследований в строении массива установлено три главных фазы внедрения, начиная с редуцированных по размерам выходов Pl-Kfs-Bt-Qtz (микроклин-альбитовых) мелко- и среднезернистых порфиридных гранитов I фазы, затем Pl-Kfs-Bt-Qtz (лейкократовых) гранит-порфиров II фазы и далее амазонит-альбитовых рудоносных гранитов III, заключительной, фазы (основной объем). Флюоритсодержащими разностями пород представлены некоторые разновидности гранитоидов III фазы и пегматоидные амазонит-альбитовые граниты. Топаз в породах массива крайне редок и встречен также лишь в породах заключительной фазы формирования редкометалльных гранитов. Турмалиновая минерализация наблюдается только в пегматоидных разностях пород. Вмещающие толщи Биту-Джидинского массива представлены верхнепротерозойскими сланцами биту-джидинской свиты.

Эволюция составов гранитоидов ранних I и II фаз массива происходит лишь с незначительным увеличением содержания ряда литофильных редких элементов, увеличением концентраций тяжелых TR и появлением дефицита по Eu к породам II фазы, тогда как с переходом к заключительной III фазе химизм пород резко изменяется. В них происходит значительно накопление Li, Rb, Sn, Pb, Nb, Ta и в меньшей степени Zr и Hf при резком обеднении гранитоидов Ba, Sr и легкими редкоземельными элементами (таблица, рис. 1). Примечательными геохимическими особенностями обладают породы зон фациальной расслоенности в гранитоидах III фазы. В таких зонах происходит разделение гранитоидов на рудные калиевые амазонитовые с крупнозернистыми структурами и безрудные натровые альбитовые разности с микрогранитовыми структурами с соответствующим обогащением первых и обеднением вторых многими литофильными редкими элементами, в частности Li, Rb, Nb, Ta (рис. 2). Пример Биту-Джидинского массива показателен в связи с незначительной флюоритовой минерализацией и практически отсутствием топазовой минерализации редкометалльных гранитов, что может быть объяснено высокой степенью выноса летучих компонентов при кристаллизации расплавов во вмещающие сланцевые толщи. Концентрации F в сланцах приконтактных зон достигают 1,85 мас.%, а B до 135 г/т.

Локализация всех рассматриваемых интрузий и сопровождающих их дайковых поясов в пределах единой региональной структуры, а также геохимическое сходство редкометалльных гранитоидов предполагают их близкий верхнепалеозойский возраст. Несмотря на вариации минерального и химического состава флюорит-, топаз- и турма-

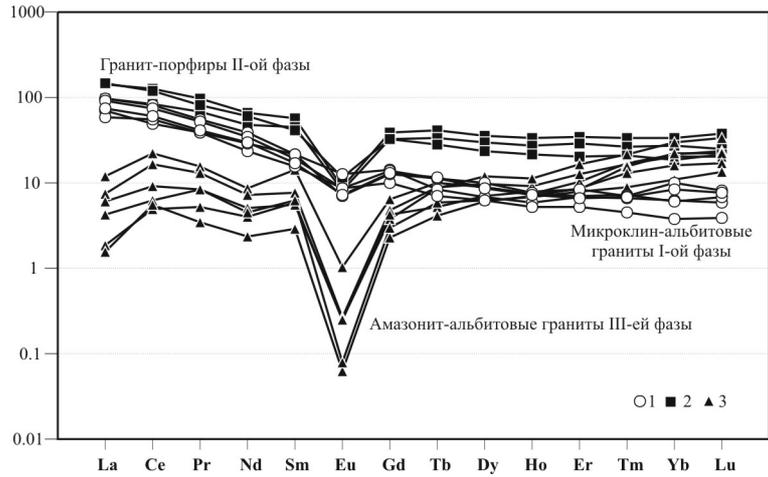


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к С1, в редкометалльных гранитоидах Биту-Джидинской многофазной интрузии. 1 – микролин-альбитовые граниты I фазы, 2 – гранит-порфиры II фазы, 3 – амазонит-альбитовые граниты III фазы.

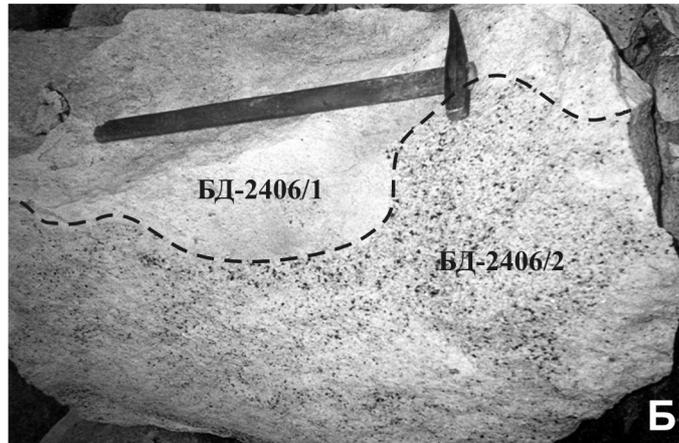
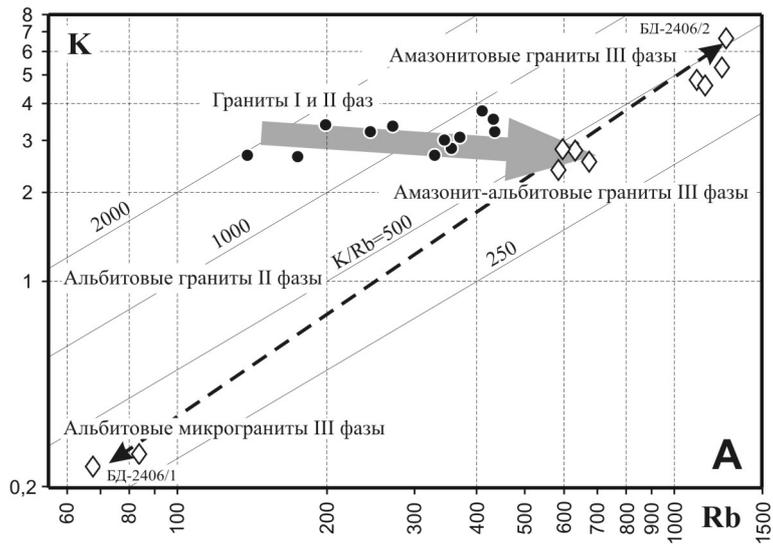


Рис. 2. Диаграмма K-Rb для гранитоидов Биту-Джидинской многофазной интрузии (А) и изображение зоны расслоенности гранитоидов III фазы на рудные амазонитовые и безрудные альбитовые фации (Б).

линсодержащих редкометалльных гранитов, геохимическими исследованиями устанавливаются общие для них условия происхождения с участием процессов корового палингенеза, флюидно-магматической дифференциации и подтоком глубинных флюидов, обогащенных многими литофильными элементами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 05-05-64202, 04-05-64800, 06-05-65137, и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-10.2.

- [1] Шафеев А.А. Мезозойско-кайнозойский Утуликский дайковый пояс (Юго-Западное Прибайкалье) // Изв. АН ССС, сер. геол. – 1968. – № 3. – С. 57–66.
- [2] Чернов Б.С., Гетманская Т.И., Медников Н.И. О криолит-олово-вольфрам-серебряной минерализации // Геология рудных месторождений. – 1988. – № 1. – С. 69–76.
- [3] Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1975. – 258 с.
- [4] Косалс Я.А. Геохимия амазонитовых апогранитов. – Новосибирск: Наука, 1976. – 190 с.

ДИНАМИКА ПАЛЕОШИРОТНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ БЛОКОВ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЛАВРАЗИИ В ФАНЕРОЗОЕ: СВЯЗЬ С ЦИКЛОМ СУПЕРКОНТИНЕНТА

В.П. Апарин, С.В. Петроченко

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

Временные ряды палеоширотных перемещений блоков литосферы определяются расчетом из местоположений палеомагнитных полюсов для выбранной опорной точки, обычно в центре докембрийского фундамента материка. Динамика палеоширотных перемещений, а также их скорость используются для оценки плитных реконструкций и интенсивности тектогенеза [1]. В последние годы в связи с ростом палеомагнитной информации предложена семибалльная шкала оценки качества Q исходных параметров полюсов [2]. Однако в настоящей работе, где полнота временных рядов играет не меньшую роль, мы выбрали интервалы селекции исходных параметров из Базы данных [3] в диапазоне $Q = 3-5$, что позволило в несколько раз увеличить объемы использованных данных по каждому объекту. Всего изучено семь временных рядов, из них пять по складчатым поясам, два по континентам (Восточно-Европейской и Сибирской платформам). Возрастное распределение палеоширот блоков в фанерозое по семи объектам имеет общий рисунок, своего рода типаж, в основе которого почти линейный тренд в интервале ордовик–мел или кайнозой и резкие колебания амплитуд древних широт в раннем палеозое. Скоростные графики изменения палеоширот дают еще более контрастную картину различия подвижности литосферных блоков в фанерозое: два мегаритма высоких скоростей в раннем палеозое и мезозое разделены интервалом почти нулевых палеоширотных перемещений в карбоне. Высокое сходство в формировании этой картины проявляют три хорошо изученных складчатых пояса: Каледониды Западной Европы, Аппалачи, Альпийский пояс Тетиса (северная часть). Интервал нулевых скоростей у них совпадает: 340–310 млн лет. Для сопоставления: Центрально-Азиатский подвижный пояс имеет свой нулевой интервал в рамках: 365–270 млн лет, Урал: 340–255 млн лет, Сибирская платформа: 380–250 млн лет, Восточно-Европейская платформа: 305–250 млн лет. Палеогеодинамическая интерпретация этих интервалов ясна – финальная стадия цикла суперконтинента, в данном случае Пангеи. В конце раннего карбона заканчивается процесс субдукции между блоками Евроамерики и Гондваны, в позднем карбоне начинается коллизия. Независимые количественные оценки этих процессов можно получить из временных рядов эвстатических колебаний уровня океана, когда за счет резкой потери площади эпиконтинентальных морей в ходе сближения суперконтинентов формируется седлообразная возрастная зависимость: «седло Пангеи» [4]. Интервал седла Пангеи, т.е. высокого стояния блоков континентального сегмента литосферы, закономерно следует за вышеупомянутым интервалом нулевых палеоширотных скоростей и составляет для Африки 287–257 млн лет, для Евроамерики 259–210 млн лет. Раскол Пангеи за счет рифтогенеза в триасе, вблизи 250 млн лет, является главным рубежом в хронологии цикла этого суперконтинента.

[1] Irving E. Paleomagnetism and its application. – New York: J. Wiley, 1964. – 399 p.

[2] Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. – 1990. – 184. – P. 1–9.

[3] Pisarevsky S.A., McElhinny M.W. Global Paleomagnetic Data Base developed into its visual form // EOS. – 2003. – 84. – № 20.

[4] Апарин В.П., Петроченко С.В. Длиннопериодные колебания уровня океана и цикл суперконтинента в фанерозое // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 4. – С. 539–543.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ СЖАТИЯ ХИРГИСНУРСКОЙ ВПАДИНЫ (КОТЛОВИНА БОЛЬШИХ ОЗЕР, МОНГОЛИЯ)

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, arzhan@crust.irk.ru; sarzhan@crust.irk.ru

Котловина Больших Озер является новейшей тектонической структурой Западной Монголии, ограниченной с севера и запада хребтами Тану-Ола и Монгольского Алтая, а с востока – поднятием Хангая. Она представляет собой систему впадин, разделенных субширотными поперечными горстовыми структурами. Заложение этой зоны депрессий относят к мезозойскому этапу активизации [1]. Новейший этап тектонической активизации по данным [2] подразделяется на два подэтапа. Первый (миоцен-раннеплиоценовый) характеризуется медленным прогибанием Котловины Больших Озер с накоплением в ней песчано-глинистых озерных отложений, второй (среднеплиоцен–плейстоценовый) – резким усилением тектонических движений по существовавшим и вновь образованным разломам на границах впадин и поднятий.

Этапы формирования тектонической структуры Котловины Больших Озер согласуются с современными представлениями о формировании рельефа Западной Монголии. По данным количественной оценки вертикальных тектонических движений (fission tracks analysis) французскими коллегами установлено, что деформации сжатия и активного горообразования последовательно распространяются от Индо-Азиатской коллизии к северу. От Северного Тибета, где горообразование началось 20 миллионов лет назад [3, 4], деформации продвигаются к Тянь-Шаню (возраст начала деформаций пока не опубликован, но, по устному сообщению доктора Марка Жоливе (M. Jolivet), он значительно меньше, чем для Тибета), затем к Гобийскому Алтаю (деформации начались 3-8 миллионов лет назад [5, 6]). Согласно получаемым совместно с французскими коллегами в настоящее время данным, формирование горных массивов на границе Монгольского Алтая и Котловины Больших Озер приходится на плиоцен-плейстоценовый период. Активные деформации сжатия в этом районе привели к поднятию днищ впадин Котловины Больших Озер. Так, для Хиргиснурской депрессии поднятие озерных осадков верхнего плиоцена оценивается в 500 метров, четвертичных осадков – в 100-150 метров [7]. Деформации сжатия проявились также в активном надвигообразовании. В районе северного побережья озера Хиргис-Нур (в зоне сочленения одноименной впадины и предгорий поднятия Хан-Хухей) наблюдается надвиг юрских пород на неогеновые и четвертичные отложения [1]. Процесс разрывообразования затронул не только области сочленения впадин и поднятий, но также активно проявился и во внутренних частях депрессий.

На базе дистанционного зондирования и полевых структурно-геоморфологических исследований нами было проведено изучение наиболее ярко выраженных сейсмо-тектонических структур в одной из впадин Котловины Больших Озер – Хиргиснурской. Эта впадина представляет собой вытянутую в широтном направлении тектоническую депрессию, размером 30 на 150 км, ограниченную с севера Хан-Хухейским поперечным поднятием, а с юга – горстовыми грядами палеозойских пород [1]. Впадина заполнена осадочными отложениями. Мощность неоген-плейстоценовых осадков оценивается не менее чем в 300-350 метров [1]. В настоящее время только центральная часть впадины заполнена водами озера Хиргис-Нур. Однако озерные осадки и соответствующие формы рельефа распространены на территории всей Хиргиснурской котловины.

Дно бывшего озера с четко выраженными береговыми валами разбито серией

разрывов. Наиболее яркий разлом прослеживается в районе юго-западного окончания современного оз. Хиргис-нур, примерно в 11 км от берега, рассекая элементы рельефа (днище и береговые валы) ныне сухой части котловины палео-Хиргис-Нура. Береговые валы разорваны с видимой амплитудой вертикального смещения до 5 метров. Валы, смещенные по разлому, находятся на абсолютной высоте 1118-1123 м. Этот уровень относится к третьей, 90-метровой, верхнеплейстоценовой террасе озера Хиргис-Нур [8, 9]. В данных работах описано три уровня верхнеплейстоценовых террас: 1140-1180 м (IV, 110-150-метровая); 1120 м (III, 90-метровая); 1090 м (II, 60-метровая), отложения которых представлены переслаиванием горизонтально и косослоистых песков, алевроитов, гравелитов и мелких галечников.

Разрыв выражен в рельефе уступом с максимальной высотой 22 метра. Простира-ние разлома меняется от юго-восточного (в северо-западной его части) до субмеридио-нального (в центральной части) и вновь юго-восточного (на юго-восточном оконча-нии). Поднятым является восточное крыло разлома.

Уступ разлома высотой 22 метра начинается в точке с координатами 49°12'58,6''N; 92°37'38,0''E и следует в юго-восточном направлении с простиранием 130°. В точке 49°12'12,5''N; 92°38'54,6''E к макроуступу кулисообразно причленяется небольшой обновленный сегмент разлома с простиранием 140°, также представленный в рельефе уступом высотой 4 метра, который протягивается субпараллельно основному от указанной точки в юго-восточном направлении до точки с координатами 49°10'31,8''N; 92°41'13,0''E, где плавно меняет простирание на субмеридиональное. На этом участке происходит деление на систему ветвящихся субпараллельных разрывов шириной до 1,5 км. Следуя вдоль основного разлома на юг, отмечаем, что он выражен сменяющимися друг друга уступами, разрывающими береговые валы палеоозера. Уступы в местах пересечений довольно пологие, видимая вертикальная амплитуда смещения валов составляет 3 метра. Судя по абсолютной высоте, смещенная поверхность отно-сится к IV верхнеплейстоценовой террасе Хиргис-Нура. В точке с координатами 49°05'06,4''N; 92°41'26,2''E разрыв подходит к массиву Улан-Дэл. Здесь наблюдается смещение конуса предгорного шлейфа по разрыву с простиранием 180°. Вертикальная амплитуда деформации составляет 2,5 метра. Далее разлом меняет направление на 170° и продолжается фрагментарно, следуя вдоль подножья хребта. На всем своем протяже-нии разрыв смещает делювиальный шлейф и конуса выноса временных водотоков. В точке с координатами 48°59'38,65''N; 92°45'59,75''E он меняет простирание на 140° и прослеживается в этом направлении до затухания в точке 48°55'58,73''N; 92°56'40,79''E. В коренных породах он представлен контактом интрузивных образова-ний и метаморфических сланцев. Простирание контакта 140°, падение на северо-восток \perp 50-60°. По плоскостям 50° \perp 60° наблюдаются штрихи по падению взбросового харак-тера.

На обновленном участке разлома (в точке с координатами 49°11'53,9''N; 92°39'18,7''E) в основании 4-метрового уступа вкрест его простирания заложена канава (азимут ее простирания 230°). В торцевой стенке вскрыта зона взброса – коренные от-ложения залегают на палеопочвах, которые были отобраны для определения возраста радиоуглеродным анализом. Азимут падения разлома 55-60° \perp 60-65°. В северо-запад-ной стенке канавы прослеживается контакт в коренных, сильно выветрелых породах. Он сопровождается зоной дробления мощностью 45 см, переходящей в зону милонитов мощностью 10 см. Коренные породы верхнего крыла разрыва представлены зелеными сланцами, нижнего – сильно выветрелыми гранитами, карбонатизированными и оже-лезненными. Они имеют буровато-коричневый цвет, рассыпчаты, легко ломаются. В выветрелых гранитах нижнего крыла разрыва наблюдаются клинья мощностью до 40 см, в верхней части заполненные делювиальными песчано-супесчаными отложениями

рыже-коричневого цвета, включающими мелкие гальки и обломки гранитов. Возможно, это зоны растяжения, сформированные во время землетрясения и затем заполненные делювиальным материалом. Кроме коренных отложений, в деформациях участвовала палеопочва, которую мы наблюдаем под зелеными сланцами в торцевой (северо-восточной) стенке зачистки (см. выше). Палеопочва суглинистая, высоко карбонатизированная, со свойственной почвам ореховидной текстурой. Содержание гумуса небольшое, почва имеет серовато-коричневый цвет, при высыхании – светлеет (до светло-серого) за счет большого содержания карбонатов, очень плотная. В зоне контакта почва перемешана с фрагментами зеленосланцевых пород и продуктами их выветривания.

Таким образом, изучение активизированного участка разлома, представленного в рельефе 4-метровым уступом, свидетельствует о его сейсмогенном образовании в деформационном режиме сжатия.

Второй изученный разлом находится в северо-западной части Хиргиснурской впадины и имеет восток-северо-восточное простирание. Разрыв проходит в подножье небольшого массива с вершиной Сангийн-Босгын-Татур-Толгой, смещая как коренные, так и рыхлые отложения делювиального шлейфа. Он выражен уступом высотой 1-1,5 метра с простиранием 80°. Уступ довольно пологий, местами почти полностью размытый и плохо определяется на поверхности. Однако при дистанционном зондировании он четко прослеживается на всем своем протяжении от точки 49°29'24,01''N; 92°09'34,72''E до точки 49°32'15,69''N; 92°12'15,7''E).

На одном из участков разлома (в точке с координатами 49°29'46,0''N; 92°12'15,7''E) вкост простирания уступа была заложена канава. В разрезе обнаружены деформации коры выветривания по гранитам, а также рыхлых образований делювиального шлейфа взбросового характера (поднято северо-западное крыло). В верхней части юго-восточного (опущенного) крыла делювиальные отложения мощностью 20-30 см перекрывают выветрелые граниты, в поднятом крыле делювий размыт и на поверхности сразу обнажается кора выветривания. Она имеет красновато-бурую окраску с прослоями и линзами зеленовато-сизых, рыжих и белесых образований, породы сильно дезинтегрированы. Выветрелые граниты разорваны по трещине 170°L 75 с вертикальной амплитудой 40 см. Горизонтальной амплитуды зафиксировать не удалось, однако сдвиговая компонента при разрывообразовании присутствовала, поскольку между верхним и нижним крылом разрыва наблюдается клинообразная зона растяжения, мощностью 60 см в верхней и 15 см в нижней части стенки траншеи, заполненная рыхлыми отложениями. Отложения нижней части клина представлены несортированными песками с обломками мелкой дресвы. В верхней части, где клин расширяется, его заполняет песчано-супесчаная масса с крупными и мелкими обломками пород, идентичная современному делювию. Вероятно, делювиальные отложения попали между крыльями разлома в момент формирования дислокации, что возможно при разрывообразовании с горизонтальной компонентой смещения. О сдвиговой составляющей также свидетельствуют кулисообразные валы сжатия в северо-восточной части разрыва, определяющиеся при дистанционном зондировании. Структурный рисунок валов в плане свидетельствует о левосторонней компоненте смещения.

Таким образом, проведенный комплекс дистанционных и полевых структурно-геоморфологических исследований свидетельствует об активизации в позднем плейстоцене и голоцене разломов, осложняющих внутреннюю часть Хиргиснурской впадины. Движения по разломам сопровождались сильными палеоземлетрясениями, для которых были характерны деформации сжатия и сдвига со сжатием.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 04-05-64460, 05-05-66812_НЦНИЛ) и Фонда содействия отечественной науке.

- [1] Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии / Под ред. А.Л. Яншина. – М.: Наука, 1975. – 308 с.
- [2] Тектоника Монгольской Народной Республики / Под ред. А.Л. Яншина. – М.: Наука, 1974. – 284 с.
- [3] Jolivet M., Roger F., Arnaud N., Brunel M., Tapponier P. et Seward D. Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) // C.R. Acad.Sci. Paris. – 1999. – V. 329. – P. 749–755.
- [4] Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Zh., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N., and Wu C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints // Tectonophysics. – 2001. – V. 343, № 1–2. – P. 111–134.
- [5] Vassallo R., Ritz J.-F., Braucher R., Jolivet M., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javhaa D., Bourles D.L. Timing and uplift rates in Cenozoic transpressional mountain ranges within the Mongolia-Siberia region // Abstracts of the RST – Joint Earth Sciences Meeting (Strasbourg, France, 20-25 September 2004). <http://www.copernicus.org/rst/2004/>.
- [6] Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Chauvet A., Larroque C., Sue C. and Todbileg M. Chronology and uplift rates of the relief in the Altay and the Gobi-Altay mountain ranges (Mongolia) // Abstracts of General Assembly of the European Geosciences Union, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-00573.
- [7] Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. – М.: Недра, 1972. – 296 с.
- [8] Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – М.: Наука, 1981. – 196 с.
- [9] Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др. Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеонтология). – М.: Наука, 1989. – 213 с.

ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ – ИНДИКАТОРЫ ПЕРМЬ-ТРИАСОВОГО ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Р.А. Бадмацыренова*, Д.А. Орсов*, А.С. Мехоношин**, В.Ф. Посохов*

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

** Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

Образование базит-ультрабазитовых комплексов Центрально-Азиатского подвижного пояса тесно связано с историей его развития. Раскрытие Палеоазиатского океана (700 млн лет назад), его закрытие (500 млн лет) и последующее развитие складчатого пояса сопровождалось проявлениями базит-ультрабазитового магматизма различной геохимической специализации и геодинамической природы, что отражено в современном геологическом строении юга Сибири и Монголии, где с Сибирским кратоном граничит серия разновозрастных террейнов, таких, как Ольхонский, Хамардабанский, Баргузинский, Икатский и Еравнинский (рис. 1), которые были аккрецированы к Сибирскому кратону в конце докембрия и в палеозое [1, 2].

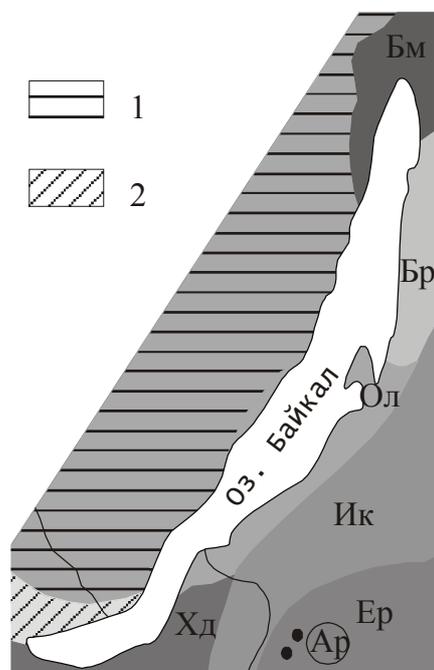


Рис. 1. Схема размещения Арсентьевской группы массивов (Ар) в структурах ЦАСП.

1-2 – Сибирский кратон: 1 – осадочный чехол, 2 – выходы фундамента.

Буквами обозначены террейны: Хд – Хамардабанский, Ик – Икатский, Ер – Еравнинский, Ол – Ольхонский, Бр – Баргузинский, Бм – Байкало-Муйский.

Интерпретация геодинамической природы интрузивных базитов и ультрабазитов, которые в настоящее время являются глубоко эродированными расслоенными массивами, представляет исключительную сложность. Они либо могут быть образованы в результате внедрения и кристаллизации в надсубдукционных условиях, либо являться производными мантийных плюмов. Особенно сложная картина наблюдается в Ольхонском террейне, в зоне сочленения с Сибирским кратоном, где на сравнительно небольшом пространстве выстроен коллаж отдельных пластин, в каждой из которых наблюдаются продукты базит-ультрабазитового магматизма, не сопоставимые между собой по петролого-геохимическим характеристикам. Здесь выявлены реликты офиолитовых поясов, островодужные, коллизионные и постколлизионные базит-ультрабазитовые комплексы. Не менее сложная история развития магматизма отмечается и в пределах других вышеупомянутых террейнов.

Арсентьевская группа габбро-сиенитовых интрузивов объединяет собственно Арсентьевский, Оронгойский и Убукунский массивы. Они расположены в западной части Еравнинского островодужного террейна

По данным Л.М. Парфенова [1] Еравнинский террейн был аккрецирован к Сибирскому

кратону в конце докембрия. Еравнинский террейн образован лавами и пирокластами преимущественно среднего и кислого состава раннекембрийского возраста, которые заключают линзы и прослои рифогенных археоциатовых известняков, андезитобазаль-

тов, базальтов. В состав террейна включены также отложения задуговых и междуговых бассейнов. На примере Арсентьевской группы массивов сделана попытка интерпретации геодинамической природы в соответствии с этапами развития ЦАСП и сопоставления с Ангаро-Витимским батолитом.

Данная группа высокотитанистых массивов характеризуется, помимо повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = \text{до } 7 \text{ мас.}\%$), высокими концентрациями редкоземельных элементов (до 100 хондритовых единиц), ниобия, тантала, стронция и особенно бария (рис. 2). Эти массивы почти всегда сопровождаются интрузиями сиенитов, возможно генетически с ними связанных.

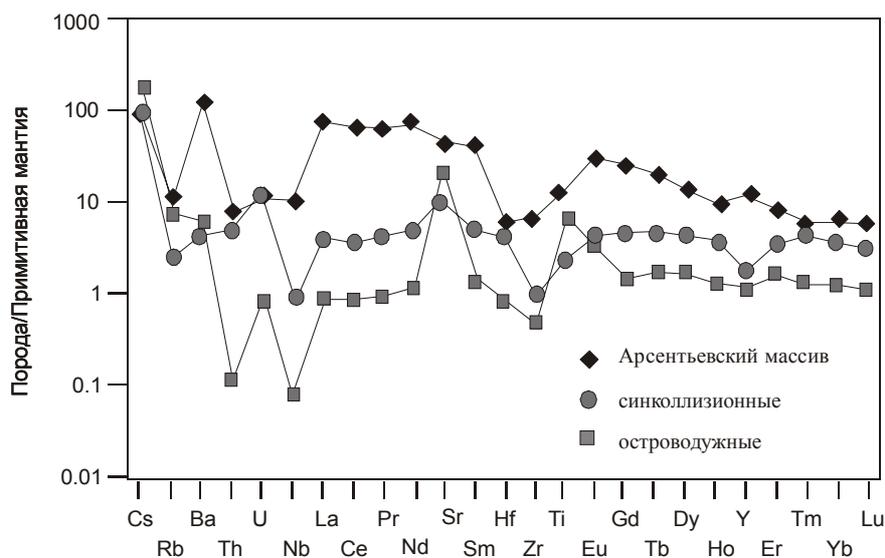


Рис. 2. Мультиэлементный состав габброидов Западного Забайкалья.

Подготовка для Rb-Sr анализа проводилась в ГИН СО РАН по методике [3], а измерения осуществлялись на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 Центра коллективного пользования (ИЗК СО РАН, Иркутск). При выполнении данной работы значение изотопного стандарта стронция NBS-987 составляло $0,71028 \pm 0,00002$. Расчет возраста был выполнен полиномиальным методом по Д. Йорку [4] с доверительным интервалом 95 %. Погрешность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составляла в среднем не более 0,05 и 1 % соответственно.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье И. Вильямса [5] на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [6]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона в 416.75 млн лет [7]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [8].

На примере постколлизийного Арсентьевского массива с титаномагнетит-ильменитовым оруденением установлено, что формирование интрузивов такого формационного типа происходило в две интрузивные фазы: ранняя габбро-сиенитовая и позд-

няя, сложенная щелочно-полевошпатовыми сиенитами. Полученные изотопно-геохронологические данные (I фаза – 279.5 Ma, U-Pb метод, II фаза – 240 Ma, Rb-Sr метод, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70433$ и $\epsilon_{\text{Nd}} = 6,06$, рис. 3, таблица) свидетельствуют о мантийном

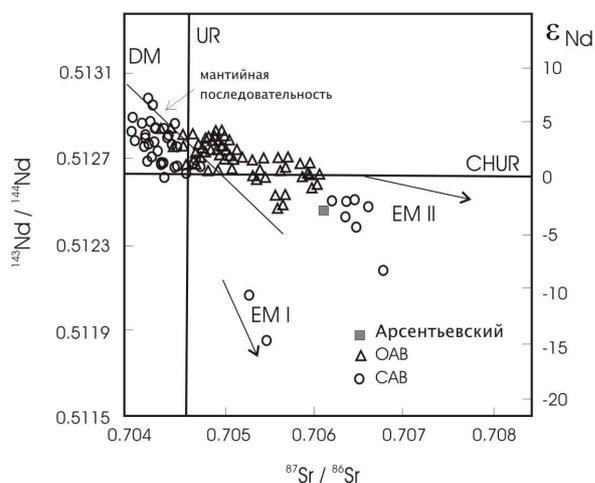


Рис. 3. Изотопные отношения неодайма, стронция в океанических (ОАВ) и континентальных (САВ) щелочных базальтах, данные по В.В. Ярмолюку, В.И. Коваленко [10], в породах Арсентьевского массива.

Изотопный состав кислорода в породообразующих и окисных минералах Арсентьевского массива

№ обр.	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Порода
Ар 11а-01	керсутит	+5,5	Габбро
Ар 52/2-02	керсутит	+5,8	Габбро
Ар 52-02	магнетит	+2,4	Габбро
Ар 29б-01	магнетит	+2,7	Титаномагнетит-ильменитовая руда

Примечание. Анализы выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Аналитики Т.И. Корчевская и Т.А. Веливецкая.

источнике (EM II) родоначального магматического расплава и указывают на синхронность формирования интрузива с гранитоидами повышенной основности (хасуртинский тип), внедрение которых связывается с постколлизийным плюмовым магматизмом после закрытия Палеоазиатского океана [9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-97246), научной школы № НШ-2284.2003.5.

- [1] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–15.
- [2] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К. К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19-22 октября 2004 г.) – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. В 2-х т. – Т. 2. – С. 30–34.
- [3] Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыннырского массива // Геохимия. – 1991. – № 5. – С. 715–718.
- [4] York D. Least-squares fitting of straight line // Canad. J. Phys. – 1966. – V. 44, № 5. – P. 1079–1086.
- [5] Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. – 1998. – 7. – P. 1–35.

- [6] Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000. № 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- [7] Black L.P., Kamo S.L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*. – 2003. – 200. – P. 155–170.
- [8] Ludwig K.R. User 's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. № 1a. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
- [9] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц. Геохронологические свидетельства синхронно-пульсационного внедрения магм при формировании Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19-22 октября 2004 г.)* – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. В 2-х т. – Т. 2. – С. 145–148.
- [10] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое-раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // *Докл. РАН*. – 2000. – Т. 375, № 4. – С. 525–530.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ НИЗКОЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ, СОСТАВЫ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ТРЕНД

П.А. Балыкин, Т.Е. Петрова

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

При типизации по петрохимическому составу [4] перидотит-габбровые массивы были подразделены на семь типов: 1) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый; 2) габбро-клинопироксенит-дунитовый; 3) верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый; 4) дунит-троктолит-габбровый; 5) оливинит-троктолит-габбровый, оливинит-лерцолит-габброноритовый и троктолит-анортозитовый; 6) дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовый и 7) дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый [2]. Породы этих массивов характеризуются преимущественно умеренномагневым, крайне и весьма низкотитанистым, весьма и умеренно низкощелочным и весьма высоконатриевым уклоном. Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые и дунит-троктолит-габбровые массивы имеют средне- и высокоглинозёмистый уклон пород; остальные типы массивов обладают весьма и умеренно низкоглинозёмистым уклоном.

При численном моделировании кристаллизации исходных расплавов на основе программ «Комагмат» и «Плутон» получены следующие основные результаты. Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы формировались из двух исходных расплавов: пикритового, кристаллизовавшегося в интервале $P=7-4$ кбар, и пикробазальтового, кристаллизовавшегося в интервале давлений $P=7-2$ кбар, при вариациях активности кислорода, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM) и $T=1520-1140$ °С. Становление остальных типов массивов происходило из базальтовых или пикробазальтовых расплавов при $P=6-1$ кбар, в интервале $T=1530-1120$ °С и активности кислорода, отвечающих буферу QFM или WM.

Выявлен эволюционный тренд изменчивости состава перидотит-габбровых массивов во времени, сводящийся к смене архейско-раннепротерозойских массивов с ортопироксеновым составом пород протерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них массивами с оливин-плагиоклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами состава дифференциатов. Установленный тренд свидетельствует об имеющем место направленном изменении во времени состава образующихся мантийных пикробазальтовых и базальтовых магм.

Большинству пород массивов свойствен выположенный спектр распределения редких и РЗЭ и низкие $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения, что, вероятнее всего, свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата, особенно при выплавлении родоначальных расплавов для массивов с оливин-клинопироксеновым уклоном состава дифференциатов. Для этих же массивов характерны минимумы по нормированным содержаниям Nb, La, Ce и Zr, иногда U, Nd, Hf, Sm, Y и максимумы по Cs, Rb, Ba, U, K, Sr, P, иногда Pb и Ti. Для массивов с ортопироксеновым уклоном состава пород характерны минимумы по нормированным содержаниям Nb, La, Ce, иногда Nd, Zr, Sm, Yb и максимумы по Cs, Rb, Ba, K, иногда Sr и Ti.

Вулканические и вулканоплутонические ультрамафит-мафитовые комплексы по вещественному составу подразделены на три коматиит-базальтовые (КБК), два пикрит-базальтовые (ПБК) и три пикрит-долеритовые (ПДК) [1]. КБК по глинозёмистости подразделяются на докембрийские низко- и среднеглинозёмистые и фанерозойские высокоглинозёмистые. Довольно близки к ним по составу пикрит-долеритовые комплексы.

Изученные ПДК подразделены на следующие: 1) Норильского района, Индии и полуострова Лабрадор, Канада; 2) внутриконтинентальных рифтов Северного Вьетнама и 3) Печенгского синклиория Кольского полуострова. Породы пикрит-базальтовых комплексов более существенно варьируют по химическому составу и отличаются от пород КБК и ПДК повышенными содержаниями Ti, Al, Fe, Na, K, P, Rb, Sr, V, Nb, Ta, Zr, LREE и пониженными – Mg, Ca, Ni, Co, Cr, HREE [1]. ПБК подразделены на две группы: 1) платформ, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов и 2) океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур. В результате проведенного численного моделирования рассчитано, что для КБК исходные расплавы отвечали составу базальтовых коматиитов или коматиитовых базальтов, для ПБК и ПДК – составу пикробазальтов, реже – оливиновых базальтов. Расплавы кристаллизовались при давлениях 0,1-1 кбар, температурах 1100-1500 °С и активности кислорода, близкой к буферу QFM.

Установлено, что докембрийские вулканические и вулканоплутонические комплексы, по сравнению с фанерозойскими, были обеднены глинозёмом и обогащены нормативным ортопироксеном. Такие тренды, как уже отмечалось, выявлены и при аналогичном анализе разновозрастных перидотит-габбровых массивов. При сведении воедино данных по всем низкощелочным ультрамафит-мафитовым ассоциациям устанавливается отчётливый глобальный тренд уменьшения содержаний нормативного ортопироксена в расплавах от древних к современным. Это ещё раз подтверждает ранее сделанный вывод о направленном изменении во времени состава образующихся мантийных пикробазальтовых или базальтовых магм, что, вероятнее всего, обусловлено разным составом мантийного субстрата – вебстеритовым в архее и раннем протерозое и лерцолитовым – в рифее и фанерозое [3].

Низкоглинозёмистые КБК варьируют по составу от умеренно высокомагниевого, умеренно низкоглинозёмистого, крайне низкотитанистого, весьма низкощелочного и натриевых дунитов и коматиитов до умеренномагниевого, средне- и низкоглинозёмистого, низкотитанистого, весьма низкощелочного и умеренно высоконатриевого базальтов. Для КБК Барбертон и Белингве Южной Африки характерен выположенный либо слабо фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) с вариациями их содержаний, нормированных на примитивную мантию (PM), от 0,8 до 50 [5]. Такой же спектр распределения имеют РЗЭ, нормированные на хондрит (CH), с превышением содержаний РЗЭ над их содержаниями в CH в 4-90 раз [5]. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.7-4.3 и 0.7-6.4.

Среднеглинозёмистые КБК обладают теми же петрохимическими характеристиками за исключением вариаций от средне- и высокоглинозёмистых дунитов и коматиитов до средне- и низкоглинозёмистых базальтов. По геохимическим особенностям среди среднеглинозёмистых КБК выделяется два типа: австралийский и балтийско-канадский. Породам КБК Камбалда Западной Австралии свойствен выположенный или фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на PM содержаний от 0.1 до 500. РЗЭ, нормированные на CH, обладают слабо фракционированным положительным либо отрицательным наклоном спектров распределения содержаний с вариациями нормированных содержаний REE от 0.5 до 80. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.5-4 и 0.4-5.2. Породы КБК Ветреный пояс и Карасёк Балтийского щита характеризуются выположенным или слабо фракционированным отрицательным наклоном спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на PM содержаний от 0.1 до 90. РЗЭ, нормированным на CH, свойствен выположенный или слабо фракционированный отрицательный наклон спек-

тров распределения с вариациями нормированных содержаний REE от 0.5 до 70. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.4-2.5 и 0.4-5.1. Породы КБК Манро Тауншип и Абитиби Канады характеризуются выположенным либо слабо фракционированным отрицательным наклоном спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на РМ содержаний от 0,2 до 90. РЗЭ, нормированные на СН, обладают выположенным спектром распределения содержаний с превышением над их содержаниями в СН в 0.8-50 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.3-1.3 и 0.2-2.1.

Высокоглинозёмистые КБК меняются по составу от умеренно высокомагниевого, умеренно- и весьма высокоглинозёмистых, крайне низкотитанистых, умеренно низкощелочных и высоконатриевых дунитов, перидотитов и коматиитов до умеренномагниевого, высоко- и среднеглинозёмистых, умеренно низкотитанистых, низкощелочных и весьма высоконатриевых коматиитовых базальтов и оливиновых базальтов. Породы этого типа КБК имеют выположенный спектр распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на РМ содержаний от 0.1 до 200. РЗЭ, нормированные на СН, характеризуются выположенным спектром распределения нормированных содержаний с превышением содержаний REE над содержаниями в СН в 0.7-50 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.2-1.6 и 0.1-2.5.

ПБК платформ, плато, окраинных и внутренних морей и подвижных областей континентов варьируют от умеренно высокомагниевого, средне- и низкоглинозёмистых, умеренно низкотитанистых, весьма низкощелочных и высоконатриевых пикритов и пикробазальтов до умеренномагниевого, весьма низкоглинозёмистых, умеренно высоко- или низкотитанистых, низкощелочных и весьма высоконатриевых базальтов. Для пород трапповых формаций Норильского района России, Юго-Западного Китая (Эмейшань) и Индии (Деканские траппы) свойствен слабо фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержания редких и РЗЭ с превышением их над содержаниями в РМ в 3-800 раз. Такой же спектр характерен для РЗЭ с превышением над их содержаниями в СН в 8-300 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.3-15.2 и 3.3-39.6.

ПБК океанов, океанических островов и внутриконтинентальных рифтогенных структур меняются по составу от умеренно высокомагниевого, умеренно высокоглинозёмистых, умеренно высокотитанистых, умеренно низкощелочных и высоконатриевых пикритов и пикробазальтов до умеренномагниевого, умеренно низкоглинозёмистых, весьма высокотитанистых, субщелочных, высоконатриевых базальтов и андезитобазальтов. Базальтам срединно-океанических хребтов свойствен выположенный спектр распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на РМ содержаний от 0,9 до 20. РЗЭ, нормированные на СН, обладают выположенным спектром распределения с вариациями нормированных содержаний REE от 10 до 50. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0.6-1.6 и 0.6-1.6. Пикритам и пикробазальтам Гавайских островов свойствен выположенный спектр распределения редких и РЗЭ с превышением их содержаний над содержаниями в РМ в 1-90 раз. РЗЭ, нормированные на СН, обладают слабо фракционированным отрицательным наклоном спектров распределения с превышением над их содержаниями в СН в 8-300 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.1-3.1 и 2.7-12.3.

Породы ПБК Печенгского синклинория Кольского полуострова варьируют по составу от магниевого, умеренно низкоглинозёмистых, среднетитанистых, весьма низкощелочных и натриевых пикритов до умеренномагниевого, средне- и низкоглинозёмистых, весьма высокотитанистых, низко- и субщелочных умереннонатриевых пикроба-

зальтов и базальтов. Всем породам этого комплекса свойствен слабо фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на РМ содержаний от 0,5 до 300. Такой же тренд характерен для РЗЭ, нормированных на СН, с превышением относительно их содержаний в СН в 5-500 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.9-4.7 и 10.6-68.6.

Пикрит-долеритовые комплексы варьируют по составу от умеренно высокомагниевого, высокоглинозёмистого, умеренно низкотитанистого, умеренно низкощелочного и высоконатриевого перидотитов и пикритов до умеренномагниевого, умеренно низкоглинозёмистого, низко- и среднетитанистого, субщелочного и высоконатриевого пикродолеритов и долеритов. Всем породам ПДК Норильского района свойствен фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с превышением их содержаний над содержаниями в РМ в 2-300 раз. РЗЭ, нормированные на СН, обладают слабо фракционированным отрицательным наклоном спектров распределения содержаний с превышением над их содержаниями в СН в 7-200 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.5-3.2 и 1.8-10.4. ПДК Северного Вьетнама обладают теми же петрохимическими характеристиками за исключением вариаций от низкощелочных и умереннонатриевых перидотитов, пикритов и пикродолеритов до низкощелочных и умеренно высоконатриевых субфитовых габбро, габброноритов и долеритов. Породам комплекса Каобанг Северо-Восточного Вьетнама свойствен слабо фракционированный отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и РЗЭ с превышением их содержаний над содержаниями в РМ в 0.5-700 раз. Такой же спектр характерен для РЗЭ с превышением над их содержаниями в СН в 6-200 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.6-2.8 и 1.8-10.4. ПДК Печенгского синклиория Кольского полуострова меняются от высокомагниевого, весьма низкоглинозёмистого, низкотитанистого, весьма низкощелочного и умереннонатриевого дунитов, перидотитов и пикритов до умеренномагниевого, весьма низкоглинозёмистого, высокотитанистого, субщелочного или умереннощелочного, умеренно высоконатриевого пироксенитов, габброидов и долеритов. Породам этого комплекса свойствен слабо фракционированный отрицательный спектр распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями их нормированных на РМ содержаний от 0.5 до 120. РЗЭ, нормированные на СН, обладают тем же спектром с превышением над их содержаниями в СН в 5-300 раз. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 1.7-2.8 и 1.6-5.5.

При сопоставлении по геохимическим данным КБК, ПБК и ПДК выявляется следующее. КБК свойствен преимущественно выположенный спектр распределения редких и РЗЭ и самые низкие $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношения (0.2-4.3 и 0.1-6.4), что, вероятнее всего, свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата при выплавлении родоначальных расплавов для КБК. Содержания редких и РЗЭ, нормированных на РМ, варьируют в породах этих комплексов от 0.1 до 200; РЗЭ, нормированные на СН, – от 0.5 до 90. ПБК и ПДК, за исключением ПБК СОХ и океанических островов, свойствен фракционированный отрицательный наклон спектров распределения редких и РЗЭ и более высокие значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношений (0.6-15.2; 1.5-3.2 и 0.6-68.6; 1.6-10.4 соответственно). Содержания редких и РЗЭ, нормированных на РМ, варьируют соответственно в следующих пределах: 0.5-800 и 0.5-700, а РЗЭ, нормированные на СН, в следующих пределах: 5-500 и 5-300.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64504).

[1] Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Формационные типы и составы исходных расплавов коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых комплексов // Петрология магма-

- тических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. – Томск: ЦНТИ, 2004. – С. 177–181.
- [2] Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Петрова Т.Е. Формационные типы перидотит-габбровых массивов внутриконтинентальных подвижных поясов, составы исходных расплавов и их эволюционный тренд // Литосфера. – 2004. – № 1. – С. 3–20.
- [3] Балыкин П.А. Формационные типы и составы исходных расплавов низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций и их эволюционный тренд // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Материалы международной конференции. – Улан-Удэ, 2005. – С. 45–47.
- [4] Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. – Новосибирск: Наука, 1982. – 281 с.
- [5] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭПОХ В СТРУКТУРЕ ЧЕХЛОВ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ ЛАВРАЗИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

А.К. Башарин, С.Ю. Беляев

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

В чехлах практически всех древних (неогейских) платформ Лавразии и в обрамляющих их миогеоклиналях, то есть на древних кратонах (континентах), выделяется три структурных яруса, отражающих различные геодинамические обстановки, направленно сменяющие друг друга во времени. Нижний ярус, сложенный позднепротерозойскими отложениями, в геодинамическом плане соответствует деструктивной эпохе разрушения суперконтинента Родиния, в процессе которой осуществляется рифтогенез и формируются, преимущественно, грабены (авлакогены) и рифтовые зоны. Их формирование провоцируется глобальными процессами растяжения. Средний ярус, сложенный главным образом венд-нижнепалеозойскими толщами, отвечает эпохе автономного «существования» континентов (кратонов), образовавшихся в результате разрушения Родинии. Верхний ярус, представленный средне-, верхнепалеозойскими образованиями, характеризуется коллизионно-орогенными структурами и формационными рядами, обусловленными процессами объединения древних кратонов в новый суперконтинент.

Прежде чем начать анализ и обсуждение структуры чехлов древних платформ, а точнее, древних континентов (кратонов) Лавразии, определим такие базовые понятия, как рифт и плита. Как утверждает А.Ф. Грачев [1], понятие рифт в геологии употребляется в узком и широком смысле. В узком смысле рифт – «это грабен, ограниченный одним или несколькими разломами», а в широком смысле под «рифтом или рифтовой зоной... понимаются элементы структуры Земли такого же ранга, как орогенические области или материковые платформы» (с. 157). Что касается понятия плита, то будем придерживаться его классического традиционного понимания, «как значительной по площади части платформы, в пределах которой фундамент перекрыт платформенным чехлом» [2].

Придерживаясь, в принципе, приведенных выше определений, добавим, следующее. Учитывая данные ранее [3] определения таких понятий, как платформа, кратон, континент, отметим, что, во-первых, исследуемые элементы могут не ограничиваться территорией платформы, а продолжаться в ограничивающие ее структуры (пассивные окраины, миогеоклинали), а во-вторых, в рифтовых зонах, могут присутствовать не только грабены (рифты, авлакогены и др.), но и структуры типа плит и наоборот.

Таким образом, в неогейском тектоническом цикле в чехлах древних платформ и прилегающих миогеоклиналях фиксируются эпохи с преобладанием структур, ограниченных разломами, и эпохи с преобладанием структур со стратиграфическими ограничениями.

Рассмотрим имеющиеся данные по геологии Северо-Азиатского (Сибирского) кратона и сравним их с другими древними континентами Лавразии: Лаврентией, Балтией (Европейским), Северо-Китайским и Южно-Китайским.

Древний Северо-Азиатский кратон.

В позднем докембрии на территории кратона и в его обрамлении существовала не менее плотная, чем на Европейском кратоне, сеть трогов и авлакогенов. Реже в это время формировались небольшие по размерам плиты (Учурская и др.). Начиная с венда и до конца силура (особенно в позднем венде и кембрии) вся Сибирская платформа и ее пассивные окраины были перекрыты слабо дифференцированным по мощности и фа-

циям чехлом. В девоне, наряду с амагматичными прогибами на кратоне, начинают развиваться рифтовые системы с контрастным рифтовым магматизмом, которые располагаются не только на Сибирской платформе, но и в пределах Верхояно-Колымской, Алтае-Саянской покровно-складчатых областей и, по-видимому, в фундаменте Западно-Сибирской равнины. Специфичность развития Северо-Азиатского кратона на поздне-палеозойском этапе состоит в том, что на его западной половине подвижное обрамление консолидировано в результате герцинского тектогенеза и здесь начал формироваться чехол молодой Евразийской платформы. Восточная же половина кратона с визейского яруса карбона и вплоть до неогена продолжала развиваться как подвижная область.

Древний кратон Лаврентия.

В течение позднего докембрия на территории современной Северной Америки были широко развиты локальные структуры типа грабенов, авлакогенов и крупных рифтов (Кивино) как в пределах платформы, так и на ее Аппалачском и Кордильерском флангах. П.Ф. Гофман [4] отмечает, что пассивные окраины Северо-Американского кратона окончательно оформились примерно к рубежу 850–550 млн лет, что совпадает с данными других авторов о времени окончательного распада раннепротерозойского суперконтинента Родиния.

В венд-палеозойское время на Северо-Американском континенте заложились и развивались платформенные прогибы: Виллистонский, Мичиганский, Иллинойский, Гудзонская синеклиза и другие более мелкие.

В среднем, позднем палеозое заложились и развивались внутриплатформенные, межгорные и предгорные прогибы с преимущественно вулканогенно-молассовым континентальным выполнением. Хотя морфология и ограничение структурных форм этого этапа редко соответствуют понятию грабен (авлакоген), тем не менее, параметры бимодального магматизма отвечают рифтогенному геодинамическому режиму

Древний Европейский кратон.

Как в пределах Восточно-Европейской платформы, так и в ее обрамлении в раннем рифее формируется густая сеть узких линейных прогибов, грабенов и авлакогенов. С начала венда и до девона формировались прогибы со стратиграфическими ограничениями, наиболее крупным из которых является Московская синеклиза. Отложения этого возраста практически амагматичны. Принципиально другой тип осадконакопления характеризует средний, поздний палеозой. Формируются предгорные прогибы с молассово-эвапоритовым выполнением, крупные трюги и авлакогены с присутствием магматизма рифтогенного типа (Осло, Донецко-Припятский, Печоро-Колвинский и др.)

Древние Северо-Китайский и Южно-Китайский кратоны.

Согласно палеогеографическим картам «Палеогеографического атласа Китая» [5] рифтогенез на древних китайских кратонах проявился около 1,85 млрд лет тому назад и продолжался вплоть до раннего синия. В позднем синии начали формироваться плитные комплексы практически на всех древних платформах Китая, но наибольшего «расцвета» они достигли в кембрии и ордовике. Уже в силуре древние платформы начинают выходить из-под уровня морского осадконакопления, и к концу перми море окончательно покидает территории северных (Тарим, Цайдам, Северо-Китайская) платформ, а к концу триаса и южной (Янцзы). Судя по имеющимся данным, чехол молодой платформы в Китае начал формироваться только в юрское время и этот процесс продолжался в кайнозое.

Сказанное выше позволяет сделать следующие выводы:

1. На всех рассмотренных кратонах Лавразии выделяются две фазы рифтогенеза, проявившиеся приблизительно в одни и те же интервалы геологической истории. Их структурные и вещественные характеристики принципиально сходны, но значительно

различаются в деталях.

2. Древняя и молодая эпохи рифтогенеза резко различаются по геодинамическим обстановкам их формирования: древняя характеризуется «трансгрессивной» направленностью, сменой континентального режима на преобладающий морской, а молодая – регрессивной направленностью, преобладанием орогенных процессов и общим воздыманием.

3. Эпохи рифтогенеза разделяются геодинамическими обстановками плитообразования.

4. В связи с проблемами нефтидогенеза, отмеченные особенности в истории развития древних континентов Лавразии должны приниматься во внимание и изучаться более углубленно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, Российско-Белорусский проект № 04-05-81001-Бел2004а, а также Программ фундаментальных исследований ОНЗ.1 и ОНЗ.10 и Интеграционного проекта СО РАН-УрО РАН 6.4.

- [1] Грачев А.Ф. Рифтогенез // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Т. 5 «Тектоника и геодинамика». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2004. – С. 157–162.
- [2] Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 70 с.
- [3] Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. – С. 2–15.
- [4] Hoffman P.F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The geology of North America – an overview. Geol. Sc. Amer. – Colorado: Boulder, 1989. – 612 p.
- [5] Atlas of the paleogeography of China. – China, Beijing: Cartographic Publishing House, 1985.

ТЕРРЕЙНЫ БАЙКАЛ-ХУБСУГУЛЬСКОГО ФРАГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ПАЛЕОЗОИД. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

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

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

** Иркутск, Институт геохимии СО РАН, makt@igc.irk.ru

Рассматриваемая часть пояса представляет собой сложную тектоническую структуру раннего палеозоя, возникшую в результате аккреции разнотипных террейнов, которая контактирует по зоне Главного Саянского разлома с фундаментом Сибирской платформы. Каждый из выделенных террейнов обладает индивидуальными особенностями строения, слагающие их комплексы имеют различную геодинамическую интерпретацию. Объединение их в единую сложную структуру подвижного пояса происходило в определенной временной и пространственной последовательности, выяснение которой заслуживает особого внимания при определении этапности становления орогенного пояса и механизма сочленения его с кратоном. На этой территории выделяются: Джидинский, Хамардабанский, Тункинский и Тувино-Монгольский террейны, формировавшиеся в пределах единого океанического пространства (рисунок).

Джидинский террейн относится к типично островодужным с элементами океанического. Главной его особенностью является покровно-складчатое строение. Используя опубликованные [1] и собственные материалы, мы предлагаем вариант схемы покровов и слагающих их пластин в сочетании с разновозрастными интрузивными комплексами и изоградами метаморфизма. Границы покровов и пластин часто подчеркиваются телами гипербазитов и серпентинитового меланжа.

Центральную пространственную позицию в пределах Джидинского террейна занимает Уилган-Купчинский покров, который как бы делит террейн на две части: монгольскую и российскую. Этот покров отличается от других интенсивным проявлением габбро-плагиогранитного надсубдукционного магматизма с возрастом 504–506 млн лет [2] и метаморфизма вмещающих пород, достигающего амфиболитовой фации. Судя по тому, что метаморфические изограды не выходят за границы покрова, покровные структуры возникли позже метаморфизма и надсубдукционного магматизма.

Уригольский покров, примыкающий с юго-запада к Уилган-Купчинскому, является одним из наиболее представительных и определяющих в геодинамической типизации Джидинского террейна. В его строении принимает участие серия пластин, отличающихся составом слагающих их пород. В Нармандальской пластине наиболее полно представлена офиолитовая ассоциация, в Баянгольской – преобладают андезиты и андезитобазальты с прослоями пелагических кремней, в Уригольской – высокотитанистые базальты, дифференцированные базальты, граувакки, карбонаты симаунтов с фауной нижнего кембрия.

Восточную часть Джидинского террейна составляет Верхнеджидинский покров, также состоящий из серии пластин. В Хасуртинско-Нудской пластине присутствуют высокотитанистые базальты, в Долонмодонской – базальты известково-щелочной серии, а в Далахайской – карбонатные отложения симаунтов.

Особое место в структуре Джидинского террейна занимает Зунмуринский покров, расположенный в его краевой аллохтонной части, отнесение которого к рассматриваемому террейну в какой-то мере дискуссионно. Одни исследователи, изучавшие собственно Джидинский террейн и восточную часть Зунмуринской структуры, где присутствуют основные вулканы и гипербазиты, отмечают их аналогию, другие отождеств-

ляют Зунмуринскую структуру с Шубутуйской, расположенной в пределах Хамардабанского террейна. В настоящее время можно считать установленной в Юго-Восточном Прихубсугулье (район Чиндомани) принадлежность Зунмуринской структуры к Джидинскому террейну.

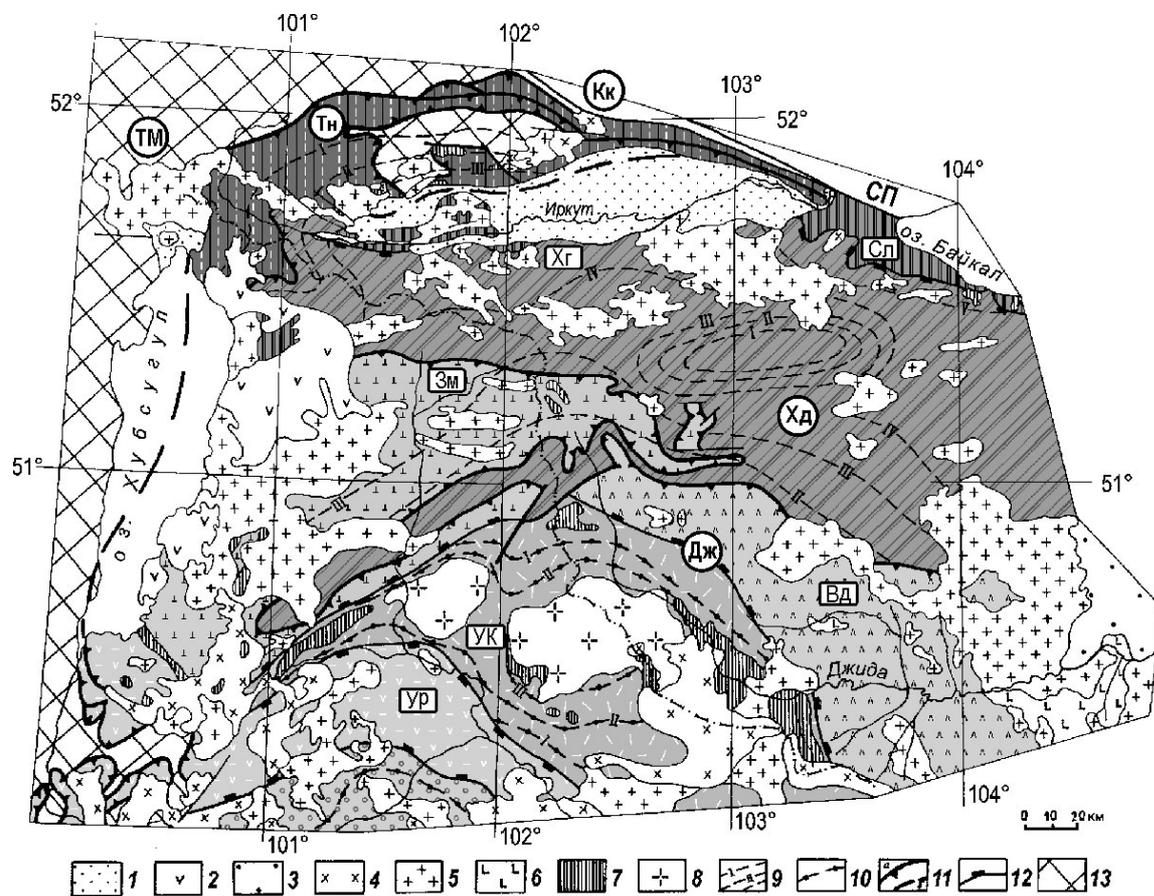


Схема размещения террейнов, тектонических покровов, зон метаморфизма и интрузивных комплексов Байкал-Хубсугульского региона (северо-восточная часть Палеоазиатского океана):

1 – кайнозойские отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3 – мезозойские отложения; 4 – сиениты, граносиениты; 5 – гранитоиды (хамардабанский, джидинский, мункусардыкский комплексы нерасчлененные – 495–478 млн лет); 6–7 – габбро-диорит-тоналитовый комплекс: 6 – хулдатского типа, 7 – модонкульского типа; 8 – плагриграниты – нашитуйский комплекс; 9 – изограды ордовикского метаморфизма (I – граната, II – ставролита и андалузита, III – силлиманита, IV – силлиманита, калиевого полевого шпата, V – гиперстена); 10 – изограды кембрийского метаморфизма (I – граната, II – ставролит-дистена, III – силлиманита); 11 – границы террейнов; 12 – границы тектонических покровов (субтеррейнов); 13 – Тувино-Монгольский массив. Аббревиатура: СП – Сибирская платформа; террейны (в кружках): Дж – Джидинский, Хд – Хамардабанский, Тн – Тункинский, Кк – Китойкинский, ТМ – Тувино-Монгольский; покровы и субтеррейны (в прямоугольниках): УК – Уилган-Купчинский, Ур – Уригольский, Вд – Верхнеджидинский, Зм – Зунмуринский, Сл – Слюдянский, Хг – Хангарульский.

Хамардабанский террейн можно назвать метаморфическим: значительная часть его территории относится к средне-высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации, отдельные участки (преимущественно Южное Прибайкалье) – к гранулитовой фации. В этой связи террейн разными исследователями считался то микроконтинентом, то краевой частью кратона, то относился к террейнам неясной геодинамической природы. В последние годы получены полные геохимические характеристики нескольких групп метаморфических пород Хамардабанского террейна, позволившие реконструировать

ровать первичную природу протолитов и оценить палеогеодинамические обстановки их накопления [3, 4 и др.]. В составе террейна как тектоно-стратиграфического образования можно выделить два субтеррейна – Слюдянский и Хангарульский – по слагающим их одноименным сериям метаморфических пород. Протолиты Слюдянского субтеррейна накапливались в активном, с умеренным задуговым спредингом окраинном бассейне, заложенном на относительно тонкой континентальной коре. В составе слюдянской серии значительна доля метатолеитов, по геохимическим характеристикам близких E-MORB. Хангарульский эпиконтинентальный палеобассейн был преимущественно амагматичным. Большая часть субтеррейна сложена метатерригенными породами, и только в основании (харагольская свита) залегают туффоиды, вулканокластическая компонента которых близка известково-щелочным андезитам андийского типа. Источником ее могла быть Ольхонская островная дуга [3]. Анализ метатерригенных пород обоих субтеррейнов показал их значительное сходство, а также близость однотипным метаморфитам ольхонского комплекса, что указывает на общность источников сноса. Не исключено, что ольхонский комплекс следует относить к Хамардабанскому террейну.

Относительно Джидинского террейна Хамардабанский представляется автохтонным, южную часть которого перекрывает Зунмурунский покров. Северная граница Хамардабанского террейна проходит преимущественно под кайнозойскими отложениями Тункинской впадины. Расположенный севернее район Тункинских гольцов характеризуется сложным покровно-складчатым строением. Здесь выделяется автохтон, представленный венд-кембрийскими карбонатно-терригенными отложениями чехла Тувино-Монгольского массива, и аллохтон, сложенный осадочно-вулканогенными отложениями **Тункинского террейна**. Последние включают уртагольскую и толтинскую свиты, литотипы метапород и строение разрезов которых довольно близки толщам Хамардабанского террейна. Это обстоятельство не только осложняет разграничивание террейнов, но ставит под вопрос вообще правомерность выделения Тункинского террейна. Сопоставление метатолеитов обоих террейнов [5] показало, что они формировались в обстановках задуговых бассейнов. При этом метабазаальты Тункинского террейна отличаются повышенными содержаниями LILE и LREE, Ti, Zr и в них заметно выше примесь источника OIB.

В террейновом анализе важную роль играют перекрывающие или сшивающие образования, которые формируются после процессов амальгамации и аккреции и позволяют определить их верхний временной предел. В Байкал-Хубсугульском регионе широко проявлен постметаморфический гранитоидный магматизм, но не выделяется единого комплекса, прорывающего (сшивающего) все террейны. Для части субтеррейнов Джидинского террейна сшивающими являются гранитоиды Дархинтуйского и Хулдатского массивов (489 ± 2 млн лет); для хамардабанских субтеррейнов – граниты одноименного интрузивного комплекса (469 ± 2 млн лет); Тувино-Монгольский, Хамардабанский и Тункинский террейны в области сочленения прорываются Мункусардыкским гранитоидным массивом (481 ± 2 млн лет). Постметаморфический характер гранитов вносит значительную неопределенность в возрастные оценки, поскольку временные диапазоны между процессами амальгамации, метаморфизма и внедрением гранитов могут быть различными и достигать десятков миллионов лет. В качестве более «жесткого» сшивающего образования мог бы служить зональный метаморфизм, захватывающий все террейны, при условии его моноактности. Последнее не является общепризнанным фактом, особенно после установления неодновременности проявления пиков гранулитового и амфиболитового метаморфизма в Южном Прибайкалье [6].

В Джидинском террейне перекрывающим комплексом могут быть флишоидные отложения, относимые к джидинской свите. Верхний временной предел их накопления по прорывающим гранитоидам 489 ± 2 млн лет. В этом случае более поздние осадочные

и осадочно-вулканогенные отложения, содержащие органические остатки силура-карбона [7], должны быть связаны с последующим этапом геодинамического развития обширного региона, наступившим после ордовикской аккреции и соответствующим режиму активной континентальной окраины Монголо-Охотского пояса [8].

Наконец, проблематичными остаются время и механизм сочленения террейнов с кратоном. В последние годы разработана модель, согласно которой первоначально сформировался аккреционный каледонский супертеррейн, впоследствии мягко причленившийся к кратону [9]. Согласно с рядом фактов, эта модель не объясняет резко асимметричного распределения метаморфических фаций: за небольшим исключением, все наиболее высокоградные области (гранулитовые комплексы) располагаются непосредственно у границ с выступом фундамента платформы.

- [1] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 25–42.
- [2] Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П. и др. Состав, Pb-U изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – Т. 1. – С. 95–98.
- [3] Петрова З.И., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Геохимия метаграувак в южном обрамлении Сибирской платформы и их значение для палеогеодинамических реконструкций // Геохимия. – 2005. – № 8. – С. 836–847.
- [4] Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харагольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 3. – С. 271–285.
- [5] Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия и геодинамическая типизация metabasalts Тункинского и Хамардабанского террейнов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – Т. 2. – С. 143–146.
- [6] Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. Возрастные соотношения метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Докл. РАН. – 2006. – Т. 409, № 3. – С. 381–385.
- [7] Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Иркутск, 2003. – 17 с.
- [8] Парфенов Л.М., Берзин М.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [9] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 354–359.

ПЕТРОЛОГИЯ БУЛКИНСКОГО РАССЛОЕННОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

*Е.В. Бородина**, *А.А. Монгуш***

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

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

Булкинский массив [1-3] расположен в северо-восточной части Западного Саяна, в осевой части хребта Ергак-Таргак-Тайга, и тектонически примыкает к сочленению Куртушубинского и Северо-Саянского офиолитовых поясов [4]. Он является эталонным массивом булкинского комплекса, к которому также относятся Сыдыгский, Хангинский и Устреньский массивы [2]. Вскрытая часть массива занимает площадь около 100 км². По геофизическим данным [5], Булкинский массив имеет воронкообразную форму и погружается к югу или юго-западу. Породы массива прорывают терригенные отложения аласугской свиты, относящиеся к среднему-верхнему кембрию [1]. В крайних частях массива установлено присутствие ксенолитов интенсивно ороговикованных вмещающих пород [1].

В современном эрозионном срезе вскрытая часть массива сложена главным образом лейкократовыми разновидностями пород – габбро, габбро-норитами, троктолитами, габбро-анортозитами, анортозитами. Реже встречаются горнблендиты, оливиниты и оливиновые пироксениты [1]. Ритмическая расслоенность массива обусловлена чередованием пород более меланократовых в основании ритмов и более лейкократовых. Магнезиальность пород массива ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$) варьирует в пределах от 75,6 в наиболее меланократовых разностях до 34,3 в анортозитах. Содержание MgO снижается от 37,4 вес.% [1] в перидотитах до 2,0 вес.% в наиболее лейкократовых разностях. Нанесённая на вариационные диаграммы MgO-содержание окисла (элемента) в породе последовательность составов пород Булкинского массива позволяет выявить некоторые закономерности изменения составов пород расслоенной серии в процессе кристаллизационной дифференциации. Переход от высокомагнезиальных пород к менее магнезиальным характеризуется закономерным увеличением содержания SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O и уменьшением содержания Co и Cr.

Состав проанализированных оливинов из пород Булкинского массива соответствует хризолиту с магнезиальностью от Fo_{75,8} до Fo_{71,8}. Плагиоклазы из пород расслоенной серии часто зональные, по составу соответствуют битовниту-лабрадору, их основность варьирует от An % = 56,4 до An % = 82,2. Реже встречаются более кислые плагиоклазы, соответствующие олигоклазу, с содержанием анортитового компонента An % = 23,2. Магнезиальность проанализированных клинопироксенов колеблется от 76,2 до 84,0, по составу они соответствуют диопсид-авгитовому ряду (En_{42,2-44,1} Fs_{9,5-14,3} Wo_{43,5-46,5}). Ортопироксен в породах Булкинского массива встречается достаточно редко, по составу соответствует гиперстен-бронзиту (En_{64,1-76,2} Fs_{22,2-33,5} Wo_{1,5-2,4}), магнезиальность его варьирует от 66,5 до 78,2. Для породообразующих минералов Булкинского массива в целом характерна большая основность плагиоклаза по сравнению с сосуществующим с ним оливином: Ol (Fo_{75,8}) + Pl (An_{82,0}) + Crx (Mg#-84,1) + Opx (Mg#-78,2), Ol (Fo_{72,0}) + Pl (An_{75,2}) + Crx (Mg#-78,3) + Opx (Mg#-75,7), Ol (Fo_{71,8}) + Pl (An_{78,9}) + Crx (Mg#-79,0), Ol (Fo_{75,0}) + Pl (An_{79,0}). Большая степень вторичного изменения оливина по сравнению с сосуществующим с ним плагиоклазом, наблюдаемая в породах расслоенных массивов, объясняется меньшей скоростью диффузии большинства элементов в плагиоклазе по сравнению с железомagneзиальными минералами [6]. Результатом этого является боль-

шая устойчивость плагиоклаза к переуравновешиванию состава и взаимодействию кумулятивных минералов с интеркумулусным расплавом. Оливин и в меньшей степени клинопироксен, наоборот, существенно подвержены воздействию интеркумулусного расплава, что снижает значения магнезиальности этих минералов [7]. Рудные минералы Булкинского массива представлены титаномагнетитом и ильменитом, их среднее содержание в породах составляет около 3,3 % [1]. Вместе с тем, в Булкинском массиве установлено присутствие рудных габбро с содержанием титаномагнетита до 25 % [8].

Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в проанализированных породах Булкинского массива составляет от 3,5 ppm в анортозитах до 98,7 ppm в более меланократовых разностях пород расслоенной серии [9]. Согласно графикам распределения РЗЭ в породах расслоенной серии, вся совокупность пород массива обладает однотипным слабофракционированным трендом. Нормализованные по хондриту [10] графики распределения РЗЭ обнаруживают незначительное обогащение пород лёгкими лантаноидами $(La/Yb)_{ch} = 0,9-2,7$, в анортозитах – 5,7-6,1. С увеличением меланократовости пород расслоенной серии наблюдается субпараллельное увеличение содержания РЗЭ. Для анортозитов характерно наличие более выраженного европиевого максимума, чем для других пород расслоенной серии, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах [11]. Содержание РЗЭ в породах составляет 1,9-18,5 хондритовых единиц для тяжёлых лантаноидов, 3,7-25,9 – для лёгких (в анортозитах – 0,3 и 1,8-2,2 соответственно). Отношение $(La/Sm)_{ch}$ меняется от 0,7 до 1,8, в анортозитах – 2,6-2,7. На графиках распределения РЗЭ, нормированных по примитивной мантии (PM) [12] и по базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB) [12], также обнаруживается нефракционированный или слабофракционированный тренд распределения РЗЭ. Содержание РЗЭ в породах Булкинского массива превышает содержание РЗЭ в примитивной мантии в 1-8 раз для тяжёлых лантаноидов, 1-15 раз для средних и в 1,5-12 раз для лёгких (в анортозитах эти значения составляют 0,1, 0,3 и 0,8 соответственно). Особенностью спектра редких элементов для пород Булкинского массива является наличие максимумов по Ba, U и Y, а также выраженного максимума по Sr ($Sr_{PM}=6,2-301,7$). Содержание РЗЭ в Булкинском массиве сопоставимо с их содержанием в N-MORB. Нормированное по N-MORB содержание РЗЭ в породах составляет 0,3-1,5 для тяжёлых лантаноидов, 0,3-2,7 для средних и 0,4-3,2 для лёгких (для анортозитов – 0,03, 0,06 и 0,3 соответственно). Отношение $(La/Sm)_{N-MORB}$ меняется от 0,9 до 2,9, в анортозитах – 4,3-4,6. На графике распределения РЗЭ, нормированных по N-MORB, наблюдаются максимумы по U, Eu и Hf (в меланократовых породах – минимумы по Hf). Согласно графикам распределения РЗЭ, нормированных по примитивной мантии и N-MORB, для пород Булкинского массива не характерно ни обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba), ни обеднение элементами с высокой силой поля (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 04-05-64439, 04-05-64093, 05-05-97210), НШ-4933-2006, ОНЗ РАН 7.10.2.

- [1] Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. – Л.: Недра, 1975. – 199 с.
- [2] Немцович В.М. Базитовые интрузии Тувы и их титаноносность: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Л., 1973. – 218 с.
- [3] Монгуш А.А. Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск-Кызыл, 2002. – 172 с.
- [4] Монгуш А.А., Агафонов Л.В., Тунай Г.О. Минералогия верхней части Булкинского расслоенного габброидного массива (Западный Саян) // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия: Материалы международной конференции. – Улан-Удэ:

- Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. – С. 62–64.
- [5] Коллеганов Ю.М., Саранцев Ф.Г. О форме некоторых основных и ультраосновных интрузивных массивов северо-восточной части Западного Саяна // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск, 1971. – С. 90–94.
- [6] Freer R. Diffusion in silicate minerals and glasses: a data digest and guide to the literature // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1981. – 76. – P. 440–454.
- [7] Arnason J.G., Bird D.K., Bernstein S., Rose N.M., Manning C.E. Petrology and geochemistry of the Kruuse Fjord Gabbro Complex, East Greenland // Geol. Mag. – 1997. – 134 (1). – P. 67–89.
- [8] Немцович В.М. Булкинская габброидная интрузия верховьев р. Амыл (Западный Саян) // Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. – 1959. – 21. – С. 117–124.
- [9] Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Аношин Г.Н., Палесский С.В., Николаева И.В. Исследования распределения редкоземельных и платиновых элементов в породах из мафит-ультрамафитовых массивов Тувы методом ICP-MS (первые данные) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 2. – Томск: ЦНТИ, 2005. – С. 268–277.
- [10] Boynton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. – Amsterdam, 1984. – P. 63–114.
- [11] Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. – М.: Недра, 1982. – 414 с.
- [12] Sun S-S, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publication. – 1989. – 42. – P. 313–345.

РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА УДИНО-ВИТИМСКОЙ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Н. Булгатов, Н.А. Доронина, Н.И. Ласточкин

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

Удино-Витимская раннекаледонская зона на Геодинамической карте (рис. 1.) Байкальского региона отнесена к Еравнинскому островодужному террейну [2]. Докаледонский фундамент зоны образован рифейскими стратифицированными и интрузивными комплексами, обнажающимися в северо-западном и северо-восточном его обрамлении. Границей между Удино-Витимской раннекаледонской зоной и рифейскими комплексами байкалид является Олдындинская зона левых сдвигов [1].

В рассматриваемом районе геологическое картирование масштаба 1:200000 было проведено П.В. Осокиным, А.А. Малышевым, М.А. Гладышевым, В.Н. Гусевым, Г.М. Яценко, А.Н. Булгатовым, масштаба 1:50000 – Ю.П. Гусевым, В.И. Пелепягиным и другими. Результаты этих работ были использованы авторами.

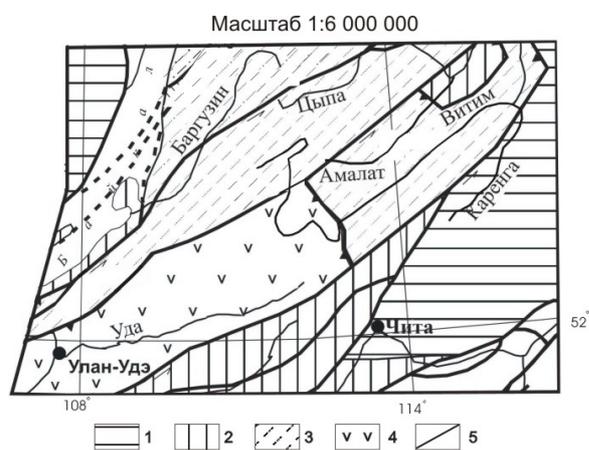


Рис. 1. Схема террейнов Западного Забайкалья.

1 – Сибирский кратон; 2 – кратонные террейны; 3 – рифейские комплексы; 4 – Еравнинский нижнекембрийский островодужный террейн; 5 – левые сдвиги.

На юго-западе района, в бассейне р. Итанца, впадающей справа в р. Селенга, рифейские осадочно-вулканогенные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, расчленены на две свиты: итанцинскую (нижнюю) и бурлинскую [4]. Итанцинская характеризуется изменчивостью состава по латерали, что позволило выделить три литофациальных комплекса. Кварцито-песчано-сланцевый комплекс, мощностью 1400 м, содержит в верхней части разреза горизонт почти мономинеральных кварцитов мощностью 35-45 м, имеет протяженность более 10 км и образует Черемшанское месторождение кварцитов. Состав и текстурные особенности пород позволяют допустить образование их в прибрежных условиях в результате эрозии микроконтинента. В составе карбонатно-кремнисто-сланцевого комплекса мощностью 600 м преобладают кварцсодержащие углеродисто-сланцевые, слюдяные, карбонатно-углеродистые сланцы, им подчинены карбонатные породы. Этот комплекс образовался, скорее всего, в шельфовой зоне бассейна. Источником терригенного материала также служили континентальные блоки. Для карбонатно-базальт-сланцевого комплекса характерно чередование кварцсодержащих серицитовых, серицит-хлоритовых, карбонат-серицит-хлоритовых сланцев, содержащих горизонты metabазальтов, микрокварцитов, кремнистых сланцев, известняков, карбонатных сланцев, силикатные железо-марганцевые и силикатно-карбонатные марганцевые руды. Мощность комплекса 1600 м, и он образовался в относительно глубоководных условиях, вдали от континентальных блоков и островных дуг [3, 4].

Бурлинская свита сложена доломитами и известняками, содержащими горизонты карбонатных, углеродисто-серицитовых и серицитовых сланцев с кварцем, кварцитов, строматолитовых и брекчиевидных доломитов, фосфатсодержащих пород. Мощность

свиты до 1500 м. Седиментация пород свиты происходила в мелководном морском бассейне.

Метабазиты карбонатно-базальт-сланцевого относительно глубоководного комплекса по концентрации TiO_2 (масс. %) можно разделить на низкотитанистые (0,7-0,8), умереннотитанистые (1,0-1,52), умеренно высокотитанистые (2,2-2,53), высокотитанистые (3,03). Корреляция TiO_2 с P_2O_5 , Zr, Y положительная. На спайдер-диаграмме первые два типа метабазитов обладают дефицитом Ti, Zr, Y по отношению к N-MORB-типу, два последующих типа – избытком. Вариации концентрации TiO_2 , Zr, Y могут, по-видимому, быть объяснены в рамках двух источников: деплетированной мантии и мантийных плюмов. Относительное содержание La достигает пяти норм, а Ce – до четырех норм N-MORB во всех типах метабазальтов. Отмечен отрицательный Nb минимум, отражающий возможное присутствие субдукционного компонента. На графике распределения REE (рис. 2) точки составов располагаются в довольно широком интервале, в субгоризонтальной полосе, характерной для базальтов EMORB-типа. Значение $(La/Yb)_N$ равно 1,04-2,31.

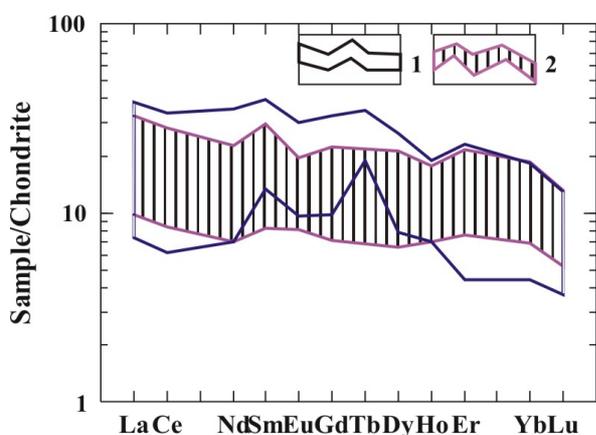


Рис. 2. Распределение REE в метабазитах, нормированных по обыкновенному хондриту. Метабазиты: 1 – бассейны рек Амалат и Витим; 2 – бассейн р. Итанца.

От слияния рек Б. и М. Амалат к юго-западу через водораздел Витим-Б. Амалат до водораздела Витима и Муясына на протяжении почти 200 км распространены две согласно залегающие метаморфизованные толщи, соответствующие двум свитам: внизу талалинская (суванихинская) доломито-гнейсово-сланцевая мощностью до 7 км, вверху хойготская (тилимская) кварцито-сланцево-известняковая мощностью до 5 км. Метаморфизм пород обеих свит отвечает амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии (630-670 °C, 4,8-6,5 кбар). Первичный состав пород талалинской свиты был песчано-алевролит-пелитовым, который относится к проксимальным и дистальным фациям континентального склона и его подножия, хойготской свиты – алевролит-пелит-известняковым, образовавшимся в мелководных условиях. Кластогенный материал свит представлен кварцем и олигоклазом, основным его источником служила континентальная кора с модельным возрастом 1785 Ма [6].

Метаморфические породы обеих свит содержат прослои и горизонты амфиболитов и амфиболовых сланцев. Мощность их от долей сантиметров до 300-350 м. Амфиболитовые тела в большинстве своем согласные со складчатостью. Морфология тел не всегда пластовая. Иногда они имеют форму линз с острыми или тупыми окончаниями. Нередко пластовые тела коленообразные и с раздувами, а их контакты с уступами, а сами силлы заключают ксенолиты вмещающих пород, при этом пластовая форма последних не сохраняется. От более мощных силлов отходят апофизы в виде «хвостов» и «прожилков», секущих косо и перпендикулярно слоистость вмещающих пород. Амфиболитам присуща бластовая структура, массивная, полосчатая и линзовидно-полосчатая текстура. Состав пород двухкомпонентный: роговая обманка (30-80 %) и измененный плагиоклаз. Метаморфизм амфиболитов соответствует также амфиболитовой фации. Приведенные факты свидетельствуют о том, что амфиболитовые тела представляют собой базитовые силлы.

Амфиболиты по концентрации TiO_2 (масс.%) можно разделить на умереннотитанистые (1,19-1,42 в 3 пробах из 29 анализов), умеренно высокотитанистые (1,75-2,34 в 12 пробах), высокотитанистые (2,55-3,78 в 5 пробах). С TiO_2 положительно коррелируются содержания P_2O_5 (0,05-0,38 масс. %), Zr (54-190 г/т), Y (25-46 г/т), Nb (3-14 г/т). Остальные окислы и элементы-примеси с титаном не коррелируются, содержания их варьируют в значительных пределах. На диаграммах, построенных на основе концентрации высокозарядных некогерентных элементов (Ti, Y, Zr, Nb), идентифицировать базиты с типами базальтов не удалось. На спайдер-диаграмме концентрации Ti, Zr, Y, Nb, La, Sa, Yb превышают уровень N-MORB в 4-6 раз, Rb, Ba, K до 15-40 раз. Спектр распределения близок к базальтам E-MORB-типа. Редкоземельный тренд (рис. 2) слабо дифференцирован, наклон кривой субпараллелен E-MORB-типу (нормированное отношение La/Yb 1,66-2,78) при более высоком общем уровне концентрации REE. Проявление базитового магматизма было связано, очевидно, с действием плюма.

Метаморфические породы итанцинской и талалинской свит вмещают ультрабазитовые (всего около 25) бескорневые линзообразные согласные со складчатой структурой тела. Самым крупным является Абагинский массив протяженностью 4 км при ширине до 1 км. Размер остальных тел варьирует от 30×25 м до 2000×300 м. Они сосредоточены на большой площади и не образуют пояса.

Эти же породы, а также породы хойготской и бурлинской свит рвутся гранитоидами. Гранитогнейсы, прорывающие метаморфические породы итанцинской свиты, датированы цифрой в 738 Ма (U-Pb по циркону) [8], талалинской свиты – в 790 Ма (U-Pb по циркону) [5].

Эволюцию земной коры в обрамлении Еравнинского островодужного террейна можно представить в следующем виде. На раннепротерозойской континентальной коре, приблизительно в конце среднего рифея, был заложен морской бассейн. На фоне дифференцированных тектонических движений происходило накопление турбидитовых отложений. В бассейне р. Итанца в это время в зоне спрединга происходило излияние базальтов, которые ассоциируют с глубоководными осадками. После относительного заполнения впадины морского бассейна терригенными турбидитами началось мелководное преимущественно карбонатное осадконакопление. Внедрению базитов с образованием силлов способствовало сжатие [7], которое вызвало локальное растяжение и отслоение пластов друг от друга. Поэтому можно допустить, что образование базитовых силлов произошло в самом начале коллизионно-аккреционного этапа во второй половине позднего рифея, до начала тектонических дислокаций. В более позднюю стадию этого этапа проявилась складчатость отложений морского бассейна, в которой участвовали силлы базитов. В последующем произошло протрузивное внедрение ультрабазитов, внедрение гранитоидов и амфиболитовый метаморфизм осадочных пород и базитов силлов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и программы Президиума СО РАН ОНЗ 10.1.

- [1] Булгатов А.Н. Протерозойская (байкальская) и раннекаледонская тектоника Ципа-Витимского междуречья (Западного Забайкалья) // Геология и геофизика. – 1973. – № 7. – С. 26–32.
- [2] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев Л.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Масштаб 1:2000000. – Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004.
- [3] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия. – 2005. – № 5. – С. 485–502.

- [4] Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика. – 1989. – № 5. – С. 50–59.
- [5] Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Шалаев В.С. Раннебайкальские гнейсо-граниты Баргузино-Витимского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс): новые U-Pb данные // Геология и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы конференции. – Иркутск, 2002. – С. 401–402.
- [6] Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Крымский Р.Ш., Шалаев В.С., Богомолов Е.С. Результаты изотопно-геохронологического исследования для обеспечения ГСР-200 на территории Республики Бурятия. – Спб.: Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 2002.
- [7] Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. – М.: Недра, 1967. – 479 с.
- [8] Hegner E., Gordienko I.V., Iaccherer L.M. On the origin of the Late Paleozoic Selenga-Vitim magmatic belt, Transbaikalia // Structural and tectonic Correlation across the Central Asian Orogenic Collage: Implications for Continental Growth and Intracontinental deformation. Abstracts. – Ulaanbaator, 2006. – P. 51–53.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДАЛЬНЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ КОЛЛИЗИЙ БЛОКОВ ГОНДВАНЫ С ЕВРАЗИЕЙ

*М.М. Буслов**, *И. Де Граве***, *Д.А. Кох**, *Е.В. Солобоева**

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

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

В течение мезозоя-кайнозоя активная южная окраина Евразии была подвержена нескольким аккреционно-коллизийным событиям, широко известным под названиями Киммерийской, Монголо-Охотской, и Индо-Евразийской (Гималайской) орогений. Они проявились в результате конвергенции континентальных блоков Гондваны с Евразией. Воздействия мезозойских Киммерийской и Монголо-Охотской орогений проявились глубоко в пределах внутренней части Евразии, что хорошо фиксируется в сдвиго-надвиговых и сдвиговых деформациях этого возраста. Конвергенция в конечном итоге достигла кульминации в масштабной Индо-Евразийской коллизии в раннем кайнозое. Эта коллизия, в результате продолжающегося погружения Индии под Евразию, определяет геологическую, тектоническую и геодинамическую эволюцию Центральной Азии. Изучение мезо-кайнозойских зон реактиваций и датирование горообразования методом трекового анализа апатитов (АФТ) с моделированием термальной истории по образцам из Киргизского Тянь-Шаня и Алтае-Саянских гор свидетельствуют как о мезозойской деформации, так и о кайнозойской внутриконтинентальной реактивации Евразии.

К северу от Индо-Евразийской коллизийной зоны существует множество активных внутриконтинентальных горных поясов, которые протягиваются глубоко в центральную часть Евразийского континента – более чем на 5000 км, формируя Центрально-Азиатскую деформационную зону, или Центрально-Азиатский орогенный пояс. Она включает Тянь-Шаньские горы, Алтае-Саянские горы и Байкальскую рифтовую зону на краю стабильного Сибирского кратона. Большая часть пояса сформирована в палеозое и мезозое в течение нескольких аккреционных событий, тогда как ее современная реактивация объясняется кайнозойской Индо-Евразийской коллизией.

Интерпретация разных стадий термальной истории по образцам из киргизского Тянь-Шаня и Алтае-Саяна в контексте с мезо-кайнозойской аккреционно-коллизийной тектоникой и геодинамикой Центральной Азии позволила выделить следующие геодинамические режимы: 1) мезозойскую активизацию, 2) позднемеловую-палеогеновую стабилизацию и 3) позднекайнозойскую реактивацию.

Мезозойская активизация

На Тянь-Шане мезозойский АФТ возраст горообразования является более древним (~180–110 млн лет) по отношению к Алтае-Саяну (~150–80 млн лет). Поднятие фундамента (охлаждение пород) киргизского Тянь-Шаня произошло в юре–раннем мелу и является одновозрастным с отложением мощных осадочных толщ в Джунгарском и Таримском форлэндных бассейнах, так же, как и с начальным образованием межгорных бассейнов в пределах унаследованных гор Тянь-Шаня. Поэтому мы рассматриваем охлаждение как денудационный отклик на важную стадию тектонической реактивации. Эта реактивация (~180–110 млн лет) связана с киммерийской орогенией, то есть с субдукцией в позднем триасе–средней юре литосферы Тетиса под южную активную окраину Евразии и последующей коллизией с ней континентальных блоков Тарима и Тибета. Влияние коллизии привело к распространению тектонической реактивации внутрь Евразии в северном направлении и воздействовало на орогению на Тянь-Шане.

Денудация мезозойского орогена вызвала седиментацию в Таримском, Джунгарском и других бассейнах. В поздней юре–раннем мелу формировался обширный Монголо-Охотский пояс как результат закрытия одноименного океана и последующей коллизии Северокитайско-Монгольского континента с Евразией. Дальнее влияние этой коллизии привело к распространению тектонической реактивации Евразии в северо-западном направлении. Был сформирован горный пояс, близкий по размерам к кайнозойскому Центрально-Азиатскому поясу. Киммерийская и Монголо-Охотская орогении обусловили поднятие и разрушение палеозойского фундамента, что хорошо фиксируется трековым датированием в горном обрамлении Иссык-Кульского бассейна, на Горном Алтае, в Северном Казахстане и на Южном Урале. Мы связываем мезозойский t , Т-тренд охлаждения с денудацией, сопровождающей юрско-раннемеловую реактивацию в Центральной Азии и Южной Сибири. С учетом нормального геотермического градиента (25-30 °С/км), такая ситуация соответствует по меньшей мере 2-3 км денудации горных массивов.

Позднемеловая-палеогеновая стабильность

Почти горизонтальный t , Т-тренд между температурами нижней границы и верхним пределом АГТ устойчивости (50-80 °С) для позднего мела–палеогена отражает период продолжительной стабильности. В течение этого периода межгорные пространства Центральной Азии и Сибири находились в тектоническом покое и мезозойские орогены подверглись пенеппенизации. Остатки пенеппена могут быть найдены во многих частях региона. Поверхность сильно деформирована в результате позднекайнозойской тектонической активности.

Позднекайнозойская реактивация

Период стабильности был прерван Индо-Евразийской коллизией. Она вызвала латеральные перемещения блоков земной коры по сдвигам к северу от коллизионной зоны (главным образом в Тибете и Юго-Восточной Азии) с пиком активности в промежутке между 40 и 20 млн лет назад. Около 20-15 млн лет назад дальнейшая конвергенция и соответствующее накопление напряжения и стресса были также разделены за счет распространения этого стресса во внутренние части Евразийской плиты, особенно за счет проникновения Памирского интандера на север и поддвигания жесткой Таримской плиты под Тянь-Шань. К позднему миоцену, приблизительно 15 млн лет назад, после возможно начальных движений примерно 20 млн лет назад, область Тянь-Шаня подверглась важной деформационной стадии. Унаследованные структуры были реактивированы, и были начаты образование и рост современного Тянь-Шаньского орогена. Реактивация была преимущественно транспрессионной. Сбросо-сдвиговые и надвиговые движения вызвали развитие характерной морфологии хребтов, протянутых с востока на запад, с перемежающимися межгорными бассейнами. Денудация орогена способствовала заполнению осадками Таримского и Джунгарского бассейнов, а также более мелких межгорных впадин Тянь-Шаня. Распространение деформации в северном направлении передалось далее через стабильные Казахстанскую и Джунгарскую плиты до Алтае-Саянского пояса, который ограничен на севере обширным и жестким Западно-Сибирским бассейном и Сибирским кратоном. Поддвигание Джунгарской плиты на юге действовало как вид индентера, тогда как стабильные Сибирский кратон и Тувино-Монгольский микроконтинент на севере и северо-востоке служили упором. Такая структура литосферы и конфигурация сжатия вызвали реактивацию гор Алтае-Саяна как отдельного подвижного пояса, заклиненного между этими жесткими стабильными блоками.

После первых проявлений в миоцене реактивация и деформация явно усилились, начиная с плиоцена. Денудация Алтае-Саянского орогена вызвала осадконакопление в крупных прилегающих бассейнах, так же, как и в кайнозойских межгорных бассейнах.

Моделирование трековых данных предполагает, что современное охлаждение начало воздействовать на Алтае-Саяны ~5 млн лет назад, что соответствует многочисленным геологическим наблюдениям.

Возраст реактивации как результата продолжительного углубления Индии в Евразию омолажается по направлению на север: ~15 млн лет в Тянь-Шане и ~5 млн лет на Алтае. Это наблюдение подтверждает гипотезу о том, что продолжающаяся до сих пор Индо-Евразийская конвергенция частично реализована в распространении стресса на север через внутриконтинентальные части Центральной Азии по унаследованной структурной сети разломов.

Таким образом, геологические и АФТ данные показывают, что внутренняя часть Евразийского континента перенесла значительную мезозойскую активность. Конвергенция между дрейфующими на север фрагментами Гондваны с южной границей Евразии привела к образованию крупномасштабного субдукционно-аккреционного пояса. Субдукция под южную границу Евразии поглотила несколько океанических бассейнов и аккретировала различные по размерам континентальные блоки. Закрытие Палеотетиса и Монголо-Охотского океанов соответственно способствовало стыковке гондванских блоков современного Тибета с Таримом–Евразией и объединенного Северокитайского–Монгольского континента с Евразией. Это привело к Киммерийской орогении с одной стороны и Монголо-Охотской орогении – с другой. Обе орогении не только воздействовали на соответствующие коллизионные зоны, но распространили деформацию во внутренние части Евразии за счет реактивации палеозойских структурных сооружений. Складчатые области Центральной Азии и Сибири были реактивированы и подвергнуты денудации. Денудация привела к образованию осадков, которые были отложены в прилегающих крупных и долгоживущих бассейнах (например Джунгарский, Таримский, Западно-Сибирский бассейны) и в новообразованных и развившихся межгорных впадинах, контролируемых разломами.

ВОЗРАСТ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛУЧИНСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА (ЮГО- ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

*И.В. Бучко**, *Е.Б. Сальникова***, *А.М. Ларин***, *А.Б. Котов***,
*С.Д. Великославинский***, *А.А. Сорокин**, *С.З. Яковлева***, *Ю.В. Плоткина***

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

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

В геологическом строении Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона, отделенного от структур Селенгино-Станового супертеррейна Джелтулакской шовной зоной, значимую роль играют гипербазит-базитовые массивы (Лукиндинский, Кенгурак-Сергачинский, Монголийский, Веселкинский, Нюкжинский, Лучинский, Ильдеусский и др.). Традиционно эти массивы рассматривались как раннедокембрийские [2, 6]. Однако в последнее время получены данные о существенно более молодом возрасте значительной части магматических комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона [1, 4-5]. В этой связи возникла необходимость уточнения возрастного положения ультрабазит-базитовых комплексов в геологической истории развития региона.

В настоящей статье приведены результаты геохронологических (U-Pb метод по циркону) и геохимических исследований Лучинского дунит-троктолит-габбрового массива, расположенного в пределах Брянтинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна. Вмещающие массив породы представлены амфибол-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, амфибол-двопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и биотит-роговообманковыми гнейсами станового комплекса. Рассматриваемый массив по форме близок к овалу размером 21×12 км, вытянутому в северо-восточном направлении. В его строении установлены три расслоенных серии: 1) нижняя, сложенная дунитами и перидотитами; 2) средняя – троктолитами, перемежающимися с оливиновыми габбро, габбро и пироксенитами; 3) верхняя – оливиновыми габбро с редкими горизонтами троктолитов и габбро-норитов. Жильный комплекс массива представлен крупнозернистыми троктолитами, пироксенитами и габброидами.

Плагиодуниты являются преобладающими породами нижней расслоенной серии и связаны постепенными переходами с троктолитами. Внешне это темно-серые, средне- и крупнозернистые массивные породы с гипидиоморфно-зернистой и венцовой микроструктурой, сложенные оливином (70-80 %), плагиоклазом (5-15 %), гиперстеном (5-10 %), рудными минералами (1 %). Оливин (форстерит-хризолит ($f=0.82$)) представлен идиоморфными кристаллами размером до 2 мм, ортопироксен (гиперстен) – мелкими призматическими зернами размером 0.4-0.6 мм. Промежутки между ними занимают ксеноморфные выделения (1-2 мм) плагиоклаза. На контакте оливина и плагиоклаза развивается реакционная кайма из клинопироксена шириной около 0.2 мм. Более поздние изменения плагиодунитов выразились в образовании паргаситовой или зеленой роговой обманки по ортопироксену, ассоциации хризолита и вторичного магнетита по трещинам в оливине.

Оливиновые габбро и троктолиты слагают среднюю и верхнюю расслоенные серии. Они представляют собой средне-, крупнозернистые породы венцовой, габбро-офитовой, пойкилитовой структуры, состоящие из плагиоклаза (50-85 %), оливина (10-35 %), орто- и клинопироксенов (5-20 %), небольшого количества амфибола и рудных минералов. Фемическими минералами оливиновых габброидов и троктолитов являются гиалосидерит, бронзит ($f=21.01-21.31$) и диопсид ($f=18.58$), иногда включающие оли-

вин. Ранняя генерация плагиоклаза представлена лабрадором-битовнитом, образующим кристаллы до 3 мм, вторая – мелкими выделениями размером 0.2-0.3 мм, связанными с вторичными низкотемпературными преобразованиями пород, сопровождающимися также образованием амфибола (магнезиогастингсита) по пироксенам. В породах всегда присутствует небольшое количество первично-магматического паргасита. Рудные минералы занимают интерстиции между породообразующими силикатами и представлены ксеноморфными выделениями плеонаста, магнетита, пирротина, халькопирита.

Габбро-нориты, образующие горизонты среди оливиновых габбро верхней расслоенной серии, – зеленовато-серые, среднезернистые массивные и трахитоидные породы габбровой, реликтовой габбро-офитовой и пойкилофитовой структуры. Они сложены лабрадор-андезином (40-60 %), орто- и клинопироксенами (20-50 %), амфиболом (до 10 %), иногда оливином (около 3 %). Акцессорные минералы представлены плеонастом, апатитом, магнетитом, пирротинном и халькопиритом. Энстатит наблюдается в виде идиоморфных выделений размером 1-2 мм. Форстерит встречается очень редко и образует идиоморфные кристаллы до 0.5-1 мм. Плагиоклаз-лабрадор занимает промежутки между зернами темноцветных минералов. Между ним и ортопироксеном развиваются каймы из клинопироксена (ферросилита ($f=19.97$)). Поздние минералы габбро-норитов представлены паргаситовой роговой обманкой, развивающейся по энстатиту, и серпентином-хризолитом, образующимся по оливину.

Характерной геохимической особенностью расслоенных серий Лучинского массива является отчетливая тенденция к накоплению SiO_2 , Al_2O_3 и CaO при практически постоянных содержаниях TiO_2 и FeO^* с уменьшением MgO . Редкоземельные элементы в расслоенных ультрамафитах имеют наиболее низкие концентрации, слабо и умеренно фракционированный характер ($(\text{La}/\text{Yb})_n=1.6-3.8$), отчетливо выраженную положительную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.9-2.0$). Оливиновые габбро и габбро-нориты средней и верхней расслоенных серий имеют более высокие уровни концентраций лантаноидов и более дифференцированный характер их распределения ($\text{La}/\text{Yb}_{(n)}=2.8-9.07$) при сохраняющейся европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.7-2.9$).

В габброидах средней и верхней расслоенных серий по отношению к примитивной мантии отмечаются достаточно высокие содержания Rb (до 17 ppm), Ba (до 380 ppm), низкие – Nb (0.1-3.7 ppm), Ta (0.01-0.24 ppm), Hf (0.3-1.1 ppm), Zr (10-45 ppm). Содержания Ba, K, Sr значительно выше, а Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr и Tb намного ниже, чем в примитивной мантии, что может свидетельствовать о существенной роли литосферного компонента в источнике.

Геохронологические исследования (U-Pb метод) выполнены для габбро-норита верхней расслоенной серии (обр. I-352). Акцессорный циркон в этом образце представлен прозрачными, бесцветными субидиоморфными кристаллами призматической и овальной формы, а также обломками кристаллов. Он характеризуется грубозональным внутренним строением и секториальностью. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм; $K_{удл.} = 1.0-2.5$.

U-Pb изотопные исследования проведены для трех навесок циркона, отобранных из размерных фракций >150 мкм и >100 мкм, причем циркон двух навесок был подвергнут предварительной кислотной обработке [8]. Необработанный циркон, а также остаток циркона после кислотной обработки в течение 3 часов характеризуется конкордантным возрастом (concordia age) 248 ± 1 млн лет (СКВО=0.2, вероятность=0.7). Циркон, подвергнутый кислотной обработке с большей экспозицией, имеет несколько более древний возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что, скорее всего, указывает на присутствие в нем незначительной доли древней унаследованной компоненты. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для всех трех фракций циркона, отвечает возрасту 248 ± 1 млн лет (СКВО=1.7). Особенности морфологии изученного циркона указывают на его магмати-

ческое происхождение. Следовательно, конкордантный возраст циркона 248 ± 1 млн лет можно принимать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации пород Лучинского дунит-троктолит-габбрового массива.

Полученная оценка возраста позволяет выделить в истории геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна раннемезозойский этап проявления гибербазит-базитового магматизма. Этот этап соответствует проявлению базитового магматизма Сибирского кратона, связанного с Сибирским суперплюмом [3]. В то же время на ранний мезозой приходится один из этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса [7], в северном обрамлении которого располагается Лучинский массив. В этой связи можно предложить две возможные геодинамические обстановки его формирования: 1) в тыловой части зоны субдукции, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна и связанной с одним из этапов закрытия Монголо-Охотского палеоокеана; 2) в режиме пассивного рифтинга, обусловленного Сибирским суперплюмом, при условии, что источником субдукционного компонента послужила литосферная мантия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04-05-64810, 05-05-65347, 05-05-65128, 06-05-64989), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН 10.1 и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», Президиума ДВО РАН (гранты 06-I-ОНЗ-115 и 06-II-СО-08-034).

- [1] Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 4. – С. 514–518.
- [2] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – СПб., Благовещенск, Харбин, 1999. – 135 с.
- [3] Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. – 1997. – Т. 354, № 4. – С. 497–500.
- [4] Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 4. – С. 395–399.
- [5] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. – С. 253–257.
- [6] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. – 215 с.
- [7] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [8] Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. – 1994. – 116. – P. 117–129.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ТАЙМЫРА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.В. Попов, А.М. Ясенов

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

С каждым тектоническим этапом формирования складчатых поясов Енисейского кряжа и Таймыра в неопротерозое неразрывно связано образование гранитоидов, различающихся по геохимическим и температурным типам, магматическим источникам и возрасту. Поэтому решение вопроса о природе гранитов позволяет подойти к решению такой важной проблемы, как эволюция формирования континентальной коры этих регионов в неопротерозое – от 940 до 630 млн лет назад. Важнейшими аспектами этой проблемы являются геохимические: исследование поведения химических элементов в процессе дифференциации расплавов различных гранитоидных серий; установление закономерностей распределений химических элементов в геохимических типах гранитов в связи с различной температурой магм и геодинамическими обстановками их образования и др.

В последнее время в научной литературе широко дискутируется вопрос о выделении двух групп гранитов, образованных при высоких и низких магматических температурах [1-4]. Количественные оценки разделения гранитов на высоко- и низкотемпературные типы были получены К. Миллером с соавторами [4] на основе химического состава цирконов и вмещающих их гранитов с использованием метода цирконовой термометрии [5]. В результате этих исследований было установлено, что высокотемпературные гранитоидные магмы, содержащие минимальное количество реликтовых зерен циркона, имеют температуру насыщения цирконом (T_{Zr}) > 800 °С (средняя температура – 837 °С), а низкотемпературные, обогащенные такими зернами, < 800 °С.

Наши задачи состояли в установлении и интерпретации температурных оценок T_{Zr} для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа и Таймыра, образованных в различных геодинамических обстановках из различных магматических источников – коровых, мантийно-коровых и мантийных [6-9]. Исследования базируются на рентгено-спектрометрических анализах цирконов, выполненных для тех же проб, в которых были проведены U–Pb изотопно-геохимические исследования цирконов, включая «ion microprobe» методы (приборы SHRIMP II и Cameca IMS 1270), а также на результатах анализов Zr в породах, полученных методом ICP-MS.

Результаты «ion microprobe» U–Pb изотопных исследований цирконов из гранитов, относящихся к различным геодинамическим комплексам, показали, что эти породы содержат незначительное (единичное) число древних реликтовых зерен цирконов. Последнее подтверждается отсутствием значимых вариаций содержаний химических компонентов (от края к центру зерен), в том числе ZrO_2 , полученных на основании микронзондовых исследований зерен этого минерала, а также на основании расчетных данных по количественным оценкам T_{Zr} для центральной и краевой зон цирконовых зерен. При описании полученных температурных характеристик авторы считают удобным ввести термин «среднетемпературные граниты», оценки T_{Zr} в которых условно принимаются в интервале от >800 °С, но <837 °С. Кроме того, для лучшего понимания, условно, к высокотемпературному типу будут отнесены граниты с T_{Zr} >837 °С, тогда как к низкотемпературному, подобно [4], – с T_{Zr} <800 °С.

Особенности поведения Zr, наблюдаемые в гранитоидных сериях, обычно выражены в уменьшении концентрации этого элемента с ростом SiO_2 . Такое поведение Zr

объясняется резким изменением его K_D с того момента, когда начинает кристаллизоваться циркон [10, 11]. Таким образом, как указывают Л.Н. Когарко с соавторами [11], геохимия Zr в процессе эволюции кислых магм определяется степенью насыщенности их в отношении циркона. На основании проведенных исследований установлено, что в большей части неопротерозойских гранитов с ростом содержания SiO_2 наблюдается снижение концентраций Zr и также значений температуры T_{Zr} . Эти закономерности подтверждаются для различных групп гранитоидов двух исследуемых регионов, отличающихся по возрасту, геодинамическим обстановкам образования, геохимическим характеристикам (граниты I-, S-, S-I- и A-типов), а также величинами индексов A/CNK (0.99–1.40) и M – фактора насыщенности пород щелочами (0.56–0.82). Характеристики исследуемых неопротерозойских гранитов удовлетворяют условиям расчета температуры магматических расплавов методом цирконовой термометрии согласно [4, 5]. Полученные величины температурных оценок (T_{Zr}) для неопротерозойских гранитов варьируют от 880 до 740 °С, тогда как на основании результатов полевошпатовой термометрии согласно [12, 13] температурные оценки, определенные для тех же проб неопротерозойских гранитоидов Таймыра и Енисейского кряжа, находятся в пределе 630–300 °С. Последние отвечают слишком большому интервалу значений и не согласуются с оценками температур кристаллизации магматических расплавов. Вместе с тем проведенное сравнение качественных температурных оценок исследуемых пород, разделяющих их на высоко-, средне- и низкотемпературные типы гранитов, показывает хорошее совпадение результатов цирконовой и полевошпатовой термометрии. Это в большей степени подтверждается при реконструкции термической истории гранитных серий А-типа, в которых от ранних расплавов к поздним наблюдается максимальный разброс температур – от высоко- к низкотемпературным дифференциатам. В то же время, по мнению авторов работы, цирконовая термометрия, основанная на геохимических данных, в настоящее время представляется наиболее корректным, удобным и перспективным методом исследования температурных условий кристаллизации гранитоидных магм.

В результате проведенных комплексных геохимических (включая изотопно-геохимические и геохронологические) исследований были сформулированы следующие выводы:

1. На ранних стадиях коллизионных этапов из континентальных коровых источников формируются граниты средне-низкотемпературные S- и высоко-среднетемпературные S-I- и А-типов: на Енисейском кряже – 880-865 (тейские), ~760-750 млн лет (аяхтинские), Таймыре – 940-885 (мамонто-шренковские) млн лет назад. На заключительных стадиях коллизионных этапов из мантийно-коровых и коровых магматических источников образуются граниты низкотемпературные S-I- и высоко-средне-низкотемпературные А-типов: на Енисейском кряже – 750-720 (глушихинские) млн лет назад, Таймыре – 894-892 (мамонто-шренковские) млн лет назад.

2. На анорогенной стадии и в островодужных обстановках в неопротерозое Енисейского кряжа и Таймыра происходит увеличение вклада мантийной компоненты в магматический источник гранитов. На анорогенной стадии образуются высоко-средне-низкотемпературные гибридные магмы А-типа (Енисейский кряж, татарские – 630 млн лет). В островодужной обстановке происходит формирование низко-среднетемпературных гранитов I- и М-типов (на Енисейском кряже – приенисейских 700-630 млн лет назад, на Таймыре – челюскинских 755-655 млн лет назад), имеющих мантийные и мантийно-коровые источники.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 06-05-64400, 04-05-64317) и программы Президиума СО РАН ОНЗ 10.1.

- [1] Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites // *Resource Geology*. – 1998. – 28. – P. 225–236.
- [2] King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2001. – 48. – P. 501–514.
- [3] Chappell B.W. Low- and high-temperature granites // *The Ishihara Symposium on granites and related metallogenesis: Abstracts. 22–24th July 2003. Macquarie University, Sydney, Australia, 2003*. – P. 35–36.
- [4] Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*. – 2003. – V. 31, № 6. – P. 529–532.
- [5] Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Letters*. – 1983. – 64. – P. 295–304.
- [6] Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Research*. – 2001. – 110. – P. 127–141.
- [7] Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: New geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. – 2003 – V. 375, № 1-4. – P. 147–168.
- [8] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Яснев А.М. Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // *Петрология*. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 54–68.
- [9] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 56–68.
- [10] Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
- [11] Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. – М.: Наука, 1988. – 120 с.
- [12] Barth T.F.W. The feldspar geological thermometers // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* – 1951. – 82. – P. 145–154.
- [13] Whitney J.A., Stormer J.C.Jr. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations // *Amer. Mineral.* – 1977. – 62. – P. 687–691.

МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

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

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

** Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

Ольхонский регион представляет собой глубокоэродированный фрагмент раннекаледонской системы Западного Прибайкалья и является одним из ключевых полигонов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Интегральную структуру региона можно интерпретировать как коллизионный коллаж тектонических пластин, различающихся породными ансамблями, степенью метаморфических преобразований и спецификой магматизма [1]. В данном сообщении рассматривается только один тектонический пакет, отражающий наиболее глубокие уровни коллизионной системы. Это Чернорудская зона, представляющая собой узкую полосу (1-1,5×50-60 км), в пределах которой развиты породы гранулитовой фации метаморфизма. От протерозойских пород Сибирского кратона чернорудские гранулиты отделены бластомилонитами коллизионного шва [1].

В строении Чернорудской зоны участвуют пироксеновые и двупироксеновые гнейсы, гранат-биотитовые (с реликтами пироксенов) и гранат-биотит-дистеновые гнейсы, мраморы, графитовые кварциты. Стабильным распространением здесь пользуются гиперстеновые парагенезисы, включая и критические «гранулитовые» ассоциации: двупироксен-двуполевошпатовую, гиперстен-гранат-ортоклазовую. По данным С.П. Кориковского [2] в центральной части Чернорудской зоны отмечаются также силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые кинцигиты. На северо-востоке Чернорудской зоны нами были проанализированы следующие минеральные парагенезисы пироксеновых и двупироксеновых гнейсов:

$\text{Grt}_{81} + \text{Opx}_{53-55} + \text{Cpx}_{40} + \text{Pl}_{49} + \text{Amf}_{42-48};$	$\text{Grt}_{80} + \text{Cpx}_{34-40} + \text{Opx}_{55} + \text{Pl}_{46-49} + \text{Bt}_{49-51};$
$\text{Grt}_{73} + \text{Opx}_{56-57} + \text{Cpx}_{34-37} + \text{Pl}_{44-48} + \text{Amf}_{45};$	$\text{Grt}_{81-83} + \text{Opx}_{56} + \text{Cpx}_{40-43} + \text{Pl}_{45} + \text{Amf}_{49};$
$\text{Grt}_{85-86} + \text{Opx}_{60-61} + \text{Cpx}_{45} + \text{Pl}_{38} + \text{Qtz} + \text{Ilm};$	$\text{Opx}_{49-50} + \text{Cpx}_{37-41} + \text{Bt}_{48-54} + \text{Pl}_{42-52} + \text{Qtz};$
$\text{Opx}_{44-45} + \text{Pl}_{47-49} + \text{Bt}_{44} + \text{Qtz} + \text{Ilm};$	$\text{Opx}_{49} + \text{Cpx}_{42-45} + \text{Pl}_{42} + \text{Qtz} + \text{Ilm};$
$\text{Cpx}_{58-66} + \text{Scap} + \text{Ttn} + \text{Cal} + \text{Ap};$	$\text{Cpx}_{50-52} + \text{Fsp} + \text{Qtz} + \text{Ttn} + \text{Scap};$
$\text{Grt}_{81-84} + \text{Opx}_{60} + \text{Cpx}_{44-47} + \text{Bt}_{63} + \text{Pl}_{44-45} + \text{Qtz} + \text{Ilm} + \text{Ap}.$	

Оценки *P-T*-параметров метаморфизма для гранулитов Чернорудской зоны, полученные с использованием программы THERMOCALC 3.21 [3], гранат-клинопироксенового термометра и гранат-ортопироксенового геобарометра, составляют 770-820 °С, 7.7-8.6 кбар. Температуры формирования гранат-биотитовых гнейсов, протолитом которых являлись пелиты и/или граувакки, несколько ниже – 710-780 °С (гранат-биотитовый термометр).

Исследования вещественного состава двупироксеновых гнейсов показали, что они отвечают толеитовым базальтам, формирование которых происходило на примитивной коре в островодужной обстановке [4-5]. Изучение кварцитов Чернорудской зоны свидетельствует об их седиментации в обстановке окраинного моря в восстановительных условиях [6]. Наши данные также говорят о близости составов изученных двупироксеновых гнейсов к островодужно-толеитовой серии. Кривые распределения РЗЭ в них обычно имеют отрицательный наклон ($\text{La}/\text{Yb}_n = 4-8$) и выраженный Eu минимум ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,6-0,9$). Содержания редких несовместимых элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Th и легких РЗЭ) в 1,5-5 раз превышают таковые в базальтах типа N-MORB.

Возраст метаморфизма гранулитовой фации (U-Pb изотопное датирование по

цирконам из двупироксеновых гнейсов) составляет для центральной части Чернорудской зоны 490 ± 10 млн лет [7-8], для северо-восточной части Чернорудской зоны (полуостров Хадарта) – 505 ± 10 млн лет и для ее продолжения на острове Ольхон (мыс Хобой) – 494 ± 16 млн лет [9].

Габбро-пироксенитовые комплексы. Одной из характерных особенностей Чернорудской гранулитовой зоны является ее насыщенность многочисленными телами базит-ультрабазитового состава, интерпретация тектонической позиции, состава и возраста которых до сих пор остро дискуссионна [10-13]. В ходе проведенных исследований основное внимание было уделено Чернорудскому и Улан-Харганинскому массивам, представляющим собой наиболее крупные магматические образования в Чернорудской зоне. Их изучение позволило (пока условно) выделить два типа базит-ультрабазитов.

К первому типу отнесены габброиды и пироксениты, которые слагают линзообразные тела и тектонические пластины размерами до 1 км на всем протяжении Чернорудской зоны. Эти тела сложены преимущественно среднезернистыми габброидами и пироксенитами, состоящими из лабрадора и клинопироксена салит-авгитового состава ($f = 18-22\%$). Подчиненное распространение имеют гранатовые пироксениты, характеризующиеся парагенезисом фассаита, анортита и граната с содержанием до 40 % пиропового и 20 % гроссулярового миналов, что указывает на высокие P-T-условия кристаллизации пород. По химическому составу габбро, пироксениты и гранатовые пироксениты характеризуются пониженной кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 = 40-46$ мас.%), низкими содержаниями щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,4-1,4$ мас.%) В редкоэлементном составе отмечаются высокие содержания Sr (300-400 г/т) и Zr (до 100 г/т), низкие концентрации РЗЭ (Σ РЗЭ = 30-35 г/т), Cr (25-30 г/т), Co (25-40 г/т), Ni (15-50 г/т) и Nb (1-1,3 г/т). По своему петрохимическому и редкоэлементному составу габброиды и пироксениты соответствуют породам островодужно-толеитовой серии.

Ко второму типу отнесены роговообманковые габброиды, слагающие северо-западное тело в пределах полихронного базит-ультрабазитового массива Улан-Харгана. Это тело имеет форму овала размерами 250×800 м с четко выраженными в рельефе границами в виде скальной гряды шириной 3-5 м. Гряда сложена мелкозернистыми габбро, что позволяет идентифицировать ее как зону закалки массива. Породы имеют габброофитовую структуру и магматический парагенезис лабрадора, клинопироксена диопсид-фассаитового состава и роговой обманки эденит-паргаситового состава. Главный объем слагают среднезернистые роговообманковые габбро. В центральной части тела отмечены крупнозернистые скаполит-роговообманковые породы (площадь выхода 100×300 м), являющиеся результатом наложенного метаморфизма и/или автотомасоматоза. Сохранившиеся здесь реликтовые зерна клинопироксена представлены салит-авгитом, плагиоклаз – андезином, что свидетельствует о значительной флюидной переработке габброидов.

Роговообманковые габбро характеризуются повышенными содержаниями щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 2-3$ мас. %) и глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16-18$ мас. %), что существенно отличает их от габброидов и пироксенитов первого типа. Однако их редкоэлементный состав идентичен с габброидами и пироксенитами, и они также соответствует толеитовым базальтам островных дуг.

Характерной особенностью роговообманковых габбро второго типа является их пространственная сопряженность с сиенитами. Сиениты слагают дайкообразное тело (50×100 м) среди габброидов массива Улан-Харгана. Минеральный парагенезис представлен олигоклазом (70 об.%) и калиевым полевым шпатом (30 об.%), темноцветные минералы фактически отсутствуют. Породы содержат 62-64 мас.% SiO_2 , характеризуются высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 8-9$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 4-5$ мас.%) и присутствием нормативного нефелина (до 10 %). Содержание мафических компонентов низкое (2-3

мас.%). Изотопно-геохронологическое датирование цирконов (Shrimp II) из этих пород позволило оценить их возраст в $485 \pm 1,5$ млн лет [14]. Учитывая пространственную связь сиенитов и габбро, можно предполагать, что эта оценка близка к возрасту формирования роговообманковых габброидов второго типа.

Гранит-лейкогранитовые комплексы в Чернорудской зоне представлены небольшими телами гиперстеновых плагиогранитов и жилами биотитовых и гранат-биотитовых лейкогранитов.

Гиперстеновые плагиограниты слагают небольшие пластообразные тела (до 1 км) и маломощные (0,3-0,5 м) жилы, секущие метаморфические породы и тела габброидов и пироксенитов первого типа. Отсутствие признаков ороговикования в метаморфитах и закалочных фаций в плагиогранитах, а также присутствие в них гиперстена свидетельствуют об их становлении в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В центральной части Чернорудской зоны изучен Сапшиланский массив, сложенный лейкократовыми плагиогранитами, главными минералами которых являются андезин и кварц, калишпат присутствует в незначительном количестве. Темноцветный минерал представлен гиперстеном (1-2 об.%), замещенным куммингтонитом. Характерной особенностью химического состава гиперстеновых плагиогранитов является низкое содержание редких и редкоземельных элементов ($\Sigma \text{PЗЭ} = 10\text{-}20$ г/т, $\text{Zr} = 10\text{-}30$ г/т, $\text{Rb} = 2\text{-}3$ г/т), за исключением Sr (400-500 г/т) и Ba (100-300 г/т). Исходным субстратом для плагиогранитов могли быть вмещающие двупироксеновые гнейсы, что было подтверждено в ходе численного моделирования поведения РЭ и РЗЭ при частичном плавлении. Установлено, что состав плагиогранитов по содержаниям K, Rb, Zr, Y и легких РЗЭ близок к составам модельных выплавки (для степеней плавления в 30 %), однако истощен тяжелыми РЗЭ, что можно объяснить фракционированием исходной магмы с отсадкой ликвидусного гиперстена в процессе кристаллизации. Локальное распространение гиперстеновых плагиогранитов в Чернорудской зоне позволяет предполагать их плавление в раздвиговых зонах декомпрессии, которые неизбежно должны возникать при реализации сдвиговых деформаций. Возраст гиперстеновых плагиогранитов, полученный U-Pb методом по цирконам, составляет 496 ± 3 млн лет [15] и совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне (500-495 млн лет [7-9]).

Биотитовые лейкограниты, в том числе гранатсодержащие, являются наиболее молодыми магматическими образованиями в пределах Чернорудской зоны. Их формирование связывается со сдвиговым тектогенезом в условиях метаморфизма амфиболитовой фации на поздних стадиях эволюции коллизионной системы [16]. Они встречаются в виде маломощных (до 50 см) жил, которые повсеместно прорывают тела габброидов и пироксенитов, а также гиперстеновые плагиограниты. Их вещественный состав указывает на то, что субстратом для них являлись биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы метапелитового состава. Проведенное U-Pb изотопное датирование (Shrimp II) биотитовых и гранат-биотитовых лейкогранитов позволило установить их возраст в 470-465 млн лет, что согласуется с возрастом метаморфизма амфиболитовой фации ($471 \pm 6,5$ млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование [17]) и с возрастом лейкогранитов в амфиболитовой зоне Анга-Сатюрты (465 \pm 5 млн лет, U-Pb датирование [9], 475-465 млн лет, U-Pb датирование [17]).

Проведенные исследования позволяют рассматривать Чернорудскую зону как сохранившийся фрагмент островной дуги, сложенной островодужными толеитовыми базальтами (двупироксеновыми гнейсами) и комагматичными им интрузивными габброидами и пироксенитами. На рубеже 500-495 млн лет в результате косоугольной коллизии островной дуги с Сибирским континентом вулканогенные толеиты верхних частей островодужного разреза были погружены на значительные глубины, что привело к их метаморфизму в условиях гранулитовой фации. В ходе раннекаледонских деформаций,

происходивших синхронно с метаморфизмом гранулитовой фации и позднее, отдельные фрагменты разноглубинных магматических камер были тектонически экспонированы и совмещены с метаморфизованными вулканитами, сформировав, в конечном итоге, сложнейшую структуру, которую можно наблюдать на современном эрозионном срезе Чернорудской зоны [18]. В локальных участках произошло частичное плавление метаморфизованных вулканитов (двупироксеновых гнейсов), что привело к образованию гиперстеновых плагиогранитов (496 ± 3 млн лет) и внедрению габбро-сиенитовых расплавов ($485 \pm 1,5$ млн лет) в глубинные части коллизионной системы. Позднее в результате сдвигово-раздвиговых деформаций в блоках базитовых пород возникли хрупкопластичные трещины, заполненные биотитовыми (\pm гранат) лейкогранитами, формирование которых отвечало регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации (475-465 млн лет) [17, 19].

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (интеграционный проект № ОНЗ-7.10.2), РФФИ (проект № 05-05-64317, 05-05-64438, 06-05-65052).

- [1] 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.
- [2] Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума. – Иркутск, 1981. – С. 70–80.
- [3] Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol. – 1998. – V. 16, № 4. – P. 577–588.
- [4] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 201 с.
- [5] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1992. – № 6. – С. 771–786.
- [6] Петрова З.И., Конева А.А., Макрыгина В.А. Геохимия кварцитов и кварцитосланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1995. – № 10. – С. 1448–1464.
- [7] 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.
- [8] Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.
- [9] Gladkochub D.P. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: Геол. ин-т РАН, 2004. – 36 с.
- [10] Божко Н.А., Демина Л.И. Тектоническое положение и петрология эклогитоподобных пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1973. – № 10. – С. 49–59.
- [11] Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1979. – 155 с.
- [12] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы совещания. – Томск, 2001. – С. 165–170.
- [13] Федоровский В.С., Хромых С.В. и др. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». – М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. – С. 255–259.

- [14] 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. – Иркутск, 2005. Т. 2. – С. 131–134.
- [15] Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И. и др. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 141–145.
- [16] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [17] 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). – Иркутск, 2005. Т. 2. – С. 147–149.
- [18] Федоровский В.С. Тектоника зоны метаморфического минглинга (коллизионная система Западного Прибайкалья) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 125–128.
- [19] 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.

РАННИЕ ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*А.А. Воронцов**, *В.В. Ярмолук***, *С.В. Андрющенко**, *Е.Н. Дутов**, *С.И. Дриль**,
*Г.П. Сандиминова**, *М.И. Кузьмин**

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

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

В позднем мезозое и кайнозое в пределах Центральной Азии сформировался ряд автономных внутриплитных вулканических областей, характеризовавшихся длительным и многоэтапным развитием. В магматической истории этих областей четко проявились эволюционные тенденции, выраженные, прежде всего, в закономерных вариациях состава магматических ассоциаций и изменениях во времени масштабов вулканической деятельности. Типичным примером таких областей является Западно-Забайкальская область [1-4]. В ее пределах вспышки вулканизма происходили регулярно начиная с поздней юры до позднего кайнозоя включительно, что, очевидно, указывает на постоянное присутствие в основании области источников внутриплитной, в том числе магматической, активности. В строении области можно выделить ряд секторов: западный (Джидинский), центральные (Тугнуйско-Хилокский и Илькино-Кижингинский) и восточный (Удино-Витимский). Эти секторы соответствуют размещению крупнейших грабенов и различаются между собой историей развития магматизма и составами вулканических продуктов.

Ранние этапы развития позднемезозойской эпохи рифтогенеза начались с формирования бимодальной базальт-трахиандезитобазальт-трахидацит-трахириолит-комендитовой вулканической ассоциации, выделяемой как ичетуйская свита. В этом отношении ярким примером является Хамбинское вулканическое поле, расположенное между западным (Джидинским) и центральным (Хилокско-Тугнуйским) секторами рифтовой области, заполняющее собой довольно крупный фрагмент последней. Данные систематических геологических и геохронологических (Rb-Sr и K-Ar) исследований свидетельствуют о формировании лавовых толщ Хамбинского поля в несколько этапов вулканической активности, хорошо согласующихся с этапностью магматических процессов на других участках рифтовой системы. Полученные результаты позволяют более полно рассмотреть особенности проявления ранних стадий позднемезозойского рифтогенеза Западного Забайкалья.

Хамбинское вулканическое поле протягивается в север-северо-восточном направлении на расстояние более 40 км. Оно связано с одноименным хребтом, являющимся западным горстовым обрамлением позднемеловой Гусиноозерской впадины. В его пределах широко распространены субщелочные-щелочные вулканические ассоциации с участием трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, фонолитов, эссекситов, трахитов, трахириолитов, трахидацитов и комендитов. Нами получены геохронологические K-Ar и Rb-Sr данные о возрастных рубежах магматической деятельности в пределах лавового поля, которые в совокупности с опубликованными результатами Rb-Sr датирования эссекситов Муртойской (Гусиноозерской) дайки [5] в настоящее время позволяют выделить в истории развития вулканического поля три магматических этапа в возрастном интервале около 40 млн лет (между 159 и 117 млн лет).

Позднеюрский этап отвечает времени образования мощных (до 1000 м) вулканических толщ, которые прослеживаются практически непрерывно по всей протяженности грабена в виде серий лавовых потоков трахитов, трахидацитов, в меньшей степени

щелочных трахириодацитов и пантеллеритов. Менее широко распространены породы основного и среднего состава, представленные трахибазальтами, трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. Эти толщи залегают на палеозойских гранитоидах, перекрываются раннемеловыми осадками и дислоцированы в виде крупной антиклинали с углами падения пород на крыльях до 30°. В ядре этой структуры, которое совпадает с осевой зоной грабена, вскрываются экструзивные тела преимущественно крупнопорфировых трахириодацитов и трахитов.

Для определения возраста толщи изохронным Rb-Sr методом были изучены две коллекции проб, которые характеризуют разные фланги Хамбинского вулканического поля. В координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ совокупность полученных данных образует две линии регрессии, наклоны которых отвечают возрасту $155,6 \pm 2,5$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70575 \pm 0,00015$ и СКВО=2,28 (южный фланг) и возрасту $159,1 \pm 2,7$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70534 \pm 0,00031$ и СКВО=2,66 (северо-восточный фланг). Обе датировки с учетом погрешностей практически совпадают друг с другом, а также с K-Ar возрастом трахиандезитобазальта из разреза вулканической толщи ($156,4 \pm 4,7$ млн лет). Полученные оценки согласуются с временем образования вулканитов ичетуйской свиты, возраст формирования которой в пределах Западно-Забайкальской рифтовой области укладывается в диапазон 146-167 млн лет [4, 6, 7, 8]. Отметим, что полученные по обеим изохронам первичные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ близки между собой и к составу основных пород даже в случае исключения последних из изохронных зависимостей. В соответствии с полученными оценками, можно сделать вывод, что магматические источники для исследуемых вулканических пород были обогащены радиогенным стронцием по сравнению со средней мантией Земли (или UR [9]), отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ в которой для возраста 150 млн лет составляет 0,70433.

Этап середины раннего мела представлен, по крайней мере, двумя палеовулканами – Шалутинским и Хухэ-Хадинским, в строении которых участвуют щелочные породы. Примером может служить Шалутинский палеовулкан, расположенный на восточном крыле Хамбинского грабена. В его строении выделяются субвулканическая и вулканическая фации пород. Породы субвулканической фации образуют в центральной части палеовулкана два линзообразных экструзивных тела общей площадью около 2,5 км², которые сложены мелкозернистыми серыми биотитовыми трахитами и трахидациитами. В краевых частях экструзивного тела наблюдаются лавобрекчии, бомбовые и лапиллиевые туфы средне-основного состава, а также небольшие (около 5×10 м) линзы трахитовых стекол. Вулканическая фация представлена покровами голубовато-серых пористых тефритов и фонотефритов, полого погружающихся (10-20°) в сторону Гусиноозерской впадины. Общая мощность лавовой серии не превышает 30 метров.

Изотопный K-Ar возраст для пород Шалутинского вулкана определен в диапазоне 124-127,9 млн лет, что отвечает времени образования (119-134 млн лет) ассоциаций щелочных пород в Малохамардабанском, Хилокском, Удинском, Еравнинском грабенах, т.е. по всей протяженности Западно-Забайкальской вулканической области [4, 6].

Этап середины-конца раннего мела соответствует времени образования Муртойской дайки эссекситов, вытянутой в северо-восточном направлении параллельно простиранию грабена на 6-7 км в виде гребня высотой до 25-30 метров. Мощность дайки колеблется от 4-6 м до 12-15 м, падение юго-восточное – 70-80°. Геологический возраст дайки определяется тем, что она прорывает раннемеловые конгломераты. По данным Б.А. Литвиновского [5] Rb-Sr изохронный возраст эссекситов отвечает 117 ± 6 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70537 \pm 0,00017$, K-Ar возраст биотита из эссекситов равен 122 млн лет. Эти датировки в пределах погрешностей пересекаются с датировками пород палеовулканов, но также близки к возрасту (103-120 млн лет) трахибазальтов и связанных с ними тешенитов (гленмуиритов и кринанитов) Боргойской впадины, расположенной в

юго-восточном обрамлении Хамбинского хребта. Учитывая, что эссекситы дайки прорывают раннемеловые отложения, которые залегают на породах палеовулканов, следует говорить о ее формировании в результате того же импульса магматизма, который привел к образованию щелочных пород Боргойской впадины [10].

Таким образом, полученные данные в совокупности с установленными геологическими соотношениями позволяют проследить этапы формирования вулканического поля Хамбинского хребта. Первый этап (156-159 млн лет) характеризовался интенсивным магматизмом, который, судя по большой мощности вулканических толщ и их отсутствию вне вулканического поля, протекал в пределах относительно узкого трога или грабена. Характер магматизма определяли одновременные излияния трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, трахидацитов, трахириолитов и комендитов, в результате которых была сформирована толща контрастного состава, близкая по строению и составу пород к толщам ичетуйской свиты Малохамардабанского и Тугнуйского грабенов, расположенных соответственно к востоку и западу от Хамбинского грабена. Более молодые (раннемеловые) этапы вулканизма проявились за пределами грабена вблизи его современной юго-восточной границы с новообразованной в раннем мелу Гусиноозерской впадиной. В первый из этих этапов в интервале 124-128 млн лет возникли локально распространенные вулканические постройки центрального типа, сложенные тефритами, фонолитами, щелочными трахитами, их туфами и лавобрекчиями. Наиболее поздний импульс магматизма (122-117 млн лет) выражен протяженной Муртойской дайкой эссекситов.

Закономерности развития, подобные установленным для Хамбинского лавового поля и выраженные многоэтапностью вулканизма и сменой ранних бимодальных ассоциаций более поздними ассоциациями существенно основных пород повышенной щелочности, наблюдаются и в других участках позднемезозойской рифтовой зоны. В этом отношении изученное нами поле практически ничем не отличается от других ее фрагментов, что позволяет рассматривать его как элемент структуры последней, связывающей Малохамардабанский и Хилокско-Тугнуйский сегменты рифтовой зоны. Это позволяет установить принципиально новые закономерности формирования структуры позднемезозойской рифтовой зоны на ранних стадиях ее развития, которые ранее не отмечались.

Заложение рифтовой области началось с формирования в поздней юре узкого протяженного трога или цепочки кулисо-сопряженных грабенов, представленной в современной структуре Малохамардабанским, Хамбинским, Тугнуйским, Илькинским, а также Удинским грабенами. Их развитие носило компенсационный характер и было сопряжено с вулканической деятельностью, продукты которой накапливались практически исключительно внутри грабенов и за их пределы не распространялись.

Развитие структуры рифтовой области было продолжено в самом начале раннего мела, когда возникла дополнительная система грабенов, сопряженная с платобазальтовыми излияниями хилокской свиты. Новообразованные грабены – Хилокский, Маргентуйский, Инзагатуйский – сформировались в целом параллельно позднеюрскому трогу, но повсеместно к югу от него. Вся более поздняя магматическая активность, многоэтапно проявившаяся на протяжении раннего мела, а в ряде сегментов рифтовой области также в позднем мелу и кайнозое, происходила в пределах именно этой новой системы грабенов, тогда как позднеюрские грабены более не участвовали в контроле над распределением рифтогенного магматизма и, кроме того, были выведены из режима более поздних опусканий.

Такую перестройку системы магмоконтролирующих структур в пределах рифтовой области, по-видимому, можно связать с процессами формирования в ее пределах комплексов метаморфических ядер кордильерского типа, протекавшими на границе

юры и мела. Вслед за Е.В. Скляровым и др. [11] можно предположить, что в условиях высокого прогрева коры региона и ее растяжения над мантийным плюмом, провоцировавшим рифтогенез, в основании рифтовой области сформировался пологий сброс (detachment zone) с юго-восточной вергентностью. Поверхность сброса ограничила доступ мантийных расплавов в позднеюрские грабены и местами вдоль южных границ последних (например в Заганском хребте [11]) была изогнута кверху всплывающей нагретой коровой массой с образованием комплексов метаморфических ядер. Формирование меловой системы грабенов произошло над крутой ветвью сброса, погружавшейся к источнику растяжения, т.е. к плюму, под влиянием которого в возрастном диапазоне от 159 до 117 млн лет зарождались магматические расплавы с одинаковыми стронциевыми изотопными параметрами ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ изменяется в пределах от 0,70534 до 0,70575)). Это способствовало созданию под грабенами стабильной системы выводящих каналов, сохранившейся на протяжении всей последующей геологической истории рифтовой области.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 04-05-64279, 05-05-64000, 05-05-64332, Программы ОНЗ №10.

- [1] Багдасарьян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // *Геохимия*. – 1983. – № 1. – С. 102–108.
- [2] Базаров Д.-Д.Б., Багдасарьян Г.П. Основные этапы проявления кайнозойского вулканизма Забайкалья и Прибайкалья // *Геология, палеовулканология и рельеф Забайкалья*. – Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1986. – С. 91–101.
- [3] Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойско-кайнозойской вулканической области // *Докл. РАН*. – 1995. – Т. 345, № 5. – С. 648–652.
- [4] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // *Геотектоника*. – 2000. – № 2. – С. 43–64.
- [5] Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Шалагин В.Л. Новые данные о возрасте раннемеловых вулканитов Западного Забайкалья (Rb-Sr и K-Ar даты) // *Докл. АН СССР*. – 1989. – Т. 308, № 4. – С. 946–949.
- [6] 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.
- [7] Гордиенко И.В., Климук В.С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // *Геология и геофизика*. – 1995. – Т. 36, № 5. – С. 23–37.
- [8] Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф. Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // *Докл. РАН*. – 1997. – Т. 352, № 6. – С. 799–803.
- [9] Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
- [10] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Позднемезозойский магматизм Боргойской впадины Западного Забайкалья (возрастная и вещественная характеристики) // *Геология и геофизика*. – 1997. – Т. 38, № 8. – С. 1305–1314.
- [11] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997. – 182 с.

РИФТОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕО- И МЕЗОПРОТЕРОЗОЕ

*Д.П. Гладкочуб**, *Т.В. Донская**, *А.М. Мазукабзов**, *А.М. Станевич**,
*В.А. Пономарчук***

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

** Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, ponomar@uiggm.nsc.ru

Характерной чертой южной окраины Сибирского кратона является то, что в ее периферийной части представлены многочисленные палеопротерозойские гранулитовые комплексы (2,01–1,89 млрд лет), а также массивы постколлизийных гранитоидов (1,86–1,84 млрд лет) [1-4]. Присутствие этих комплексов-индикаторов аккреционно-коллизийных событий позволяет предположить, что в палеопротерозое к южной окраине Сибирского кратона могли быть причленены (коллизированы) отдельные террейны либо сам кратон своей южной частью участвовал в строении более крупного ансамбля литосферных блоков, например суперконтинента. Масштабные структурные перестройки, проявившиеся в последующем, привели к тому, что в современной конфигурации Северной Евразии Сибирский кратон южной окраиной контактирует с террейнами Центрально-Азиатского складчатого пояса, присоединенными к кратону в раннем палеозое в процессе закрытия Палеоазиатского океана [5]. До настоящего времени остается невыясненным вопрос о том, когда от южной окраины Сибирского кратона были отчленены примыкавшие к нему в палеопротерозое террейны (или когда завершился распад палеопротерозойского суперконтинента). Согласно ряду предположений [6-8], подобные события могли иметь место в неопротерозое и по времени проявления совпадали с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана. Однако вопрос о возможности масштабной деструкции окраинных областей южной части Сибирского кратона еще до начала неопротерозойского рифтинга Родинии остается открытым. Для его решения были изучены палео- и мезопротерозойские интрузивные комплексы, сформировавшиеся в условиях растяжения, а также был проведен анализ процессов седиментогенеза на юге кратона, проявившихся на протяжении рассматриваемого интервала. Принимая во внимание только комплексы, имеющие четкую геохронологическую привязку, для южной части Сибирского кратона авторы выделили следующие периоды проявления рифтогенных событий, предшествовавших неопротерозойскому распаду Родинии: 1) поздний палеопротерозой, 2) ранний мезопротерозой (ранний рифей), 3) поздний мезопротерозой (средний рифей).

Поздний палеопротерозой (1,8–1,6 млрд лет)

Процесс становления структуры Сибирского кратона завершился около 1,84 млрд лет [9 и др.], после чего регион перешел к режиму платформенного развития, на фоне которого имели место отдельные события растяжения. Одно из подобных событий фиксируется протяженными дайковыми роями чайского комплекса [10], развитыми в пределах Северного Прибайкалья. По химическому составу долериты и габбро-долериты изученных даек соответствуют умеренно-щелочным базальтам. Значения индекса магнезиальности (Mg#) в породах варьируют от 50 до 68. Для габбро-долеритов характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ. По соотношению таких элементов, как Y, Ti, Zr, рассматриваемые породы близки внутриплитным базальтам. Согласно результатам Sm/Nd датирования (пироксен-плагиоклаз-вал) было установлено, что возраст габбро-долеритов (а следовательно, и исследуемого события растяжения) составляет 1674 ± 29 млн лет.

В южной части кратона относительно близкими возрастными аналогами исследованных базитов Северного Прибайкалья являются образования Билякчано-Улканского вулканоплутонического пояса (1,74–1,70 млрд лет [11]) и кузеевиты Ангаро-Канского выступа (1,73 млрд лет [12]). Примечательно, что во всех рассматриваемых случаях внедрение интрузивных анорогенных образований позднего палеопротерозоя не сопровождалось интенсивным осадконакоплением и развитием масштабных рифтогенных бассейнов на юге Сибирского кратона.

Ранний мезопротерозой (1,6–1,3 млрд лет)

В пределах южной части Сибирского кратона рифтогенные интрузивные и осадочные образования раннего рифея представлены в структуре Урикско-Ийского грабена. Грабен выполнен главным образом осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеопротерозоя. Верхняя часть осадочного разреза сложена грубообломочными осадками ермасохинской свиты раннего рифея.

Раннерифейские (?) субвулканические образования Урикско-Ийского грабена представлены габбро-диабазами ангаульского комплекса и гранит-порфирами черноминского комплекса. Интрузии ангаульского комплекса слагают мелкие массивы и дайковые тела, прорывающие отложения дорифейских свит и не встречающиеся в поле распространения ермасохинской свиты. Габбро-диабазы ангаульского комплекса относятся к группе высокотитанистых субщелочных базальтоидов, обогащенных высокозарядными (Zr, Nb, Y), крупноионными литофильными (Rb, Ba, Sr) элементами и РЗЭ. Геохимические характеристики позволяют рассматривать эти породы в качестве типичных образований областей внутриплитного растяжения. Возраст габбро-диабазов составляет 1600 ± 100 млн лет (единичная Rb-Sr датировка по валу породы) [13].

Интрузивные образования черноминского комплекса прорывают отложения Урикско-Ийского грабена, в т.ч. и образования ермасохинской свиты. Породы представлены гранитами и гранодиоритами, образующими небольшие массивы, а также дайками тоналит-порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Мощность дайковых тел достигает 50 м. Дайки сложены гранодиорит-порфирами. Согласно геохимическим особенностям изученные породы могут быть отнесены к тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) [14, 15]. Ar-Ar датирование по биотиту гранодиорит-порфира показало, что возраст пород составляет 1537 ± 14 млн лет [15]. Незначительный объем магматических образований этого этапа, как и отсутствие ассоциирующих рифтогенных осадочных комплексов, позволяет предполагать, что релаксация растягивающих напряжений, проявившихся в регионе в раннем мезопротерозое, прекратилась на самом начальном этапе, не достигнув стадии «абортированного» рифта, а сам грабен после 1,5 млрд лет превратился в типичную внутрикратонную область. Какие-либо иные интрузивные образования, сопоставимые по возрасту и геодинамической позиции с вышерассмотренными комплексами Урикско-Ийского грабена на юге кратона, в настоящее время неизвестны.

В соседних районах раннерифейские осадки представлены лишь кварцевыми гравелитами, песчаниками и алевропелитами пурпольской свиты, отличающимися по характеру разреза и условиям седиментации от отложений ермасохинской свиты. На юго-востоке кратона (Учуро-Майский район) в раннем рифее прогибы, заложившиеся в предрифейское время, продолжили свое развитие [16]. Состав терригенных фаций, представленных в этих прогибах, свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления в мелководных условиях литорали и верхней sublиторали.

Поздний мезопротерозой (1,3–1,0 млрд лет)

В настоящее время для рассматриваемой части южной окраины Сибирского кратона рифтогенные комплексы этого рубежа достоверно не установлены. К среднему рифею ранее относили осадочно-вулканогенные образования медвежевской свиты, воз-

растная позиция которых до настоящего времени надежно не установлена. На юго-востоке Сибирского кратона (Учуро-Майский район) к рифтогенным событиям на границе мезо- и неопротерозоя можно отнести силлы диабазов, прорывающие отложения керпыльской, лахандинской серий и нижней части кандыкской свиты. Очевидно, палеобассейн, заложившийся вдоль юго-восточной окраины кратона в позднем палеопротерозое, продолжал свое развитие и на протяжении рассматриваемого периода времени.

Анализ проявлений преднеопротерозойского базитового магматизма и сопутствующего осадконакопления в южной части Сибирского кратона позволяет предположить, что события растяжения в раннем и среднем рифее, вероятно, имели локальное проявление и не повлекли за собой зарождение каких-либо значительных по масштабам бассейнов седиментации. Единственным открытым в океан участком южной окраины Сибири на протяжении раннего и среднего рифея мог являться Учуро-Майский район.

Как следует из приведенного обзора, рифтогенные процессы раннего и среднего рифея не привели к сколь-либо существенной деструкции литосферы Сибирского кратона и, вероятно, не могли явиться причиной изменения его конфигурации. Значительно более масштабно процессы растяжения в регионе проявились в неопротерозое. Вероятно, именно тогда произошло отчленение от его южной окраины террейнов, коллидировавших к югу Сибири в палеопротерозое, или отделение Сибири от Лаврентии, занимавшей близкое пространственное положение с Сибирью как в структуре палеопротерозойского суперконтинента [17, 18], так и в структуре Родинии [19-22].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64412), грантов Президента РФ (МД-1720.2005.5 и НШ 7417.2006.5), Фонда содействия отечественной науке и Интеграционной программы СО РАН ОНЗ-10.1.

- [1] Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *The Journal of Geology*. – 1991. – V. 99. – P. 851–861.
- [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, № 10. – С. 1006–1016.
- [3] Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Докл. РАН*. – 2002. – Т. 382, № 5. – С. 663–667.
- [4] Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. 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.
- [5] Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизийный метаморфический пояс // *Докл. РАН*. – 2000. – Т. 374, № 7. – С. 1075–1079.
- [6] Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // *Докл. РАН*. – 2000. – Т. 375, № 4. – С. 504–508.
- [7] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами. Автореферат дис. ... доктора геол.-мин. наук. – М., 2004. – 35 с.
- [8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // *Докл. РАН*. – 2001. – Т. 379, № 5. – С. 525–527.
- [9] Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*. – 2003. – № 3. – С. 3–21.
- [10] Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. – Новосибирск: Наука, 1987. – 201 с.
- [11] Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan Vol-

- cano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales de Academia Brasiliana Ciencias*. – 1997. – V. 69, № 3. – P. 295–312.
- [12] Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст кузеевитов Ангаро-Канского выступа Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 864–867.
- [13] Домышев В.Г., Лепин В.С. О возрасте древних базитов Присяянья // *Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления*. – Иркутск: ВСФ СО АН, 1987. – С. 227–228.
- [14] Barker F. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. – New York: Elsevier, 1979.
- [15] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Докл. РАН*. – 2002. – Т. 386, № 1. – С. 72–77.
- [16] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.
- [17] Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research*. – 2002. – V. 5, № 1. – P. 41–43.
- [18] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В., Резницкий Л.З. Новые палеомагнитные данные по раннему протерозою Сибирского кратона // *Современные проблемы палеомагнетизма*. – Борок, 2002. – С. 108–109.
- [19] Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // *Геотектоника*. – 1999. – № 6. – С. 16–28.
- [20] Метелкин Д.В., Белоносков И.В., Гладкочуб Д.П. и др. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46, № 4. – С. 398–413.
- [21] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. – 2006. – V. 147, № 3-4. – P. 260–278.
- [22] Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Epi-sodes*. – 2006. – V. 39, № 3. – P. 220–226.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РИФЕЙСКИХ И ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И КРАЕВЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко

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

В последние годы многочисленными исследованиями установлено, что в зоне взаимодействия структур Сибирского кратона (континента) и северо-западной (в древних координатах) окраины рифейско-палеозойского Палеоазиатского океана существовала непрерывная цепь островных дуг и связанных с ними преддуговых и задуговых палеобассейнов. При этом выявлено, что главнейшие тектонические структуры складчатого обрамления юга Сибирского кратона, относящиеся к Центрально-Азиатскому складчатому поясу, были созданы в основном в докембрии и палеозое на месте Палеоазиатского океана и его окраин. На этой территории отчетливо выделяются позднерифейские, или байкальские, венд-нижнепалеозойские, или каледонские, среднепалеозойские, или раннегерцинские, и верхнепалеозойские, или позднегерцинские складчатые комплексы. Следует отметить, что такое разделение палеозойской истории геодинамического развития рассматриваемого региона соответствует глобальным тектоническим перестройкам, которые фиксируются в Центральной Азии [1, 2].

В докладе на основе палеогеодинамических реконструкций с использованием новых материалов по тектонике, магматизму, осадконакоплению и палеомагнитных данных будет рассмотрена геодинамическая эволюция палеозоид и тесно связанных с ними поздних байкалид обширной территории Алтае-Саянской области, Забайкалья и сопредельных районов Монголии и Северного Китая. Установлено, что структуры рассматриваемой территории включают Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, образующий вместе с Сибирской платформой Сибирский кратон (континент), и расположенный южнее коллаж террейнов различной геодинамической природы, аккрецированных к кратону в конце рифея, венде, раннем и позднем палеозое.

Здесь выделены и охарактеризованы террейны, представляющие собой фрагменты рифейских и палеозойских островных дуг, активных континентальных окраин, океанической коры (офиолитов, симаунтов и др.), турбидитовых бассейнов, континентального склона и его подножия, шельфов, а также фрагменты кратонных террейнов (микроконтинентов), сложенных докембрийскими кристаллическими породами. Результатом аккреции являлось последовательное наращивание Сибирского континента в направлении с севера на юг (в современных координатах). Аккреция сопровождалась крупными сдвиговыми перемещениями, обусловленными клинообразной формой южного выступа Сибирского кратона, а также повторными деформациями, гранитообразованием и высокотемпературным коллизионным метаморфизмом в пределах ранее аккрецированных террейнов и смежной окраины кратона.

Согласно данным, имеющимся по складчатому обрамлению юга Сибирского кратона, Палеоазиатский океан образовался между Восточной Гондваной и Сибирским континентом по разным оценкам в период от 1100 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя, трансформируясь в процессе развития в другие океанические бассейны (Палеотетис, Монголо-Охотский, Южно-Монгольский и др.). Уже на ранней стадии (в среднем и верхнем рифее) в его пределах выделяются островодужные вулканические серии с бонинитами, указывающие на его максимальное раскрытие [3]. По палеомагнитным данным установлено, что вдоль западной, северной и восточной (в

древних координатах) периферии Сибирского континента реконструируется цепочка рифейских островных дуг (Исаковская, Шумихинско-Кирельская, Сархойская, Келянская и др.), зоны субдукции которых падают под кратонные микроконтиненты (Центрально-Ангарский, Канский, Гарганский, Тувино-Монгольский, Муйско-Становой). Одновременно в зоне сближенного развития Сибирского кратона и Палеоазиатского океана формировались окраинные океанические бассейны (Приенисейский, Алтае-Саянский, Баргузино-Витимский, Онон-Кулиндинский) (рис. 1).

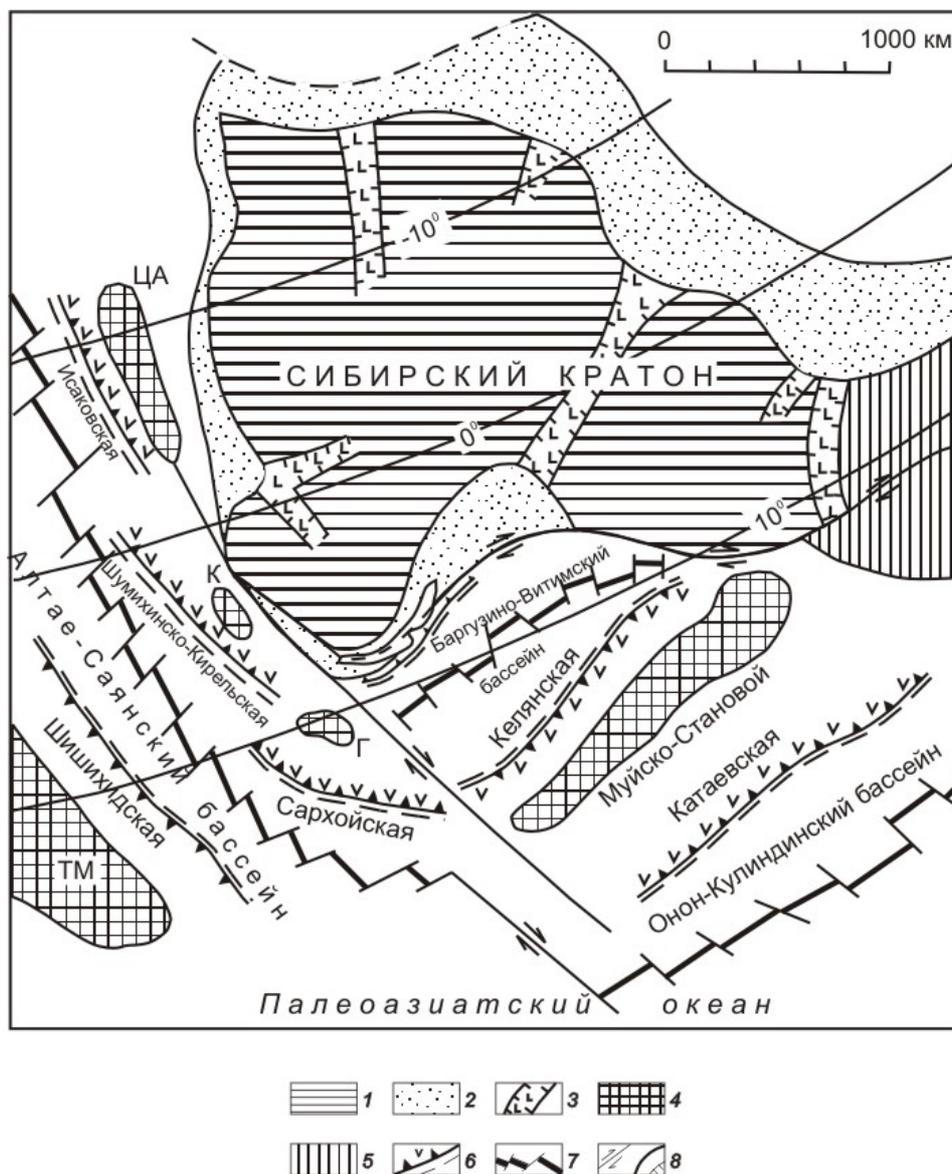


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция позднебайкальского этапа. Структурное положение Сибирского кратона дано по Л.М. Парфенову и др. [1].

1 – Сибирский кратон; 2 – покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона; 3 – авлакогены; 4 – микроконтиненты и фрагменты микроконтинентов (Центрально-Ангарский; ТМ – Тувино-Монгольский; ЦМ – Центрально-Монгольский; АРГ – Аргунский; ДЗ – Дзабханский; К – Канский; Г – Гарганский); 5 – коллаж аккрецированных террейнов различной геодинамической природы; 6 – островодужные системы с зонами субдукции, аккреционными призмами, преддуговыми и задуговыми бассейнами и надсубдукционными вулканическими дугами; 7 – предполагаемые зоны спрединга в океанах и окраинных бассейнах; 8 – разрывные нарушения: сдвиги, сбросы, надвиги и др.

Примечание. Масштаб на реконструкциях (рис.1, 2) дан только для Сибирского кратона, остальные окружающие кратон структуры показаны вне масштаба.

К концу рифейского этапа (~630-610 млн лет) завершилось формирование островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов, аккреционных призм, микроконтинентов и причленение их к окраине Сибирского кратона. В результате образовался позднерифейский Енисей-Саяно-Байкальский складчатый пояс байкалид.

Раннекаледонский этап геодинамического развития рассматриваемого региона, охватывающий венд, ранний и средний кембрий, является одним из важнейших эпизодов формирования складчатой структуры палеозоид южного обрамления Сибирской платформы. На представленной реконструкции этого этапа (рис. 2) показано структурное положение Сибирского континента (кратона), системы островных дуг, микроконтинентов и задуговых окраинных морских бассейнов периферической части Палеоазиатского океана с использованием геологических, палеобиогеографических и палеомагнитных данных. Тектоническая история этих структур напрямую связана с историей

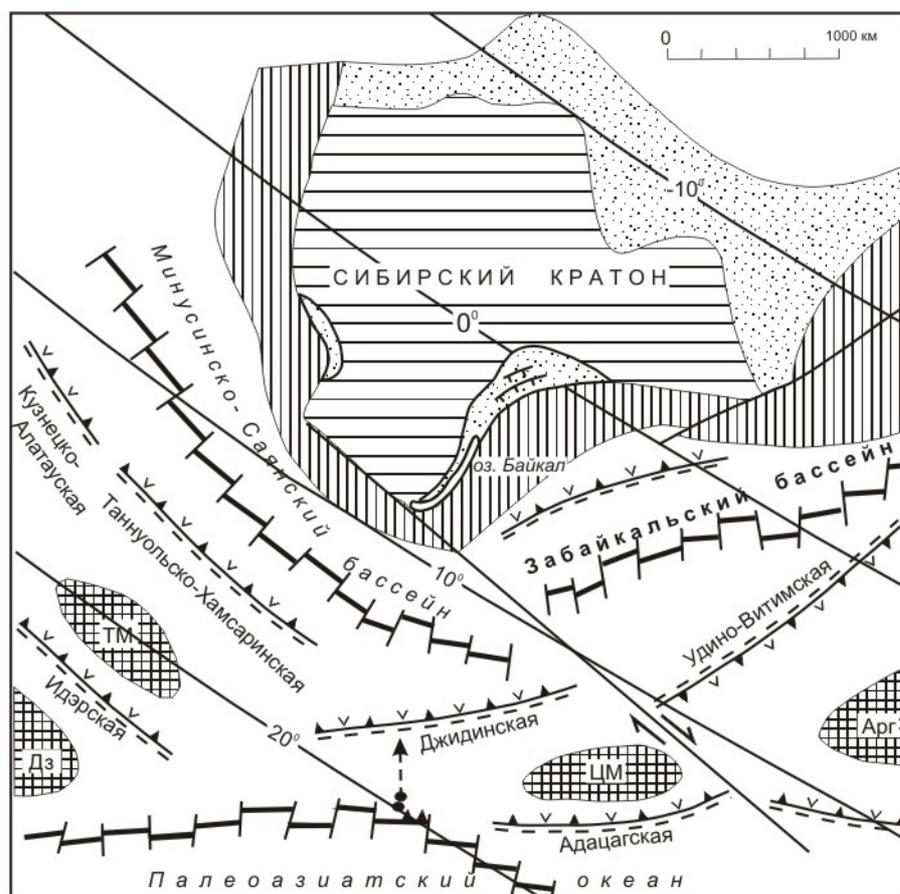


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция раннекаледонского этапа. Палеошироты даны по А.Ю. Казанскому [4]. Условные обозначения см. на рис. 1.

Примечание. На схеме в пределах спрединговой зоны Палеоазиатского океана залитыми треугольниками показано положение базальтов типа N-MORB, кружочками – положение субщелочных базальтов типа WPOIB Джидинской зоны по палеомагнитным данным [5]. Мелким пунктиром показано направление предполагаемого абсолютного движения океанической плиты над горячей точкой в сторону Джидинской островодужной системы.

заложения, развития и закрытия Палеоазиатского океана. Венд-раннепалеозойские офиолитовые и островодужные ассоциации складчатого обрамления юга Сибирской платформы по составу и структурному положению в основном отвечают геодинамическим обстановкам окраинных морей, островных дуг, активных и пассивных континен-

тальных окраин, спрединговых зон и зон трансформных разломов на границе континент–океан. Установлено, что в пределах Палеоазиатского океана и его окраин в вендераннем кембрии были развиты главным образом энсиматические островные дуги с бонинитами, а также вулканические плато, симаунты и гайоты. В конце кембрия–начале ордовика произошла одна из крупных вспышек коллизионного гранитоидного магматизма.

Согласно палеомагнитным данным Сибирский континент в раннем палеозое располагался в приэкваториальной области и своей современной юго-западной стороной был повернут к северу (рис. 2). Развитая в северной части (в древних координатах 10–20° с.ш.) система островных дуг цепочкой опоясывала Прибайкальский клинообразный выступ Сибирского континента. По данным А.Ю. Казанского [4] Сибирский континент в венде-раннем-среднем кембрии перемещался из северных широт на юг, вращаясь по часовой стрелке. Океанические плиты Палеоазиатского океана двигались в том же направлении, субдуцируя под островные дуги с С-СЗ на Ю-Ю-В (в древних координатах), что подтверждается нашими палеомагнитными данными по океаническим (внутриплитным) базальтам Джидинской зоны [5]. Обстановки сжатия на границах континентальной и океанической плит привели к формированию правосторонних сдвиговых зон по периферии Сибирского континента, вследствие чего в течение первой половины кембрия островодужная система испытывала юго-восточное перемещение со скоростью около 10 см/год [4]. Такая сдвиговая зона показана нами на схеме (рис. 2) между Минусинско-Саянским и Забайкальским задуговыми бассейнами, а также между Джидинской и Удино-Витимской островодужными системами. Судя по палеомагнитным данным, островодужные ансамбли, передвигаясь по сдвигам, разворачивались в различных направлениях, что приводило к переориентированию зон субдукции.

Позднекаледонский этап охватывает временной интервал с позднего кембрия по ордовик и силур включительно. Известно, что на рубеже нижнего и среднего кембрия в исследуемом регионе произошла глобальная тектоническая перестройка, выразившаяся в смене направления движения литосферных плит. Сибирский континент, перемещаясь в северном направлении, практически прекратил вращательное движение. Смена направления движения океанических плит по отношению к островодужной системе привела к формированию левосторонних сдвиговых зон в структуре окраины континента [1, 4].

Формирование венд-кембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершилось мощными аккреционно-коллизионными процессами сжатия и скучивания сиалических масс в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В итоге по всему складчатому обрамлению севера (в древних координатах) Сибирского кратона возник пояс коллизионных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона сформировали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана.

Средний-верхний палеозой является завершающим периодом в длительном процессе формирования палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы. Ему было присуще образование целого ряда вулканоплутонических поясов на обширной континентальной окраине Монголо-Сибирского континента. В совокупности они образуют трансконтинентальный вулканический пояс Евразии, впервые выделенный А.А. Моссаковским [6]. Нашими исследованиями детализирована восточная часть названного пояса в пределах Южной Сибири и Монголии. Здесь выявлена сложная структурно-магматическая зональность региональных вулканоплутонических поясов (Селенгино-Витимского и Центрально-Монгольского), а также рифтогенных и островодужно-океанических вулканических структур Южной Монголии и Северного Китая. При этом становление названных структур происходило одновременно с формированием сводовых

поднятий на месте Хамардабан-Баргузинской и Хангай-Хэнтэй-Даурской систем внутренних морей, где была сосредоточена основная масса верхнепалеозойских гранитоидных интрузий. Это была вторая крупная вспышка коллизионного гранитоидного магматизма в палеозое.

Установлена отчетливая возрастная тенденция к расширению и латеральному скольжению главных ареалов позднерифейских и палеозойских тектоно-магматических процессов в направлении к югу и юго-востоку от границы с Сибирской платформой. Позднерифейские процессы проявились в основном вблизи границ Сибирского кратона, венд-раннепалеозойские – сосредоточены главным образом в каледонидах, среднепалеозойские – охватили более обширные пространства активной континентальной окраины, сложенной байкалидами и каледонидами, а также прилегающие окраинно-континентальные моря и островные дуги, а верхнепалеозойские – имели площадное развитие и заняли практически всю расширенную в девоне активную континентальную окраину Монголо-Сибирского континента и связаны были с формированием Северо-Азиатского суперплюма [7].

- [1] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [2] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [3] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1-2. – С. 5–27.
- [4] Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002. – 40 с.
- [5] Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН. – 2001. – Т. 379, № 4. – С. 508–513.
- [6] Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. – М.: Наука, 1975. – 318 с.
- [7] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.

ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЕ И АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Гордиенко*, Т.А. Ветлужских*, А.Л. Елбаев*, Э. Хегнер**, А.В. Травин***

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

** Мюнхен, Мюнхенский университет, hegner@min.uni-muenchen.de

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

В пределах Удино-Витимской зоны палеозоид Западного Забайкалья широко распространены близко одновременные гранитоиды различных генетических типов. Большинство из них образовалось в позднепалеозойский этап развития территории в связи с формированием трансрегионального Селенгино-Витимского (Монголо-Забайкальского) вулканоплутонического пояса, в том числе в связи со становлением Ангаро-Витимского батолита [1-3]. Проведенные нами петролого-геохимические и геохронологические исследования гранитоидов бассейна р. Курба, Заза-Холойского междуречья и верховьев р. Витим подтверждают эти выводы. Нами были изучены следующие массивы гранитоидов.

Атарханский массив, расположенный по правобережью р. Курба, имеет площадь около 5 км². Он прорывает нижнекембрийские осадочно-вулканогенные отложения. Сложен пироксеновыми и амфиболитизированными габбро, биотитовыми и биотит-роговообманковыми диоритами и гранодиоритами. U-Pb изотопный возраст гранодиоритов по отобранному из них циркону составляет 315 млн лет, а Ar-Ar возраст по биотиту – 288,7±3,5 млн лет.

Массив Субэ расположен к западу от Озернинского рудного узла, где он прорывает нижнекембрийские отложения Еравнинского островодужного террейна, имеет площадь около 20 км². Сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами. Изотопный U-Pb возраст граносиенитов по циркону составляет 284 млн лет, а Ar-Ar возраст по биотиту – 271±3,3 млн лет.

Левовитимский массив вскрывается по левому борту долины р. Витим, в 15 км выше с. Романовка. Массив имеет площадь более 50 км² и занимает левобережье р. Витим от с. Романовка до бассейна р. Бутуй. Сложен субщелочными гранитоидами, сформированными в две фазы: I фаза – биотит-роговообманковые диориты, гранодиориты, граниты и II фаза – биотитовые и лейкократовые граниты и граносиениты. U-Pb возраст цирконов (4 пробы) из гранитов и граносиенитов второй фазы варьирует от 293 до 276 млн лет. Следует отметить, что ранее был определен U-Pb возраст цирконов из кварцевых монцонитов юго-восточной части этого массива (вблизи с. Романовка), который показал 278,5±2,4 – 27936±3,4 млн лет [3].

Кроме того, нами были изучены другие массивы гранитоидов (Аршанский, Ульдзуйтуйский, Холоднинский, Хармановский и др.) Удино-Витимской зоны палеозоид, которые по результатам геологических съемок относились в основном к нижнепалеозойским атарханскому и витимканскому интрузивным комплексам.

По вещественному составу породы исследованных массивов гранитоидов образуют непрерывный ряд от габбро, диоритов до гранитов и лейкогранитов, располагаясь на классификационной диаграмме вдоль границы известково-щелочных и субщелочных пород, немного отклоняясь в ту или иную сторону. По отношению глинозема к сумме щелочей и CaO (индекс ASI) большая часть гранитоидов попадает в поле металлюминиевых пород или на границу с пераллюминиевыми.

Содержание РЗЭ имеет резко дифференцированное распределение, выражающее-

ся дефицитом тяжелых РЗЭ по отношению к легким, при этом Eu-аномалия либо не проявлена вообще либо слабо выражена. График РЗЭ мафических включений в гранитоидах свидетельствует о плавлении бесплагноклазовых амфиболитов, амфибол- и гранатсодержащих пород коровых протолитов, переработанных мантийными флюидами. Низкое содержание Nb и других флюидоподвижных элементов свидетельствует о плавлении обогащенного субдукционного мантийного источника, которое, по мнению Е. Хегнера и др. [4], могло происходить в результате отрыва слэба и проникновения в «окно» мантийного плюма. Однако низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} (от -1 до -5), указывают на то, что изученные гранитоиды могли возникнуть в результате плавления древней континентальной коры (или продуктов ее размыва), претерпевшей длительную историю формирования до плавления в ее пределах гранитов. По данным некоторых исследователей такая кора в каледонидах Забайкалья образовалась в позднем рифее (600-970 млн лет назад) [5].

Анализируя геодинамические условия формирования изученных гранитоидов, следует отметить, что они обладают признаками как островодужных, коллизионных, так и постколлизионных (анорогенных) образований. На диаграмме Дж. Пирса Nb-Y гранитоиды попадают в поле гранитов вулканических дуг и синколлизионных гранитов. На диаграмме Rb-(Y-Nb) этого же исследователя они попадают в поле гранитов вулканических дуг, тяготея к полю внутриплитных гранитов. Однако по содержанию большинства индикаторных элементов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd и др.) изученные гранитоиды резко отличаются от островодужных, и на диаграмме Дж. Пирса и др. [6] большинство из них располагается в поле коллизионных гранитоидов разных районов мира.

Таким образом, исследованные позднепалеозойские массивы гранитоидов Удино-Витимской зоны палеозоид можно подразделить главным образом на два типа: коллизионные и постколлизионные (анорогенные). Первые образовались в результате процессов деляминации в позднеколлизионный этап, после крупной ордовик-силурийской коллизии, и связаны с началом формирования Ангаро-Витимского батолита. В это время, по-видимому, образовались Атарханский (315 млн лет) и Зеленогруппский (325 млн лет) массивы бассейна р. Курба [3]. Остальные изученные массивы относятся к внутриплитным (рифтогенным и анорогенным) образованиям, связанных с деятельностью мантийных плюмов. В целом, как указывалось выше, все исследованные позднепалеозойские массивы гранитоидов были тесно связаны со становлением Ангаро-Витимского гранитоидного батолита и входили в состав единого крупного позднепалеозойского магматического пояса, сформированного на активной континентальной окраине Сибирского кратона [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН-10.2 и РФФИ (проекты № 05-05-64035, № 06-05-79047).

- [1] Ярмолук 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] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [3] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов, относимых к коллизионному, посторогенному этапам развития подвижного пояса (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 135–138.
- [4] Hegner E., Gordienko I.V., Iaccheri L.M. On the origin of the Late Paleozoic Selenga-Vitim magmatic belt, Transbaikalia // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. IGCP Pr.

480. – Ulan-Baatar, 2006. – P. 51–53.
- [5] Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопные провинции коры Центрально-Азиатского складчатого пояса: эпохи, масштабы и механизмы формирования (по результатам геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // Материалы научной конференции «Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков». – М.: ООО «Связь-Принт», 2002. – Т. 2. – С. 205–207.
- [6] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // *J. Petrol.* – 1984. – V. 25. – P. 956–983.

АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВОВ ПОРОД

*В.И. Гребенщикова**, *П.В. Коваль**, *Д.А. Носков**, *Е.Х. Турутанов***

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

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

К Ангаро-Витимскому батолиту-гиганту относят ряд «спаянных между собой» гранитоидных батолитов Восточного Прибайкалья (Хасуртинский, Нестерихинский, Верхне-Жуинский, Конкудерский, Тельмамский и др.), занимающих общую площадь порядка 150 тыс. км². Громадные масштабы гранитоидного магматизма охватывают несколько структурно-формационных зон, различных по возрасту и составу субстрата, строению и истории образования.

Несмотря на то, что Ангаро-Витимский батолит имеет длительную историю изучения, до сих пор продолжается дискуссия по поводу его возраста, который пересматривался уже трижды (R₃, O-S, C-P) [1-3], а также строения и размеров [1, 4, 5]. Геохимия пород батолита также остается еще недостаточно изученной, несмотря на появление новых публикаций [6], поскольку новых площадных геохимических исследований не проводилось. В связи с этим нами были проведены следующие работы:

- 1) анализ авторской и опубликованной геолого-геофизической и изотопно-геохимической информации по Ангаро-Витимскому батолиту;
- 2) дополнительное опробование батолита и аналитическое изучение гранитоидных пород (рис. 1);
- 3) создание компьютерной геолого-геохимической базы данных с учетом опубликованной и авторской информации;
- 4) сравнительный анализ полученных данных, выяснение причин геохимического разнообразия гранитоидов и условий их становления.

Созданная компьютерная база данных (СУБД Paradox 5.0) включает геолого-геохимическую информацию примерно по 800 пробам пород (рис. 1), из которых порядка 50 имеют возрастные характеристики, полученные разными авторами и разными методами. Анализ и обработка имеющейся информации позволяют высказать следующие соображения по проблеме Ангаро-Витимского батолита.

1. Геофизические исследования и положение гравитационных аномалий на площади батолита [1, 5] свидетельствуют о том, что большая его часть может рассматриваться как единое пластообразное тело с несколькими утолщениями (очевидно, магмоподводящими каналами или «корнями»), уходящими на различную глубину (рис. 1). На большей части батолита его мощность (толщина) оценивается в ~ 1-2 км, средняя мощность составляет 5-7 км, а в местах магмоподводящих каналов – до 10-30 км.

2. Имеющиеся изотопные датировки гранитоидов характеризуются значительным разбросом данных – от 440 до 270 млн лет, однако большинство авторов оценивает возраст батолита в более узких пределах – 320-290 млн лет. При этом отмечается отсутствие четкой принадлежности ранних и поздних фаз внедрения с характерными для них породами к какому-либо геохронологическому максимуму [3, 6]. Это может свидетельствовать о сложном характере внедрения, отличающемся как асинхронностью внедрения одних и тех же фаз в разных частях батолита, так и наличием нескольких очагов внедрения (или недостоверностью некоторых изотопных данных).

3. Породы Ангаро-Витимского батолита на большей части площади (~ 70 %) сложены разнообразными по текстуре и структуре мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, иногда полосчатыми, трахитоидными и метасоматически измененными

ми (окварцевание, мусковитизация и др.). Порфиroidные биотитовые граниты с крупно- и среднезернистой основной массой, а также крупно- и равностернистые граниты массивного облика встречаются гораздо реже, и они почти не изменены постагматическими процессами. Кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты, имеющие как интрузивные контакты, так и постепенные переходы с гранитами, являются другой широко распространенной группой пород, слагающей до 30 % площади. В небольшом объеме на площади батолита присутствуют щелочные граниты и аляскиты. Отмечается преобладание щелочных пород (сиениты, граниты) в восточной и юго-восточной частях батолита (Удино-Витимская структурно-формационная зона). В настоящее время затруднительно корректно оценить имеющиеся различия в составе пород раннего и главного этапов становления батолита. Можно лишь сказать, что породы выделяемых фаз и фаций могут быть как более ранними, так и более поздними по отношению друг к другу в разных частях батолита, как это следует из данных геологического картирования. Постбатолитовые дайки долеритов и небольшие тела габброидов имеют близкий состав и встречаются на всей площади батолита.

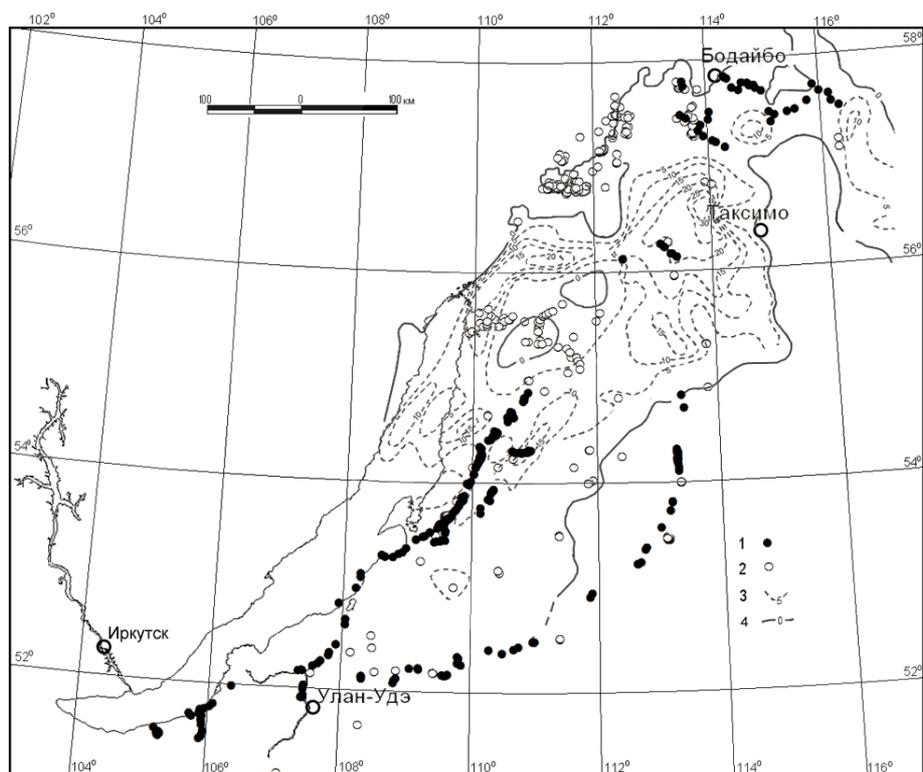


Рис. 1. Схема глубинного строения Ангаро-Витимского батолита и точки опробования пород. 1 – авторские данные, 2 – опубликованные данные других авторов, 3 – изолинии мощности батолита по Е.Х. Турутанову, А.В. Синцову [5], 4 – предполагаемый общий контур батолита.

Вмещающие породы сложены преимущественно рифейскими гнейсами разного состава, кристаллическими сланцами и терригенно-карбонатными породами протерозоя, а в северо-восточной части – нижнепалеозойскими гранитоидами [4].

4. На классификационной диаграмме $(K_2O+Na_2O) - SiO_2$ составы пород при всем своем петрографическом разнообразии занимают область умереннощелочного ряда, образуя практически сплошной тренд составов. Однако в содержаниях K_2O в породах батолита отмечается существенный разброс, что позволяет разделить их на несколько серий (рис. 2): известково-щелочную нормальной щелочности (кварцевые диориты,

гранодиориты, граниты), субщелочную (кварцевые монцодиориты, субщелочные граниты, лейкограниты), шошонит-латитовую (щелочные граниты, аляскииты) и щелочную (сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты). На петрохимических диаграммах имеется заметный разрыв между основными (габбро и дайки долеритов) и средними (кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты) по составу интрузивными породами, что может свидетельствовать о существовании трех различных по составу магматических расплавов – габброидного (останцы габброидов встречаются на всей площади батолита), кварц-монцонитоидного и сиенитового. Следует также отметить, что для всех пород Ангаро-Витимского батолита в целом характерны некоторые провинциальные геохимические особенности: повышенные содержания Sr (до 2000 г/т), Ba (до 3000 г/т, реже более), V и пониженные содержания Cr, Ni, Co, Li и особенно Cs.

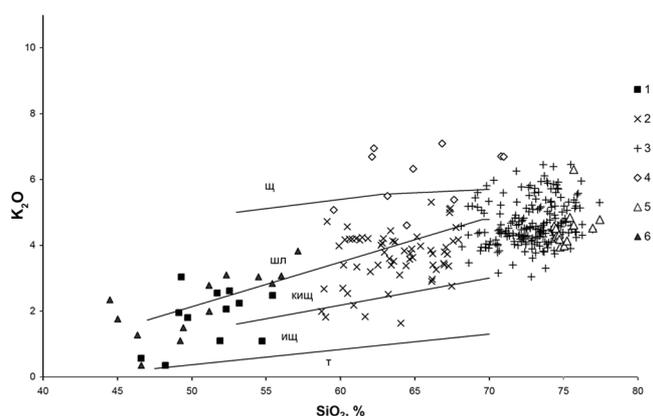


Рис. 2. Классификационная диаграмма $K_2O - SiO_2$ для пород Ангаро-Витимского батолита.

1 – оvoidные включения субщелочных габброидов; 2 – кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты; 3 – граниты; 4 – щелочные породы (сиениты, щелочные граниты); 5 – дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов; 6 – постбатолитовые дайки основного состава.

Серии пород: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, КИЩ – калиевая известково-щелочная, ШЛ – шошонит-латитовая, Щ – щелочная.

токлаза область. Гранитоидная магма, очевидно, формировалась при разном давлении воды. При этом кристаллизация магмы могла начинаться на глубоких горизонтах (магмоподводящие каналы) с кварца, а в верхней коре – с полевого шпата [7], где за счет продолжающегося разогрева коры образовывались автохтонные граниты с типичной для них полосчатостью. Монцонитоидные породы кристаллизовались при более высоких давлениях воды.

7. Поскольку Ангаро-Витимский батолит расположен в нескольких структурно-формационных зонах, различных по своему составу и по истории развития, то встает вопрос о пространственной изменчивости составов гранитов в зависимости от их местоположения внутри батолита. Сравнительный анализ средних содержаний элементов в гранитах различных структурно-формационных зон показал, что по большинству породообразующих элементов граниты имеют близкие содержания, независимо от своего местоположения внутри батолита. Это отмечалось ранее [1] и подтверждается нами на большом количестве силикатных анализов проб (~ 400), довольно равномерно расположенных на площади батолита (см. рис. 1). Более существенные отличия характерны

5. По характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) могут быть выделены три группы гранитоидов. Монцонитоидные породы характеризуются относительно высокими содержаниями РЗЭ и отсутствием Eu аномалии. В порфировидных и равнозернистых гранитах содержание РЗЭ заметно уменьшается, Eu аномалия также отсутствует, а в мелко – и среднезернистых, иногда полосчатых гранитах, которые занимают значительную площадь батолита, на фоне дальнейшего уменьшения общего количества РЗЭ появляется положительная Eu аномалия.

6. На диаграмме Q-Ab-Or, отражающей разную глубину образования гранитоидной магмы, точки составов гранитоидов батолита образуют широкую (по градиенту давлений) и вытянутую в поле ортоклаза область.

для содержаний Ba, Sr, Zr, K, Cs и некоторых других элементов, что, вероятно, определяется спецификой составов протолитов рассматриваемых структурно-формационных зон.

Таким образом, имеющиеся геолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что Ангаро-Витимский батолит представлен полной и завершенной гранитоидной ассоциацией преимущественно субщелочного ряда и деление пород батолита на разные комплексы (баргузинский, витимканский, чивыркуйский и др.) может представлять лишь исторический интерес. Полученная информация позволяет также предполагать, что внедрение в верхнюю кору нижнекоровых монцонитоидных расплавов и их гранитных дифференциатов вызвало ее интенсивный разогрев. Процесс верхнекорового гранитообразования проходил вблизи магмоподводящих очагов, распространяясь по латерали за счет продолжающегося разогрева коры; магматическое замещение и плавление приводили к образованию одновременно автохтонных (полосчатые, трахитоидные и метасоматически измененные граниты) и интрузивных фаций гранитов.

Ангаро-Витимский батолит сформировался как единый батолит-гигант, состоящий из нескольких «небольших и сросшихся» батолитов. Петрохимические характеристики пород этих батолитов близки, а геохимическая специфика обусловлена главным образом составом протолитов и механизмом дифференциации гранитоидной магмы.

Работа поддержана проектами РФФИ 06-05-65054, 04-05-64850.

- [1] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. – 141 с.
- [2] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 5. – С. 451–466.
- [3] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Ангаро-Витимский ареал-плутон: геохронология, условия формирования // Материалы международной научной конференции «Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей». – Екатеринбург, 2004, – С. 408–412.
- [4] 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.
- [5] Турутанов Е.Х., Синцов А.В. Морфология центральной и северо-восточной частей Ангаро-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным (декомпенсационным) аномалиям силы тяжести // Вестник ИрГТУ. – 2005. – № 3(23). – С. 11–16.
- [6] Антипин В.С., Макрыгина В.А., Петрова З.И. Сравнительная геохимия гранитоидов и вмещающих метаморфических пород в западной части Ангаро-Витимского батолита (Прибайкалье) // Геохимия. – 2006. – № 3. – С. 293–308.
- [7] Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под ред. В.С. Попова, О.Б. Богатикова – М.: Логос, 2001. – 768 с.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

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

В строении каледонид западной части Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня большую роль играют сиалические массивы с докембрийской континентальной корой (Кокчетавский, Улутауский, Актау-Джунгарский, Иссыккульский и др.). В массивах выделяется нижнепротерозойско-рифейский фундамент, образованный различными метаморфическими комплексами, и венд-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол. Характерной чертой комплексов фундамента сиалических массивов является однотипность строения и состава многих стратифицированных и плутонических образований. Так, в пределах большинства массивов выделяются кварцито-сланцевые толщи и континентальные вулканиты кислого состава. В современной структуре сиалических массивов эти комплексы имеют различные соотношения, что может объясняться как неоднократным чередованием их разрезов, так и сдвигами в пакетах тектонических пластин. Расшифровке структуры докембрийских комплексов и корреляции близких по составу и строению разрезов различных массивов препятствует отсутствие надежных геохронологических данных. Изотопное датирование докембрийских комплексов выполнялось в основном в 70-80-х годах XX века, и данные, удовлетворяющие современным требованиям, скудны [2].

В пределах Актау-Джунгарского массива, занимающего наиболее восточное положение в цепи докембрийских сиалических массивов Казахстана, широко распространены как кварцито-сланцевые толщи, так и метаморфизованные кислые эффузивы, соотношения которых в разных частях массива различны, а также гранитоиды. В течение последних лет в пределах Атасу-Моинтинского водораздела, который является наиболее хорошо обнаженной частью Актау-Джунгарского массива, нами изучалось структурное положение докембрийских вулканогенных комплексов, которые сопровождалась U-Pb датированием кислых вулканитов, занимающих различные структурные уровни, а также прорывающих их гранитоидов.

На востоке Атасу-Моинтинского водораздела – горы Котырмас, Копал, Сарыкульджа, Кызылжар, верховья р. Моинты, ур. Алтынсынган (рисунок) – в разрезе довендских метаморфических комплексов выделяются три толщи [1, 3]. Наиболее низкое структурное положение занимает толща слабометаморфизованных аргиллитов, алевролитов, кварцевых песчаников, углеродисто-глинистых сланцев с линзами мраморов (айкарлинская свита, мощностью до 2000 м). Эта толща слагает ядра крупных антиклиналей, к которым также приурочены массивы катаклазированных гранитов и гранитоиднейсов. Сланцевая толща с постепенным переходом перекрывается толщей грубоплитчатых белых кварцитов и кварцито-песчаников, которая венчается пачкой массивных, иногда косослоистых кварцитов (таскоралинская свита, мощностью до 400 м). Как на кварцитах таскоралинской свиты, так и на сланцах айкарлинской свиты несогласно залегает толща метаморфизованных вулканитов кислого состава (алтынсынганская свита, мощностью более 2000 м). В ее основании прослеживается прерывистый горизонт валунных конгломератов с обильной галькой кварцитов. В строении алтынсынганской

свиты участвуют в различной степени метаморфизованные лавы, кристаллокластические туфы риолитового и трахириолитового состава, туфогенно-осадочные породы, а также субвулканические тела гранит-порфиров [1, 4]. Далее разрез наращается толщей косослоистых аркозовых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов (бейпшинская свита), содержащих обломки подстилающих кислых вулканитов и гранит-порфиров, которые с постепенным переходом перекрываются карбонатными породами (басагинская свита верхов венда–нижнего кембрия).

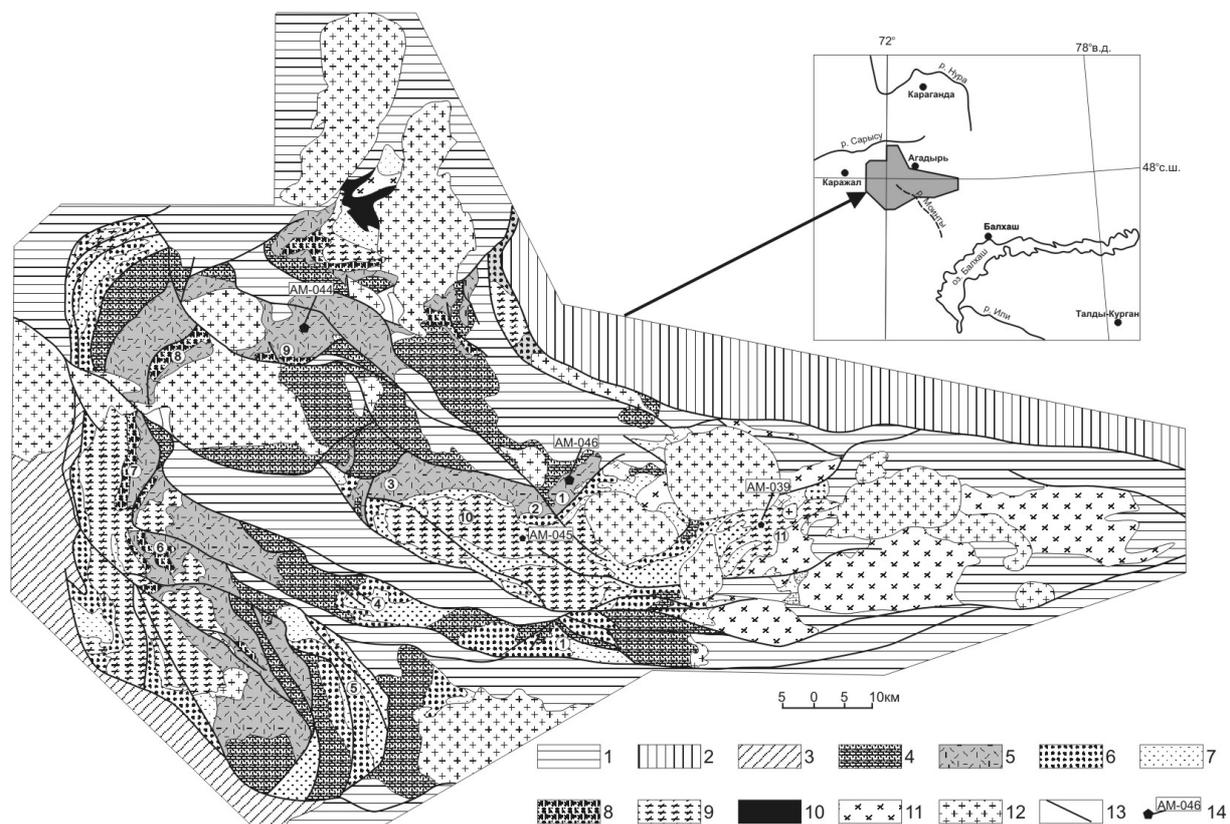


Схема строения комплексов фундамента северо-западной части Актау-Джунгарского сиалического массива.

1 – средне-верхнепалеозойские терригенно-вулканогенные комплексы; 2 – ордовикско-силурийские кремнисто-базальтовые и терригенные комплексы; 3 – нижнепалеозойские кремнистые и терригенные комплексы; 4 – венд-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол Актау-Джунгарского массива; 5-9 – комплексы фундамента массива: 5 – метаморфизованные кислые эффузивы, 6 – толщи кварцитов и 7 – сланцев, располагающиеся структурно ниже метаморфизованных кислых эффузивов, 8 – кварциты и сланцы, залегающие структурно выше метаморфизованных кислых эффузивов, 9 – граниты узунжальского комплекса; 10 – офиолиты; 11 – раннепалеозойские гранодиориты и монцитониты; 12 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 13 – разрывные нарушения; 14 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера. Цифры в кружках: 1 – горы Котыртас, 2 – верхнее течение р. Моинты, 3 – ур. Алтынсынган, 4 – горы Кызылжар, 5 – горы Сарыкульджа, 6 – горы Кабантау, 7 – горы Айдахарлы, 8 – горы Акмая, 9 – горы Жолшоки, 10 – Узунжальский гранитный массив, 11 – Шумекский гранитоидный массив.

На западе Атасу-Моинтинского водораздела – горы Жолшоки, Акмая, Айдахарлы, Кабантау (рисунок) – толщи кварцитов, сланцев и метаморфизованных эффузивов кислого состава имеют иные соотношения, которые наиболее отчетливо устанавливаются в горах Кабантау [3]. Здесь наиболее низкое структурное положение занимает толща метаморфизованных кислых вулканитов (уркендская свита, мощностью более

1000 м), содержащая маломощные горизонты туффитов и кварцитов. Более высокое положение в структуре занимают сланцы с прослоями плитчатых кварцитов и грубоплитчатые белые и розовые кварциты с реликтами косослоистой текстуры (нижняя подсвита кабантауской свиты, мощностью около 300 м).

В этой части водораздела также выделяются толщи, состоящие из неоднократно чередующихся кварцито-сланцевых пачек и пачек, сложенных эффузивами кислого состава (верхняя подсвита кабантауской свиты и айдахарлинская свита) [2]. Однако не исключено, что эти «свиты» представляют собой пакеты тектонических чешуй, в разрезах которых неоднократно повторяются кварциты и метавулканиды кислого состава. В то же время можно считать доказанным, что в западной части Атасу-Моинтинского раздела мощная толща эффузивов кислого состава подстилает толщу кварцитов с прослоями сланцев и занимает самое низкое структурное положение.

Таким образом, анализ соотношений между толщами сланцев, кварцитов и метаморфизованных эффузивов кислого состава позволяет предположить, что в пределах Атасу-Моинтинского водораздела существуют две мощные толщи эффузивов кислого состава, одна из которых занимает самое низкое, а другая – самое высокое положение в структуре довендских комплексов.

Для проверки правомерности выделения двух толщ кислых эффузивов нами были проведены U-Pb геохронологические исследования цирконов из кислых вулканитов, занимающих различное структурное положение (рисунок). Для кислых вулканитов алтынсынганской свиты в горах Котыртас (проба АМ-046) получена оценка возраста их кристаллизации 925 ± 9 млн лет, а для кислых вулканитов уркендской свиты к северу от гор Жолшоқы (проба АМ-044) – 921 ± 5 млн лет. Эти результаты показывают, что кислые эффузивы, занимающие различное структурное положение, имеют одинаковый возраст (около 920 млн лет), что позволяет сделать вывод о существовании в разрезе довендских комплексов Атасу-Моинтинского водораздела только одной толщи кислых вулканитов, а ее различные соотношения с кварцитами и сланцами объяснять сложной структурой докембрийских образований, для которой могут быть характерны лежащие складки и пакеты тектонических покровов.

Все довендские комплексы, в том числе и толщи кислых эффузивов, прорваны крупными массивами гранитов узунжальского комплекса. В большинстве массивов граниты интенсивно катаклазированы или превращены в гранитогнейсы. Для определения возраста гранитов этого комплекса проведено U-Pb датирование цирконов из гранитов Узунжальского (проба АМ-045) и Шумекского (проба АМ-039) массивов. Для первого массива, сложенного крупно- и гигантозернистыми катаклазированными гранитами, получена оценка возраста 945 ± 22 млн лет. Шумекский полихронный массив только в западной части сложен гигантозернистыми биотитовыми гранитами и порфировидными гранитами узунжальского комплекса, в то время как его восточная часть образована граносиенитами и монцонитами раннего ордовика. Возраст гранитоидов узунжальского комплекса этого массива составляет 917 ± 6 млн лет. С учетом интрузивных соотношений толщи кислых эффузивов и гранитов узунжальского комплекса эти данные свидетельствуют о том, что граниты обоих массивов в пределах погрешностей имеют близкий возраст – 920 млн лет.

Результаты выполненных геохронологических исследований кислых эффузивов и гранитов узунжальского комплекса позволяют сделать вывод об их близком возрасте, что в совокупности со сходством их петро-геохимических и изотопных характеристик дает все основания для объединения кислых вулканитов и гранитов в вулканоплутоническую ассоциацию.

Таким образом, в результате проведенных геохронологических исследований довендских магматических комплексов Атасу-Моинтинского водораздела получены на-

дежные данные о возрасте толщ метаморфизованных кислых эффузивов и гранитоидов узунжалского комплекса, что наряду с решением региональных структурно-геологических задач создает хорошую основу для корреляции с докембрийскими образованиями подобных сиалических массивов Казахстана и других районов Центрально-Азиатского пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», а также РФФИ, проект 06-05-65311.

- [1] Авдеев А.В. О возрасте порфиroidов Атасу-Моинтинского водораздела // Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. – Л.: Недра, 1965. – С. 22–25.
- [2] Авдеев А.В., Злобин Г.А., Ким В.С., Халилов В.А., Шувалов И.Г. Новые данные о возрасте риолит-гранитной ассоциации докембрия Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 311, № 3. – С. 685–689.
- [3] Зайцев Ю.А., Розанов С.Б., Филатова Л.И. Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинория // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1980. – С. 22–40.
- [4] Филатова Л.И. Стратиграфия и петрохимия нижнего рифея Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. – 1983. – № 3. – С. 13–28.

ПЕТРОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАНСКОГО БЛОКА. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Н.В. Дмитриева, О.М. Туркина, А.Д. Ножкин

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

Петрохимические данные о содержаниях и соотношениях в породах главных (петрогенных) элементов наряду с информацией о содержаниях и соотношениях элементов-примесей широко используются для расшифровки генезиса осадочных пород. В настоящей работе проводится сравнительный анализ петрохимического и минерального состава метатерригенных пород Канского блока, показаны различия в составе метаосадков разных участков, приведены результаты минералогических расчетов состава изученных пород. На основе проведения петрохимических реконструкций сделан анализ палеогеодинамических обстановок бассейнов осадконакопления.

Канская глыба, ограниченная зонами Главного разлома Восточного Саяна и Канско-Агульского, занимает пограничное положение между юго-западной окраиной Сибирского кратона и структурами складчатого обрамления. По современным представлениям Канский композитный блок совместно с Арзыбейским, Дербинским и другими входит в состав неопротерозойского аккреционного пояса, образованного комплексами протерозойской ювенильной коры. В структуре Канского блока выделено три террейна – Центральный, Идарский и Шумихинско-Кирельский, различающиеся составом и возрастом слагающих их породных ассоциаций и имеющие тектонические границы [1].

Центральный террейн, сложенный палеопротерозойскими структурно-вещественными комплексами Канского зеленокаменного пояса (ЗКП), является древним «ядром» рассматриваемого блока. Нижние части разреза ЗКП представлены метавулканидами толеит-базальтовой и известково-щелочной (андезит-дацит-риодацитово-ассоциаций, включающих горизонты мраморов и парагнейсов [1]. В верхней части разреза доминируют метаосадочные отложения – метаграувакки, реже кварциты и мраморы с редкими субпластовыми телами метабазальтов. Метавулканогенные образования по характерным геохимическим параметрам сопоставимы с магматическими ассоциациями энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов.

Идарский террейн протягивается вдоль северо-западной границы Канского блока и отделен от Центрального надвиговой зоной, маркируемой выходами ультрамафитов и небольшими массивами гранитов. В нижней части стратифицированного разреза (бассейн верхнего течения р. Кингаш) преобладают мигматизированные биотитовые ± Гр гнейсы, связанные постепенными переходами с теньевыми мигматитами и мигматит-гранитами. Породы толщи имеют тектонический контакт с толщей биотитовых гнейсов и амфибол-биотитовых плагиогнейсов, содержащей мощные пачки амфиболитов (метабазальтов) и стратифицированные тела измененных ультрамафитов (метакоматиит-базальтовая ассоциация), а также горизонты мраморов и карбонатно-терригенных сланцев [2]. Выше по разрезу залегает толща биотитовых гнейсов и кварцево-слюдистых сланцев с горизонтами кварцитов, мраморов и амфиболитов. На юго-востоке Идарского хребта (бассейн р. Кунгус) разрез наращивается толщей амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов (метаграувакк), переслаивающихся с горизонтами плагиоклазовых амфиболитов лейкобазальтового и андезибазальтового состава. В подчиненном количестве представлены биотитовые гранатсодержащие гнейсы, широко развитые на более высоком стратиграфическом уровне [2].

Парагнейсы были изучены в трех районах: Центральный террейн – в бассейне р. Кулижа (Кулижинский район), где они слагают ядро Кулижинской синклинали и пред-

ставлены амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми гнейсами, и в бассейне р. Кан (междуречье Кан-Тукша-Алло) (Канский район), представлены гранат-амфиболовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами; Идарский террейн – в бассейне р. Кунгус (Кунгусский район), представлены толщей амфиболовых, биотит-амфиболовых и залегающих выше по разрезу биотитовых гранатсодержащих гнейсов.

По сравнению с постархейским глинистым сланцем (РААС) [3] гнейсы Канского блока имеют примерно те же, что и РААС, содержания SiO_2 , F_2O_3^* , но повышенные – MgO , CaO , Na_2O и пониженные – K_2O и Al_2O_3 . Гнейсы Кулижинского участка отличаются от метатерригенных пород других районов пониженными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3^* , MgO , CaO и повышенными – SiO_2 , Na_2O , K_2O .

Расчет геохимических индикаторов $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ – индекс химического изменения [4], $\text{CIW} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$ – химический индекс выветривания [5], $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$ – индекс изменения состава [6] показал, что метاپороды Канского блока были образованы незрелым терригенным материалом. Величина CIA для всей совокупности описываемых пород варьирует от 50 до 61, что существенно ниже значений для глинистых сланцев (70-75) по С. Тейлору, С. Мак-Леннану [3]. Индекс выветривания CIW возрастает с ростом степени разложения исходных пород, т.е. с ростом степени выветрелости материала на палеоводосборах. Для слабоизмененных докембрийских базальтов и гранитов индекс CIW варьирует от 76 до 59, а в корах выветривания по этим породам CIW достигает 94-98. Величина CIW для описываемых пород Канского блока варьирует от 55 до 73. Максимальные значения CIA и CIW получены для метापород Кулижинского участка. Степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики отражает индекс изменения состава ICV. Незрелые глинистые сланцы с высоким процентным содержанием силикатных минералов имеют значения $\text{ICV} > 1$, тогда как более зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов характеризуются $\text{ICV} < 1$. Все рассматриваемые метापороды Канского блока имеют $\text{ICV} > 1$.

В литологии при изучении химического состава пород широко используются разные петрохимические модули или отношения отдельных элементов, например литохимическая классификация Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [7]. Рассматриваемая классификация не только позволяет выполнить описание пород, но и является инструментом для разграничения осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. По значениям гидролизатного модуля $\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$ выделяется три главных типа осадочных пород: силиты – существенно кварцевые породы ($\text{ГМ} < 0,30$), сиаллиты – к ним относятся большинство алевроглинистых пород, значительная часть граувакк ($\text{ГМ} = 0,30-0,55$) и гидролизаты – продукты кор выветривания ($\text{ГМ} > 0,55$). В процессе преобразования магматических пород в осадочные происходит постепенное снижение величин гидролизатного, железного $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, фемического $\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$ модулей и магнезиальности, щелочность, наоборот, возрастает. Гнейсы **Канского района** характеризуются значениями $\text{ГМ} = 0,28-0,42$. В основном это нормосиаллиты ($\text{ГМ} = 0,34-0,42$). Одна из 17 проб относится к миосилитам ($\text{ГМ} = 0,28$) и четыре к гипосиаллитам ($\text{ГМ} = 0,31-0,33$). В шести нормосиаллитах наблюдается повышенное содержание MgO ($> 3\%$), для них же характерны высокие значения фемического модуля ($0,16-0,23$). Это позволяет отнести эти породы к «псевдоосадочным» и предположить наличие «пирогенной примеси» основного состава. В гнейсах **Кунгусского района** ГМ варьирует от 0,29 до 0,48. Амфиболовые гнейсы соответствуют нормосиаллитам, биотитовые – гипосиаллитам и миосилитам. Примерно половина проб имеет содержание $\text{MgO} > 3\%$ с фемическим модулем $0,18-0,28$ и относится к «псевдоосадочным». Среди гнейсов **Кулижин-**

ского района отмечается гораздо большее, относительно метаспоров других участков, количество составов (примерно половина проб), отвечающих миоциллитам ($ГМ=0,23-0,26$) и гипосиллитам ($ГМ = 0,30-0,33$), остальные пробы соответствуют нормосиллитам. Всего три пробы из 21 имеют содержание MgO , немного превышающее 3 % ($MgO=3,08-3,14$ %).

Характеристика минерального (нормативного) состава, рассчитанного по методу О.М. Розена [8], показала следующее. Метаосадочные породы **Канского района** по соотношению полевые шпаты/глины/кварц в основном относятся к грауваккам. По составу глинистого матрикса породы можно разделить на две группы. Одна часть пород характеризуется преобладанием иллита, тогда как другая – существенным преобладанием хлоритовой составляющей. В совокупности пород с преобладанием иллита присутствуют нормативные серпентин, содержания которого варьируют от 0,7 до 3 %, гидроксиды железа (гетит) – 5-9 %, доломит – 5-7 %. Практически полное отсутствие этих минералов в совокупности пород с преобладанием хлорита можно интерпретировать как изменение физико-химических условий седиментации. В модельном составе одного из образцов, который по соотношению полевые шпаты/глины/кварц относится к субграуваккам, кроме иллита и хлорита присутствует значительное количество монтмориллонита. Породы **Кулижинского района** по соотношению полевые шпаты/глины/кварц относятся к грауваккам и аркозам. Пелитовая составляющая всех пород характеризуется преобладанием иллита. Породы можно разбить на две группы. Первая группа (наиболее многочисленная – 15 из 21) по особенностям состава схожа с породами Канского района, характеризующимися преобладанием иллита в глинистом матриксе. Вторая группа отличается появлением хлорита в значительных количествах. Метаосадки **Кунгусского района** по соотношению полевые шпаты/глины/кварц также соответствуют грауваккам. Глинистые минералы по составу в основном аналогичны матриксу метатерригенных пород Канского участка, в котором преобладает хлорит, причем, как и в вышеописанной совокупности пород, в них отсутствует гетит, серпентин, а карбонатная составляющая представлена в основном кальцитом. В нескольких пробах, представленных биотитовыми гнейсами, с пониженными относительно остальных пород Кунгусского участка содержаниями Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , пелитовая составляющая характеризуется преобладанием иллита, а нормативный минеральный состав схож с подобными группами пород Кулижинского и Канского участков. Рассматривая особенности минерального состава двух выделенных выше ассоциаций пород, одна из которых характеризуется повышенным содержанием хлорита, иногда монтмориллонита, связанного, по-видимому, с вулканическими областями питания, а другая – присутствием значительных количеств иллита, гидроксидов железа, серпентина, доломита, можно предположить, что седиментация пород первой группы проходила в тектонически нестабильных условиях, с влиянием синхронного вулканизма, в отличие от более тектонически спокойных седиментационных условий пород второй группы. Постоянное присутствие в полевошпатовой составляющей ортоклаза отражает влияние калиевого гранитоидного магматизма.

Поскольку состав граувакк зависит от состава источника, который определяется породными ассоциациями в области эрозии, они могут быть использованы в качестве пород-индикаторов геодинамических обстановок питающих провинций. На петрохимических диаграммах М. Бхатия [9] составы гнейсов Кулижинского района попадают в поля континентальных и океанических островных дуг, а составы гнейсов Кунгусского и Канского районов – преимущественно в поле океанических островных дуг.

Для анализа тектонических режимов образования рассматриваемых метатерригенных пород можно использовать тройное соотношение $(Fe_2O_3^*+MgO)-Na_2O-K_2O$ – диаграмма FM-N-K [10]. Положение точек составов гнейсов Канского блока показыва-

ет, что они могли формироваться как в окраинной части кратона, так и в подвижной троговой «эвгеосинклиальной» области. Несколько составов гнейсов Кулижинского участка попадает в область внутрикратонных бассейнов.

Проведенное изучение петрохимического состава метатерригенных пород Канского блока показало, что состав гнейсов неоднороден. Вариации составов гнейсов можно объяснить изменением характера комплексов, питающих осадочный бассейн. Заложение вулканогенных поясов могло происходить в энсиалическом бассейне. При образовании протолитов амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов (Кунгусский, Канский районы), вероятно, разрушалось значительное количество пород основного состава, а затем происходило увеличение роли кислых пород за счет разрушения более зрелых пород или путем привноса кислого вулканокластического материала (формирование протолитов биотитовых гнейсов). Гнейсы Кулижинского района образовались за счет разрушения преимущественно кислых пород, возможно, в том числе привносимых с кратона. Этот вывод хорошо согласуется с изученным ранее распределением индикаторных элементов-примесей (La, Th, Sc, Ti, Zr) [2].

Работа выполнена при поддержке ИП СО РАН – ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры», ИП СО РАН 6.6, РФФИ (проект № 04-05-64301).

- [1] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присяянье) // Петрология, геохимия и минералогия. – 2001. – Т. 42, №7. – С. 1058–1078.
- [2] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболито-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования (Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 12. – С. 30–41.
- [3] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
- [4] Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate tectonics inferred from major element chemistry of lutites // Nature. – 1982. – 299. – P. 715–717.
- [5] Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. – 1988. – V. 55, № 3-4. – P. 319–322.
- [6] Cox R., Lower D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in Southwestern United States // Geoch. Cosmoch. Acta. – 1995. – 59. – P. 2919–2940.
- [7] Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных пород. – Л.: Наука, 1981. – 276 с.
- [8] Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка. – 1999. – № 1. – С. 21–35.
- [9] Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. – 1983. – 91. – P. 611–627.
- [10] Blatt H., Middleton G.V., Murray R.C. Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs. – New Jersey: Prentice-Hall, 1980. – 766 p.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ КАТАЕВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Т.В. Донская**, *Д.П. Гладкочуб**, *А.М. Мазукабзов**, *Б. Де Вале***

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

** Центр специальных тектонических исследований, Университет Западной Австралии

До открытия в 1994 году комплексов метаморфических ядер в пределах Забайкалья и Северной Монголии [1] метаморфизованные и тектонизированные образования, относимые в настоящее время к нижней пластине или ядру комплексов [2], рассматривались как выступы докембрийского фундамента среди палеозойских и мезозойских неметаморфизованных толщ [3]. Основанием позиционирования этих пород в качестве докембрийских образований служила более высокая степень их метаморфизма относительно соседних комплексов.

На сегодняшний день раннемеловой возраст тектонического экспонирования комплексов метаморфических ядер Забайкалья надежно установлен Ag-Ag датированием биотитов и амфиболов из милонитизированных пород нижней пластины и зоны детачмента [2, 4]. В то же время возраст и геодинамическая обстановка формирования целой группы пород, представленных в пределах ядер этих комплексов, до сих пор окончательно не выяснены. Проведенное датирование Rb-Sr методом по валу породы гранитов и гранодиоритов в нижней пластине Заганского комплекса позволило определить их возраст как 289 ± 23 млн лет [2], что поставило под сомнение выводы о значительном распространении докембрийских пород в этом регионе. Однако образования некоторых свит и комплексов до настоящего времени иногда рассматриваются как докембрийские из-за отсутствия надежных геохронологических данных. Такими образованиями являются породы, относимые к катаевской свите, которые распространены в пределах нижних пластин Бургутуйского и Заганского комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья [2, 5].

В составе катаевской свиты представлены главным образом вулканиты разнообразного состава, а также конгломераты, алевролиты и туфы. Породы в большинстве своем динамометаморфизованы. Контакты пород катаевской свиты с образованиями других структурных подразделений в пределах нижних пластин Бургутуйского и Заганского комплексов тектонические. Возраст катаевской свиты по геологическим построениям не устанавливается и может варьировать от венда до перми-триаса. А.М. Мазукабзов с соавторами [5] предположили, что наиболее вероятным возрастом образований катаевской свиты является пермь-триас, так как в пределах Бургутуйского комплекса метаморфического ядра устанавливается постепенный переход от динамометаморфизованных образований катаевской свиты в пермско-триасовые неметаморфизованные породы.

Для определения возраста катаевской свиты была отобрана проба тектонитов по кислым вулканитам из южной части Бургутуйского комплекса метаморфического ядра. Из пробы был выделен циркон, представленный бесцветными идиоморфными кристаллами. Для внутреннего строения цирконов характерно присутствие магматической зональности. Датирование цирконов проводилось на масс-спектрометре SHRIMP II в Центре масс-спектрометрии Университета Кетин (г. Перт, Австралия). Конкордантный возраст, рассчитанный по тринадцати измеренным точкам, составил 226 ± 3 млн лет. Мы принимаем полученное значение за возраст кристаллизации цирконов и, соответственно, за время формирования кислых вулканитов катаевской свиты.

Среди тектонитов по вулканитам катаевской свиты отмечаются породы, по составу

ву соответствующие базальтам, андезибазальтам, андезитам, дацитам и риолитам. Все проанализированные породы принадлежат известково-щелочной серии. Породы основного состава характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (1.1–1.5 вес. %), MgO (3.7–4.7 вес. %) и совместимых элементов ($Cr = 31-95$ ppm, $Ni = 20-71$ ppm). Для них типично фракционированное распределение редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 13-15$). Тектониты по вулканитам среднего и кислого составов характеризуются умеренными содержаниями Zr (120–390 ppm), Nb (2–17 ppm), Y (2–37 ppm) и положением точек составов в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Дж. Пирса с соавторами [6]. Для всех проанализированных пород среднего–кислого составов типичны повышенные содержания Sr (150–940 ppm) и Ba (450–1890 ppm). Набор пород в составе катаевской свиты и их петрогеохимические особенности позволяют рассматривать возможность их образования в обстановке активной континентальной окраины.

Л.М. Парфенов с соавторами [7], О. Томуртоого с соавторами [8] предполагали, что магматическая активность, связанная с развитием активной континентальной окраины к северу (в современных координатах) от Монголо-Охотского океанического бассейна (районы Забайкалья и Северной Монголии), происходила в среднем карбон–раннем триасе. Поздний триас–юра рассматривались как время преимущественно внутриплитного щелочного магматизма в этом регионе. Географически комплексы метаморфических ядер Забайкалья и Северной Монголии и, соответственно, образования катаевской свиты попадают в южную часть среднекарбонного–раннетриасового вулканоплутонического пояса, формирование которого связано с обстановками активной континентальной окраины [8]. Более молодые по сравнению с образованиями катаевской свиты, но также поздне триасовые, щелочно-гранитоидные и бимодальные вулканические ассоциации располагаются в пределах Забайкалья к северу от образований катаевской свиты [9]. Южнее располагается крупный Хентей-Даурский батолит [9], известково-щелочные гранитоиды Жанчивланского массива которого являются возрастными аналогами образований катаевской свиты. Таким образом, на раннетриасовое время фиксируется следующая последовательность магматических комплексов к северу (в современных координатах) от Монголо-Охотского океанического бассейна: известково-щелочные гранитоиды, известково-щелочные вулканические ассоциации (катаевская свита), щелочно-гранитоидные и бимодальные вулканические образования. Подобная последовательность магматических ассоциаций соответствует активным континентальным окраинам андийского типа [10], и это позволяет нам предположить, что развитие активной континентальной окраины в пределах Забайкалья и Северной Монголии могло иметь более длительную историю и продолжаться до позднего триаса. Формирование же комплексов метаморфических ядер осуществлялось в раннем мелу уже в обстановке внутриконтинентального растяжения, имевшего место после закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна.

Работа выполнена при 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-1720.2005.5.

- [1] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Докл. РАН. – 1994. – Т. 339, № 1. – С. 83–86.
- [2] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 182 с.
- [3] Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. Масштаб 1:1500000. – М.: Мингео СССР, 1983.
- [4] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Сальникова Е.Б., Пономарчук В.А., Кошкин В.В. Возрастные рубежи и геодинамическая обстановка формирования

- комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // II Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 153–156.
- [5] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярлов Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН. – 2006. - Т. 406, № 6. – С. 788–792.
- [6] 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.
- [7] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – № 5. – С. 24–43.
- [8] Tomurtoogo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Murov 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.
- [9] 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.
- [10] Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes. – Glasgow: Blackie, 1985.

СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ВУЛКАНИТАХ ДЖИДИНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

Н.А. Доронина

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

На сегодня не определены уровень и тип метаморфизма в Джидинской зоне и его временные взаимоотношения с надвигообразованием. Для восполнения этого пробела по инициативе А.В. Филимонова были проведены структурные наблюдения с опробованием пород для последующего минералогического изучения. В качестве примера выбраны хохюртовская свита нижнего кембрия, слагающая надвиговый блок вдоль реки Бортой и ее истоков – рек Нуд и Цаган-Морин (рис. 1), а также скальные выходы базальтов на правом берегу р. Джиды.

Хохюртовскую свиту на р. Нуд слагают метаморфические породы, претерпевшие катаклаз и милонитизацию: сланцы среднего–основного состава, включающие линзы конгломератов мощностью до 200 м. В конгломератах среди псефитовых обломков наблюдаются апобазальтовые мелкозернистые сланцы, реже карбонатсодержащие кварциты, тонкозернистые кремнисто-карбонатные сланцы, габбро крупнокристаллические и лампрофировые тонкозернистые. В цементе присутствуют обломки тех же петрографических разновидностей (кроме габбро), но грубозернистой – гравелитовой размерности и разной степени окатанности: от неокатанных до полуокатанных; основную массу составляют сланцы плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые, реже хлорит-биотит-кварц-карбонатные. Структуры одноименных пород цемента и псефитовых обломков одинаковы, текстура сланцев полосчатая, линзовидно-полосчатая. Природа конгломератов – осадочные породы или псевдоконгломераты – рассмотрена в многочисленных работах А.В. Филимонова. Габбро не претерпели милонитизации, сохранили первичную структуру и массивную текстуру, а лампрофировые – и первичный минеральный состав.

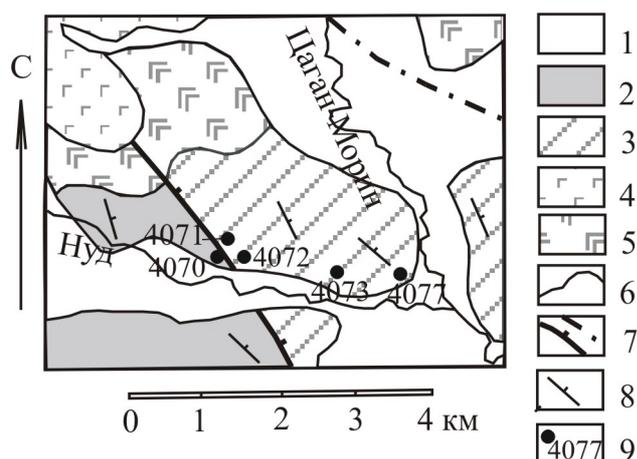


Рис. 1. Геологическая карта участка Нуд (истоки р. Бортой):

1 – четвертичные отложения; 2–3 – нижний кембрий: 2 – джидинская свита; 3 – хохюртовская свита; 4–5 – габброиды: 4 – неогена, 5 – нижней–средней юры; 6 – геологические границы; 7 – границы надвигов прослеженные и предполагаемые; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – точки наблюдения и их номера.

Геологическое строение участка. В породах замерялись элементы залегания сланцеватости, шарниры и осевые поверхности складок, линейность (удлинение минеральных агрегатов, карандашная отдельность, направление развальцевания псефитовых обломков). Замеры первичной полосчатости единичны, они согласуются со сланцеватостью. В ориентированных шлифах установлено, что минеральная линейность, обусловленная направлением удлинения амфиболовых призм, амфибол-биотитовых и лейкок-

сеновых агрегатов, линзовидных скоплений тонкозернистого плагиоклаза в ткани породы, согласуется с удлинением обломков. В тонкозернистых сланцах игольчатые амфиболы строго взаимно параллельны и обуславливают фибробластовую структуру. Изученный «разрез» мощностью около 2 км разделен на три структурных домена.

В подошве надвига (т.н. 4070–4072) обнажены конгломераты с карандашной отдельностью. Сланцеватость погружается на север–северо-восток под малыми–средними углами. Ориентировка длинных осей «карандашей» и развальцованных валунов образует два максимума: в подножье склона (т.н. 4070) падения юго-восточные, в т.н. 4071 и 4072 – северные субмеридиональные. **Восточнее и выше по «разрезу»** (т.н. 4073) преобладают эпидот-плагиоклаз-амфиболовые (\pm биотит) бластомилониты. Сланцеватость образует антиклиналь шириной около 100 м, запрокинутую на юго-запад и осложненную более мелкими сжатыми складками. Шарниры ундулируют в направлениях СЗ–ЮВ и, по-видимому, субпараллельны фронту надвига. Удлинение галек и амфиболовых агрегатов субмеридиональное в южных и северных румбах. Кливаж осевой плоскости подчеркнут кварцевыми жилами. **Близ устья р. Нуд** (т.н. 4077) конгломераты чередуются с криптозернистыми амфиболовыми, хлоритовыми и кремнистыми сланцами. Породы смяты в субширотные асимметричные складки со значительно варьирующими простираниями осей, изогнутыми шарнирами и осевыми поверхностями. В подножье склона складки срезаны амфиболитами в субвертикальном залегании; простирание сланцеватости в этих породах субширотное. Соотношения блоков реконструируются как правый сдвиг-взброс (вброшен южный блок). Карандашная отдельность в конгломератах и минеральная линейность в амфиболитах ориентированы субмеридионально с крутыми углами падения на север и юг.

Структурные наблюдения позволяют заключить, что левобережье р. Нуд расположено в зоне двустороннего сжатия: с севера и юга. Характер складчатости соответствует нагнетанию масс с севера–северо-востока; строение осложнено более поздними сдвиг-взбросами. Минеральная линейность и удлинение псефитовых обломков в породах ориентированы субмеридионально, а оси надвиговых складок – в северо-западном направлении. Секущее положение минеральной линейности относительно осей складок свидетельствует о наложении складчатых деформаций на уже существующую минеральную линейность, сформировавшуюся в процессе более раннего этапа динамометаморфизма. Следовательно, коллизия не могла послужить причиной метаморфизма.

Метаморфизм хохюртовской свиты характеризуется на основе минеральных парагенезисов и микрозондового исследования амфиболсодержащих пород как наиболее представительных для этой цели. Породообразующие минералы проанализированы в двух образцах основных сланцев, одном образце габбро крупнокристаллического и одном – мелкозернистого лампрофирового. Условия минералообразования рассчитаны с помощью амфибол-пироксеновых, амфиболовых и амфибол-плагиоклазовых барометров и термобарометров. Для построения диаграммы (рис. 2) использованы расчеты, полученные методом М.А. Мишкина [2].

Метаморфизм основных пород заключался в формировании полосчатых текстур с привнесом кремнезема, перераспределением карбонатов и последовательной кристаллизацией все более низкотемпературных минералов: амфибола, биотита (за счет амфиболов), хлорита и минералов группы эпидота-клиноцоизита (по всем темноцветным), деанортизацией плагиоклазов.

Основные сланцы образцов 4073 и 4077g состоят из (об.%) рудного и рутила – ед. зерна, эпидота – клиноцоизита (0-10), биотита (0-7), зональных плагиоклазов (23-55), амфибола (45-62), кварца (0-15, обычно 0-5). Структура милонитовая порфиронематогранобластовая пойкилобластовая, реликтовая порфирировая; текстура линзовидно-полосчатая, волнистая. В **обр. 4073** (псефитовый обломок из конгломерата) тонко-

криптозернистый агрегат кварца и плагиоклаза образует линзочки шириной до 2.5 мм, разъединяющие участки породы, сложенные амфиболом, биотитом, рутилом. В породе присутствуют две генерации амфибола: буроватая магнезиальная роговая обманка с пойкилитовой структурой образует реликты в агрегате бледной голубовато-зеленой актинолитовой роговой обманки. Во вторичном амфиболе наблюдаются деформированные пластинки биотита и немного хлорита. Плагиоклазы регрессивно зональны (от олигоклаза 19 % An до альбита 0.5 % An), присутствуют в виде реликтовых зерен (менее 0.6 мм) в кварц-полевошпатовом агрегате. Биотит замещается хлоритом, по основной массе образуется клиноцоизит. В образце 4077g (сланец из цемента конгломератов) амфиболы голубовато-серые с бледным ядром (магнезиальная роговая обманка) и более темными каемками (актинолитовая роговая обманка). В интерстиции амфиболов располагается тонкозернистый агрегат рудного, эпидота, плагиоклаза. Катаклазированные вкрапленники состоят из мелкозернистого плагиоклаза (22-29 % An). Породообразующие плагиоклаз, эпидот, амфибол равновесны. **Габбро крупнокристаллическое** (образец 4070b) из обломочной составляющей конгломератов слагают (об.%) амфибол (45), плагиоклаз (55), кварц (5). Размер зерен 2-5 мм. Структура бластогаббровая, текстура массивная. Короткопризматический реликтовый амфибол состава магнезиальной роговой обманки содержит пойкилиты плагиоклаза, по спайности замещается зеленым актинолитом и буроватым биотитом. Плагиоклаз относится к двум генерациям: широкие зерна альбита (1.5 % An) с полисинтетическими двойниками содержат микролиты вторичных мусковита, биотита, клиноцоизита; в интерстиции амфиболов располагается олигоклаз (24 % An) мелкозернистый. Кварц присутствует в виде гнезд и мirmekитовых включений в плагиоклазе. Вторичный биотит ассоциирует с актинолитом, замещается хлоритом. Порода глубоко диафторирована, но минералы не испытали катаклаза.

Породообразующие минералы. Амфиболы метаморфических пород относятся к кальциевым амфиболом ряда чермакитовая обманка–актинолит и характеризуются ретроградной зональностью. Отношения $Mg/(Mg+Fe_2)$ зависят от типа пород: в сланцах магнезиальность амфиболов со снижением температуры минералообразования возрастает от 0.67 до 0.94, в бластогаббро – снижается от 0.84 до 0.77. Бурый биотит, ассоциирующий в обр. 4073 с актинолитовой роговой обманкой, отвечает составу истонита: $Fe/(Fe+Mg)$ 0.29; ALIV 2.25 ф.е. Полевые шпаты относятся к плагиоклазам, основность их не превышает 29 % An, зональность незакономерная. Плагиоклазы присутствуют в виде реликтовых вкрапленников, метасоматического агрегата вместе с криптозернистым кварцем в зонках милонитизации и перераспределения вещества, мелких новообразованных зерен в «тенях давления» амфиболовых призм. Зерна короткие, часто с широкими двойниками. Кварц в породах вторичный.

Метаморфизм пород на р. Нуд происходил на фоне одновременного снижения T и P в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций: от T = 630 °C, P = 7.5 кбар до T = 360 °C, P = 0.5 кбар (рис. 2). Перепад давлений в 7 кбар соответствует разности глубин в 26 км, а разность температур в 270° будет отвечать геотермическому градиенту в 10.3°/км, что соответствует условиям «теплой» субдукции [1].

Лампрофировое габбро (образец 4073a – обломок из конгломерата) слагают (об.%) клинопироксен (7), бурый амфибол (25), полевые шпаты (60); аксессуарные – бурый турмалин, апатит, рудный. Вторичные хлорит и кальцит присутствуют в основной ткани породы и в виде зональных псевдоморфоз по оливину (?). Полости (до 2.5 мм) неправильной формы выполнены недеформированным кварцем. Структура габбро лампрофировая панидиоморфнозернистая, текстура порфирировая. Клинопироксены образуют вкрапленники, отвечают составу диопсида–авгита. Основную ткань породы составляют темно-бурые мелкозернистые амфиболы и полевой шпат, образующий псевдосферолитовые агрегаты. Азональные амфиболы относятся к магнезиальным гадингси-

там, единичные зерна принадлежат керсутитам. Наряду с альбитами (3-9 % An) присутствуют К-На полевые шпаты (Ab 53, Or 46%).

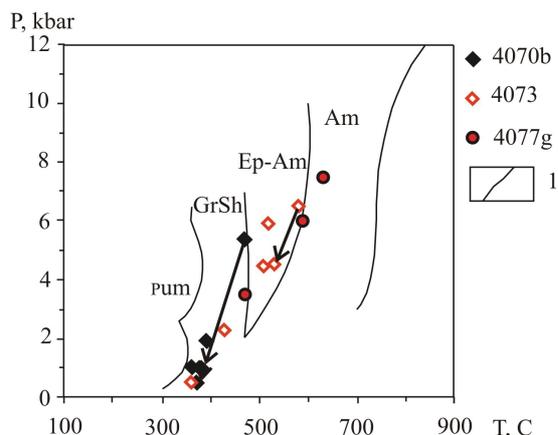


Рис. 2. Положение пород хохюртовской свиты на схеме метаморфических фаций. Стрелки на диаграмме соединяют точки центра и края зонального зерна амфибола. 1 – границы фаций (Am – амфиболитовой, Ep-Am – эпидот-амфиболитовой, GrSh – зеленых сланцев, Pum – пумпеллиитовой).

Порода не метаморфизована, что подтверждается и P-T-условиями минералообразования: 998 °C при давлении около 10 кбар (клинопироксен-амфиболовый термометр, амфиболовые барометры и термобарометры), приближающимися к условиям плавления пород основного состава. Можно предположить, что лампрофировые габбро слагали постметаморфические малые тела, катаклазированные при формировании надвига северо-западного простирания.

На правом берегу р. Джиды в скальных выходах вдоль автодороги на Закаменск обнажены пологозалегающие неметаморфизованные известняки с прослоями кварцитов, прорванные дайками массивных базальтов. На геологической карте масштаба 1:200 000 известняки и кварциты также отнесены к хохюртовской свите, возраст базальтов не установлен (неоген, юра?). В двух километрах западнее поворота на с. Ехэ-Цакир базальтовая дайка совмещена с субмеридиональной крутопадающей разломной зоной простиранием 350-20°. Катаклазированные базальты превращены в зеленые тонкополосчатые сланцы. Для минералогического исследования опробованы базальты из недеформированной дайки (образец 4079) и апобазальтовые сланцы из двух зон катаклаза (4079a и 4079g) (рис. 3).

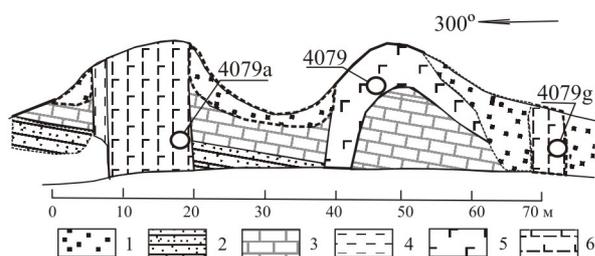


Рис. 3. Схема опробования базальтов на правом берегу р. Джиды. Вертикальный масштаб произвольный.

1 – рыхлые отложения; 2-3 – хохюртовская свита нижнего кембрия: 2 – кварциты; 3 – известняки светлые; 4 – сланцы карбонатные углеродистые; 5 – базальты; 6 – апобазальтовые сланцы.

4079 – базальт тонкозернистый. Вкрапленники представлены магнезиальной роговой обманкой и эденитом, эпидотом, пересекающимися широкими лейстами олигоклаза (16 % An). Матрикс состоит из мелких лейст плохо окристаллизованного альбита (1-9 % An); овальных зернышек, замещенных бурым хлоритом; единичных зерен рудного. Структура базальтов интерсертальная, текстура массивная. В породе наблюдаются неупорядоченные трещинки и жилки, выполненные плагиоклазом с оторочкой ярко-зеленого амфибола и кварцем. В амфиболах по трещинкам спайности наблюдается выделение рудного минерала. В плагиоклазах присутствует вторичный клиноцоизит.

4079а – **сланец эпидот-плаггиоклаз-амфиболовый**. Основную массу породы составляет зеленоватый актинолит (0.1×0.4 мм), в интерстиции которого располагается крип-токристаллический агрегат рудного, плаггиоклаза и эпидота. Кварц и бурый хлорит выполняют прожилки, косо секущие сланцеватость. Линзовидные вкрапленники представлены альбитом (0-6 % An). Структура нематогранобластовая, текстура полосчатая сланцеватая. 4079г – **сланец плаггиоклаз-хлорит-амфибол-эпидотовый** с гранонематобластовой структурой и линзовидно-полосчатой текстурой. На фоне тонкозернистой основной массы слабо просвечивают переполненные эпидотом вкрапленники андезина (47 %An). В основной ткани преобладает эпидот с подчиненным количеством хлорита, амфибола-эденита, альбита (7 % An), кварца. Ядром овальных зернышек эпидота служит титанит. Чистые зерна эпидота – продукт собирательной кристаллизации – образуют линзы размером до 1×7 мм, согласные с полосчатостью породы. Присутствует тонкозернистый метасоматический кварц, собранный в полосы шириной около 1 мм. Кварц и кальцит образуют гнезда в основной ткани и выполняют выклинивающиеся трещинки, секущие полосчатость; оба минерала в трещинках имеют волнистое угасание.

Петрографические и минералогические признаки свидетельствуют о том, что постмагматические преобразования базальтов ограничены их структурной реорганизацией. Минеральный парагенезис апобазальтовых сланцев – эпидот, альбит, хлорит, актинолит, кремнистый эденит – отвечает зеленосланцевой фации (355-400° при давлении 2 кбар). Амфиболы недеформированных базальтов кристаллизовались в интервале температур 530–380° и давлений 2.2–5.3 кбар.

Выводы: 1. В палеозойской коллизии Юго-Западного Забайкалья участвовали уже метаморфизованные стратифицированные комплексы раннего кембрия. 2. Регрессивный метаморфизм хохюртовской свиты соответствует условиям «теплой» субдукции. 3. Преобразование базальтов, секущих хохюртовскую свиту, ограничено рассланцеванием и перераспределением вещества в зонах катаклаза.

[1] Добрецов Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 4–23.

[2] Мишкин М.А. Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 312, № 4. – С. 944–946.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТРАХИБАЗАЛЬТОВОЙ СЕРИИ ИНГОДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.И. Дриль, 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 находилась под влиянием интенсивных внутриплитных процессов. Переход Монголо-Охотского складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался в юрское время широким развитием известково-щелочного и шошонит-латитового магматизма [2]. Последний сменился в раннем мелу трахибазальтовым рифтогенным вулканизмом, который часто наследовал депрессионные структуры шошонит-латитового магматического этапа [3- 5].

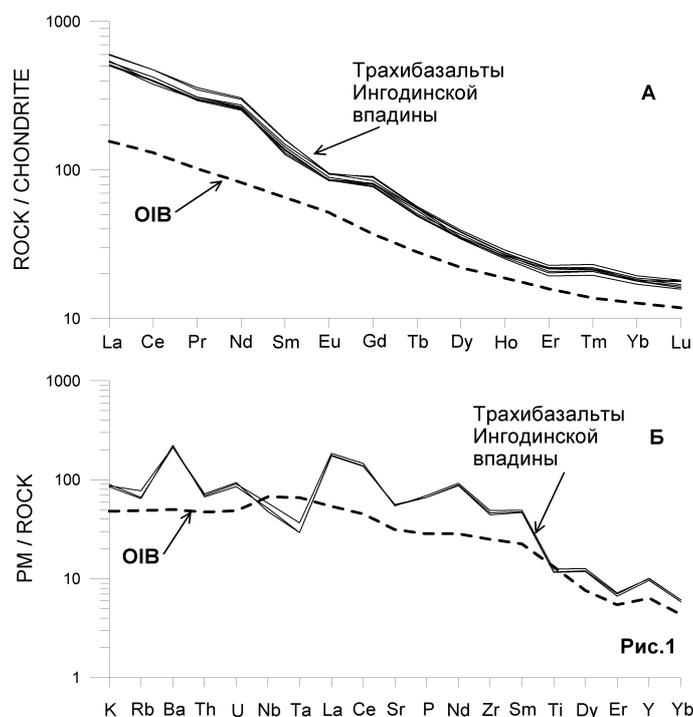


Рис. 1. Редкоземельная и микроэлементная характеристика трахибазальтов Ингодинской впадины.

Ингодинская впадина, в пределах которой широко проявлены вулканы трахибазальтовой серии, является крупнейшей впадиной Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны Забайкальской рифтогенной системы [5]. Трахибазальты, залегающие в виде хорошо сохранившихся лавовых потоков, приурочены к юго-восточному борту впадины. Их изотопный K-Ar возраст лежит в пределах 118-125 МА [4]. Исследованные трахибазальты являются глубоко дифференцированными породами, о чем свидетельствуют высокие значения коэффициента фракционирования ($F=0,70-0,85$), а также систематически низкие содержания элементов группы железа. Породы характеризуются дифференцированным спектром распределения REE ($La/Yb(N)=25-46$) при ясно проявленной

отрицательной европиевой аномалии (рис.1, А). Кроме того, для них характерны высокие содержания P_2O_5 , Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta. На мультикомпонентной диаграмме составы трахибазальтов демонстрируют спектр распределения редких элементов, типичный для внутриплитных образований, имея, однако, слабовыраженный минимум в области содержаний Nb и Ta (рис. 1, Б).

Для выяснения природы мантийных субстратов, которые могли бы генерировать расплавы трахибазальтовой серии, рассчитаны модели равновесного немодального плавления деплетированных плагиоклазового и шпинелевого лерцолитов, примитивных шпинелевого и гранатового лерцолитов, а также метасоматически обогащенного шпинелевого лерцолита, содержащего модальный амфибол. Фигуративные точки составов трахибазальтов Ингодинской впадины группируются в области производных плавления метасоматически обогащенного мантийного лерцолита, содержащего от 1 до 4 % наложенного модального амфибола (рис. 2).

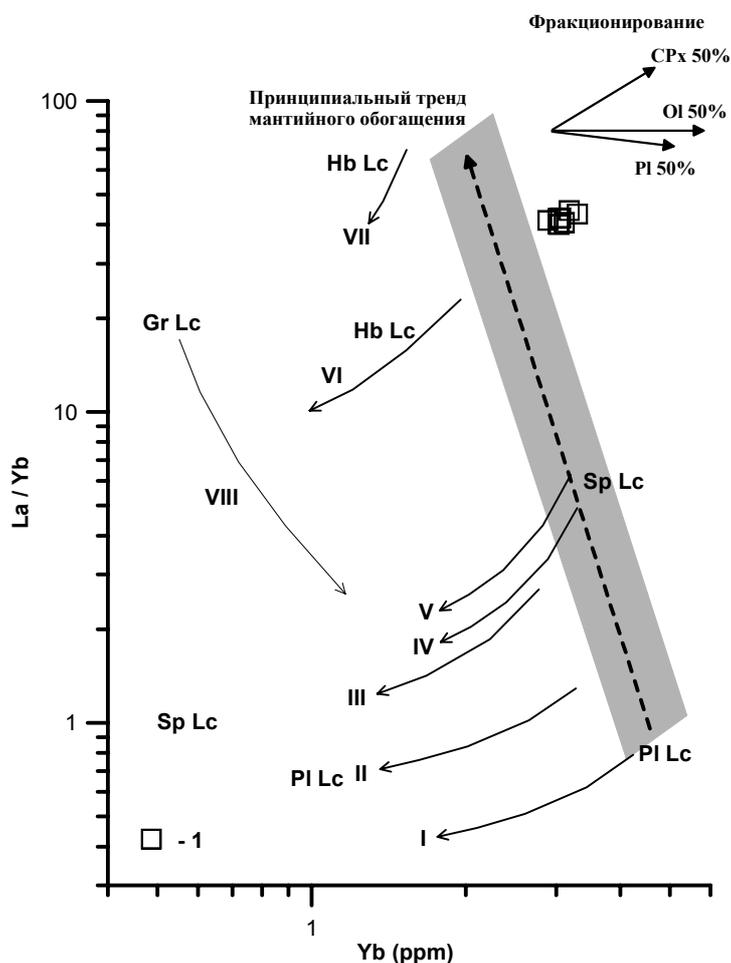


Рис. 2. La/Yb-Yb вариационная диаграмма, иллюстрирующая процессы равновесного немодального частичного плавления разных типов мантийных источников: PI Lc–плагиоклазового лерцолита, тренды I, II; Sp Lc–шпинелевого лерцолита, тренды III, IV, V; Gr Lc–гранатового лерцолита, тренд VIII; Hb Lc–амфиболсодержащего шпинелевого лерцолита, тренды VI, VII; 1 – составы трахибазальтов Ингодинской впадины.

Эпизод метасоматического обогащения мантии мог быть связан с субдукционными процессами вдоль окраины Сибирского палеоконтинента в среднем и позднем палеозое. Вариационная диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr(0) - Ba/Nb$ (рис. 3) демонстрирует различия в изотопно-геохимических характеристиках расплавов, формирующихся в результате

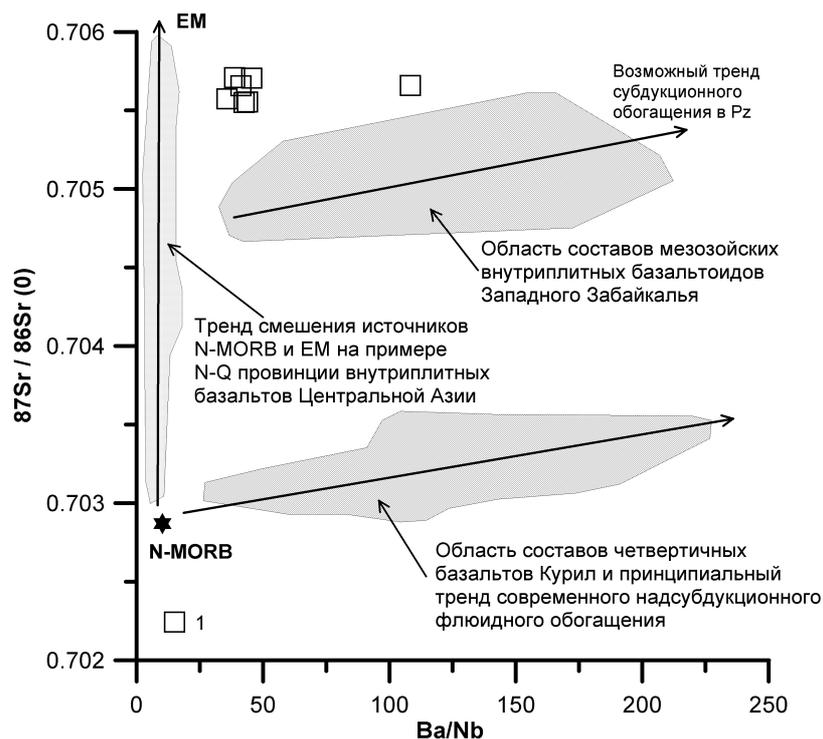


Рис. 3. Ba/Nb – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вариационная диаграмма, демонстрирующая различия эволюционных трендов базальтов, генерируемых мантийным субстратом, метасоматизированным субдукционным процессом (смещение истощенного мантийного источника и надсубдукционного флюидного компонента), и базальтоидов, связанных с плюмовым процессом (смещение истощенного и обогащенного мантийных источников); 1 – фигуративные точки составов трахибазальтов Ингодинской впадины.

смешения вещества в системе деплетированный-плюмовый источник по сравнению с истощенным источником вещества, испытавшим субдукционное обогащение. Фигуративные точки составов трахибазальтов Ингодинской впадины отчетливо смещены с тренда смешения вещества в системе деплетированный-плюмовый источник, что может указывать на участие в их генезисе некоторой доли субдукционного компонента. Об этом же могут свидетельствовать и минимумы в области содержаний Nb и Ta на мультикомпонентной диаграмме составов пород.

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

- [1] Ярмолук 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] Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л., Келлер Й. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий позднемезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия. – 1987. – № 6. – С. 798–811.
- [4] Казимировский М.Э., Дриль С.И. Вещественные особенности и генезис нижнемеловых рифтогенных эффузивов Читино-Ингодинской впадины (Центральное Забайкалье) // Докл. РАН. – 1991. – Т. 321, № 5. – С. 1062–1065.
- [5] Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1994. – № 3. – С. 41–49.

ВУЛКАНИТЫ УРТУЙСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

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

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

Монголо-Охотский складчатый пояс сформировался в результате присоединения к окраине Сибирского палеоконтинента группы террейнов, первоначально располагавшихся в пределах Монголо-Охотского палеоокеана между Сибирским и Северо-Китайским континентальными блоками (рис. 1). В составе пояса присутствуют террейны аккреционных призм, турбидитов континентальных склонов, офиолиты. Существование протяженных фрагментов аккреционных комплексов должно свидетельствовать о масштабных субдукционных процессах вдоль границ палеоокеанического бассейна.



Рис. 1. Тектоническая схема Монголо-Охотского складчатого пояса и его границ по Л.М. Парфенову и др., А.И. Ханчуку и др. [1-3]. 1 – кратоны; 2 – коллаж террейнов, аккрецированных к Северо-Азиатскому кратону в неопротерозое–кембрии; террейны Монголо-Охотского пояса: 3 – аккреционного клина преимущественно осадочного состава (тип А) и 4 – аккреционного клина с преобладанием вулканогенных пород (тип Б); 5 – коллаж террейнов континентального склона; 6 – турбидитовые террейны континентальных склонов; 7 – Южно-Монгольский коллаж террейнов аккреционных клиньев типов А и Б; 8 – террейны островных дуг и окраинно-континентальных магматических дуг; 9 – коллаж террейнов Сихотэ-Алинского складчатого пояса; 10 – отложения Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Однако примеры магматических комплексов субдукционной природы в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса немногочисленны. Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса магматическими индикаторами субдукционной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно ассоциирующиеся с ними вулканогенно-осадочные образования каменной и бутовкенской свит [4, 5, 6]. Возраст этих пород строго не определен и лежит в пределах позднего палеозоя – раннего мезозоя [7]. Магматическим индикатором субдукционной обстановки вдоль юго-восточной границы пояса признаны гранодиорит-гранитные батолиты ундинского и урушинского комплексов, протягивающиеся узкой полосой вдоль окраины Аргунского супертеррейна из Монголии через Восточное Забайкалье в Верхнее Приамурье [1, 8, 9]. Раннепермский

возраст этих гранитоидов уверенно установлен многочисленными изотопными датами [8, 9]. Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья также рассматривались некоторыми авторами [6] в качестве возможного фрагмента задугового бассейна, хотя представительная геохимическая характеристика вулканических пород этой свиты до настоящего времени отсутствовала.

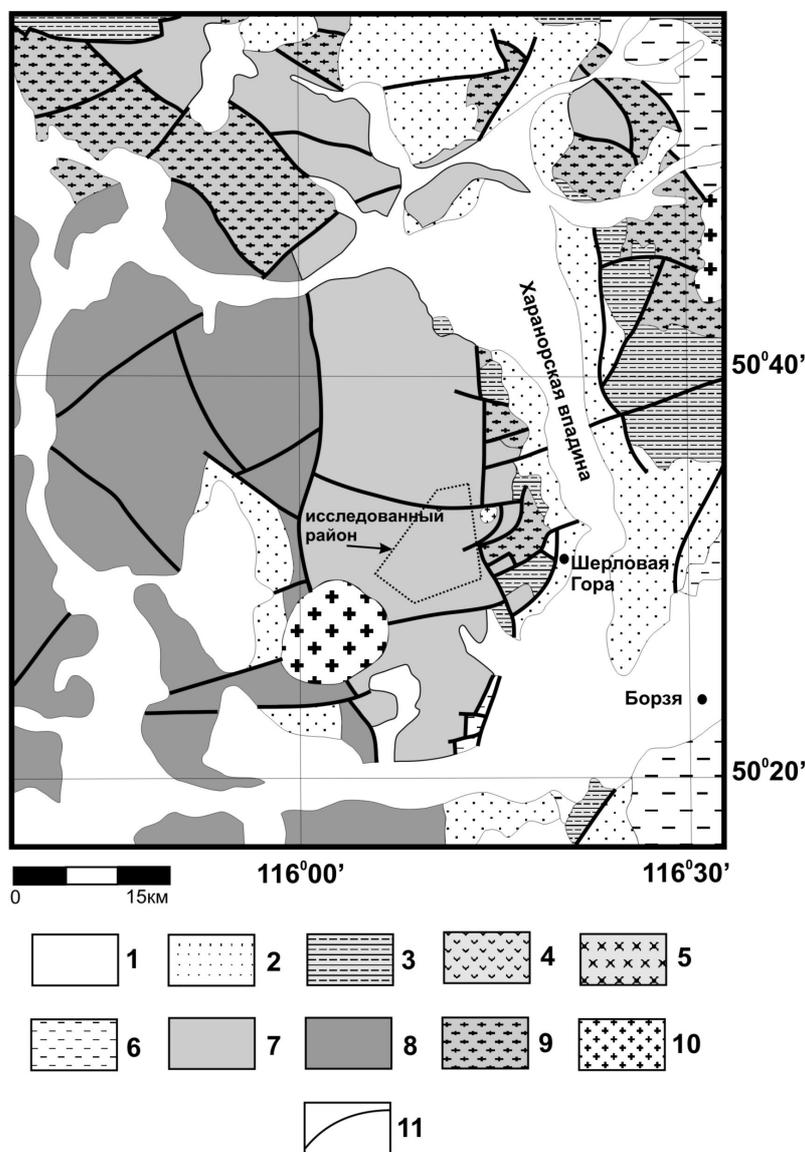


Рис. 2. Геологическая схема района Шерловой Горы и Харанорской впадины с упрощениями по [7].
 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2 – меловые отложения; 3 – юрские терригенные отложения; 4 – юрские вулканогенно-осадочные отложения; 5 – юрские субвулканические образования; 6 – пермские терригенные отложения; 7 – карбоновые вулканогенно-осадочные образования уртуйской свиты; 8 – девонские вулканогенно-осадочные образования чиндантской свиты; 9 – докембрийские гранитоиды и метаморфические породы; 10 – меловые гранитоиды кукульбейского комплекса; 11 – разломы.

Уртуйская свита Восточного Забайкалья, отложения которой тектонически контактируют с породами аккреционного клина Монголо-Охотского пояса (чиндантская свита) (рис. 2), представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами среднего и кислого состава, а также базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами и риолитами. Все типы вулканитов претерпели зеленокаменные изменения. В пределах вул-

каногенно-осадочной толщине неравномерно распределены линзы яшмоидов и органических известняков [10]. Свита характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой, а ее возраст определен как раннекарбонный на основе фаунистических остатков в линзах и блоках органических известняков [7, 10]. Отложения уртуйской свиты прорваны дайками базальтов и риолитов, которые традиционно рассматриваются в составе свиты [7].

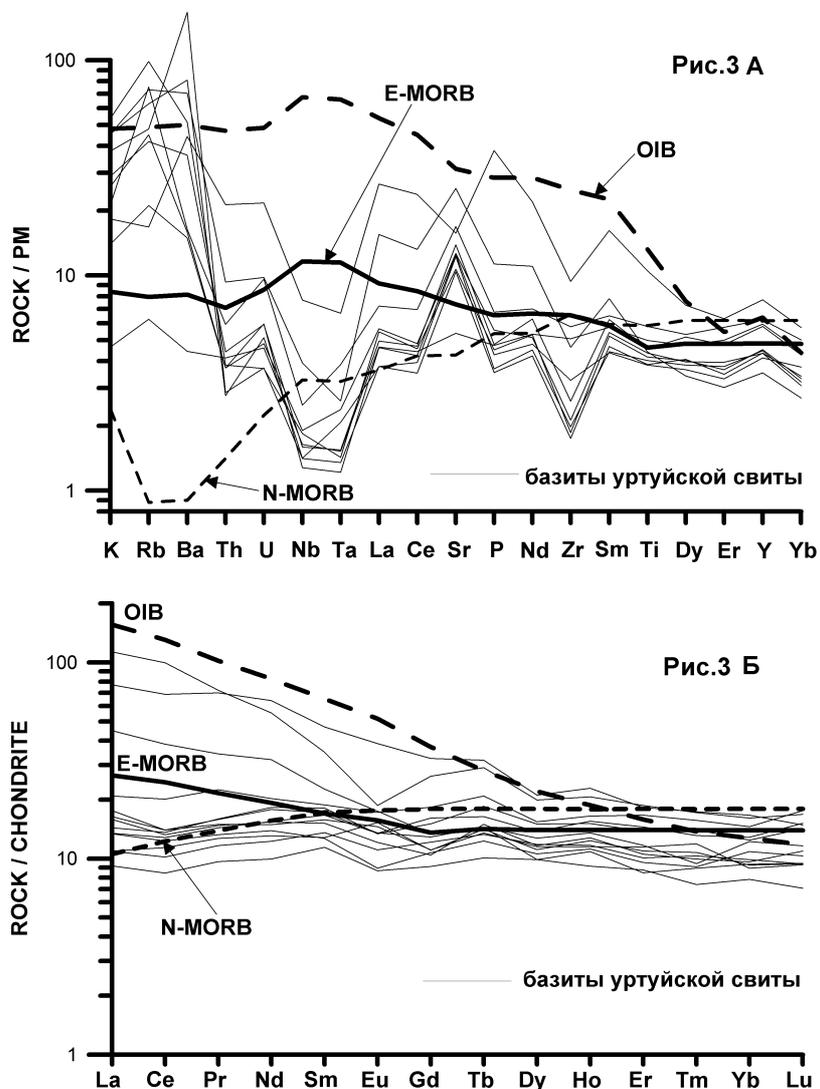


Рис. 3. Геохимическая характеристика базальтов уртуйской свиты Восточного Забайкалья.

В стратотипической местности развития отложений свиты к западу от Шерловой Горы (рис. 2) в разрезах среди вулканитов резко преобладают базальты нормальной щелочности при резко подчиненной доле базальтовых андезитов и андезитов. Базальты характеризуются высоким уровнем накопления K, Rb, Ba (рис. 3, А) и резким преобладанием LILE над HFSE, что является характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции. Об этом же свидетельствует и Sr максимум на спайдер-кривых [11]. Большинство исследованных базальтов характеризуются умеренно обогащенными спектрами распределения REE (рис. 3, Б), $La/Yb(N)=0,98-1,83$ и лишь в отдельных случаях величина $La/Yb(N)=4,62-7,04$.

Таким образом, геохимические особенности вулканитов из разрезов вулканогенно-осадочной толщи уртуйской свиты однозначно указывают на связь этих пород с субдукционным процессом, протекавшим на юго-восточной (в современных координатах) периферии Монголо-Охотского палеоокеана в позднепалеозойское время.

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

- [1] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – № 5. – С. 24–43.
- [2] Ханчук А.И. и др. Геодинамическая карта Северо-Восточной Азии // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: Тезисы международной конференции. – Новосибирск: «Гео», 2002. – С. 15–17.
- [3] Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 7–41.
- [4] Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 200 с.
- [5] Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360, № 2. – С. 241–245.
- [6] Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 723–737.
- [7] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. – Чита, 1997. – С. 239.
- [8] Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. – 2003. – № 4. – С. 408–424.
- [9] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387, № 3. – С. 382–386.
- [10] Попеко Л.И. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 124 с.
- [11] Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: МГУ, 1993. – 67 с.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Г.С. Дягилев, Н.А. Бушенкова, А.А. Гибшер, Е.В. Деев

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

Кайнозойский вулканизм в Центральной Азии активно проявился на значительной территории, включающей Туву, Восточный Саян, Прибайкалье, Монголию, Северный Китай, Куньлунь и Тибет, в результате чего возникли многослойные лавовые поля, свидетельствующие об их длительном и многократном формировании, а также мощные вулканокластические постройки различного состава.

Основная масса кайнозойских базальтов Северной и Центральной Монголии сосредоточена в пределах Хангайского нагорья и его отрогов, где они образуют отдельные изолированные или соединяющиеся узкими полосами базальтовых излияний вулканические массивы различных размеров. Как правило, эти базальты приурочены к долинам рек, нередко выполняя приразломные кайнозойские впадины или образуя небольшие по площади водораздельные плато, поднятые по новейшим разломам [1]. В петрографическом отношении базальты Хангая составляют однообразную по химизму группу пород, включающую оливиновые, авгит-оливиновые, оливин-плагиоклаз-авгитовые щелочные калиевые разновидности, с фенокристаллами оливина и клинопироксена. Относительно редко встречаются лейкократовые базальты со значительным процентом плагиоклазовых вкрапленников.

В пределах северной части Хангайского нагорья были изучены три относительно локализованных ареала с проявлением трех этапов вулканической активности: позднеплиоценового (Тарятский, Орхонский и Хануингольский ареалы), средне-позднеплейстоценового (Тарятский и Орхонский ареалы) и голоценового (Тарятский ареал) [1]. Вулканические постройки являются аппаратами центрального типа и локализуются преимущественно в краевых (прикраевых) частях кайнозойских впадин. Разновозрастные толщи вулканитов вложены одна в другую так, что более молодые толщи гипсометрически лежат ниже более древних. Разрезы верхнеплиоценовых базальтов состоят из 5-7 потоков мощностью от 5 до 70 м, средне-верхнеплейстоценовых – из 2-3 потоков мощностью 5-15 метров, а голоценовых – из одного потока мощностью 8-10 м [2].

Тарятский вулканический ареал представляет собой заполнение восточной части Тарятской впадины. Верхнеплиоценовые базальты в его пределах слагают высокие (150 – 200 м) террасы, состоящие из семи потоков мощностью от 5 до 50 метров. В верхней части разреза обнаружены пиллоу-лавы и гиалокластиты, описанные ранее как вулканические бомбы и туфобрекчии [1]. Подушки сложены массивным черным базальтом с тонкой стекловатой коркой. Диаметр подушек достигает двух метров, а толщина корки – первых сантиметров. Пространство между подушками заполнено гиалокластитом с редкими обломками стекла. Подобная толща могла образоваться в результате излияния базальтовой лавы в озеро. Также отмечается наличие раскристаллизованных базальтов в средней части второго снизу потока, что свидетельствует о длительном остывании в спокойной обстановке.

В северной части Тарятского вулканического ареала разрез верхнеплиоценовых базальтов уже не содержит ни гиалокластитов, ни базальтов с шаровой отдельностью, а мощности потоков варьируют от 2 до 70 метров. Обобщенный разрез верхнеплиоценовых базальтов Тарятского ареала снизу вверх представлен в табл. 1.

Средневерхнеплейстоценовые базальты также участвуют в строении террас с относительными высотами более 25 м. В их разрезе обособлено три потока мощностью от

5 до 10 м. Характерная черта базальтов этой возрастной генерации – наличие между потоками глинистых прослоев мощностью до полуметра. Следует отметить, что следов приконтактных изменений и закалки глинистых прослоев не отмечается.

Таблица 1

Разрез верхнеплиоценовых базальтов Тарятского ареала

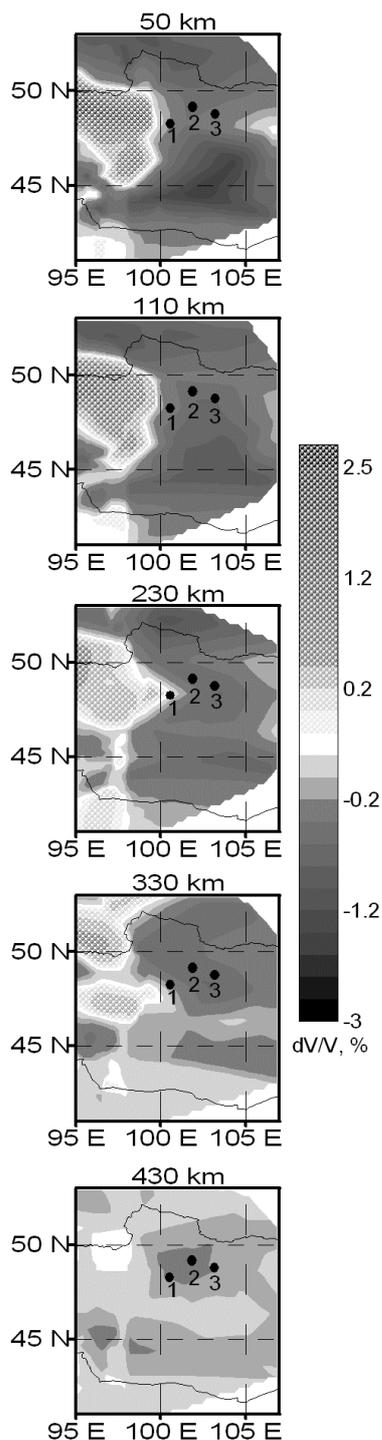
Описание толщ	Мощность, м
1. Базальт темно-серый массивный, сильно трещиноватый с большим количеством фенокристаллов оливина, санидина, титан-авгита, ксенолитов перидотитов	>25
2. Базальт темно-серый массивный, иногда слабопузырчатый; пузыри заполнены охристым веществом	25
3. Базальт темно-серый; на выветрелой поверхности видны нефелиновые стяжения, на свежем сколе – массивный	10
4. Базальт темно-серый комковатый, сильно трещиноватый	70
5. Базальт светло-серый массивный в центральной части; отмечаются редкие вкрапленники оливина	2
6. Базальт светло-серый массивный с вкрапленниками оливина; в виде линз встречаются базальты светло-серые массивные, мелкокристаллические	20 – 25
Общая мощность:	>150

Голоценовые базальты наряду с лавовыми потоками слагают и моногенные шлаковые конусы. Потоки выполнены лавами двух морфологических типов – пахоэ-хоэ и аа (в русскоязычной терминологии соответственно – волнистые и глыбовые лавы). Шлаковые конусы являются вулканическими аппаратами центрального типа и рассредоточены по всей территории Тарятской впадины.

Таблица 2

Разрез верхнеплиоценовых базальтов Орхонского ареала

Описание толщ	Мощность, м
1. Базальт черный массивный; отдельность слабовыраженная шаровая; в кровельной части отмечается гиалокластитовая корка, видны структуры закручивания	>10
2. Прослой гиалокластит-палагонитовый	0 – 0,5
3. Базальт серый до светло-серого массивный, иногда мелкокристаллический с грубостолбчатой отдельностью; в кровельной части присутствуют гиалокластиты, отмечаются редкие вкрапленники оливина	17
4. Суглинки желтовато-серые	0 – 0,1
5. Базальт темно-серый массивный, местами мелкокристаллический с редкими вкрапленниками оливина; в верхней части потока текстура миндалекаменная	23
6. Пиллоу-лавы, цементированные гиалокластитом; в центральной части подушек – базальт черный массивный со скорлуповатой отдельностью	20
5. Базальт светло-серый массивный в центральной части; отмечаются редкие вкрапленники оливина	10
Общая мощность:	>80



Горизонтальные сечения скоростных аномалий Р-волн по результатам сейсмографии. Более темным тоном обозначены отрицательные аномалии скорости. Аномалии (dV/V , %) даны в относительной модели РЕМ-А. Черными точками обозначены положения исследованных базальтовых полей Тарягтского (1), Хануингольского (2) и Орхонского (3) вулканических ареалов.

Орхонский вулканический ареал обособлен в среднем течении р. Орхон и в долинах ее левых притоков. Развитые здесь верхнеплиоценовые базальты слагают высокие (до 100 м) террасы, состоящие из пяти потоков мощностью от 10 до 25 метров. В основании разреза (табл. 2) отмечается наличие гиалокластической корки, палагонитовой прослойки между двумя нижними потоками, а также прослоев суглинков между вторым и третьим потоками. В верхней части четвертого потока выделены базальты с шаровой отдельностью.

Цоколь низких террас (15–50 м) сформирован базальтами средне-позднеплейстоценового возраста. Сверху они перекрыты грубобазальтовыми и галечными аллювиально-пролювиальными отложениями.

Хануингольский вулканический ареал располагается от среднего течения р. Хануин до ее слияния с р. Селенга. В его пределах выделено два потока позднеплиоценового возраста со сходным строением и близкой мощностью (около 8 м). Кроме этого, на севере ареала расположено два моногенных вулканических аппарата также предположительно позднеплейстоценового возраста.

Детальные исследования латеральных изменений в строении вулканических потоков в пределах одного вулканического ареала, а также сравнительный анализ разрезов, расположенных в пределах одного горного района, позволяют выявить различие в условиях образования разновозрастных генераций. Так, постепенное замещение гиалокластических разностей верхнеплиоценовых базальтов Тарягтского вулканического ареала с юга на север на массивные разновидности, а также наличие палагонитового прослоя и базальтов с шаровой отдельностью в верхнеплиоценовых разрезах Орхонского ареала и их отсутствие в разновозрастных образованиях Хануингольского поля, вероятно, объясняются разными гидрологическими условиями на земной поверхности, существовавшими на момент излияния базальтового вещества. Несоответствие количества верхнеплиоценовых базальтовых потоков в двух последних ареалах может свидетельствовать и о разных объемах поступавшего на поверхность вещества мантии.

Проведенные петрохимические исследования показали, что кайнозойские базальты Хануингольского, Орхонского и Тарягтского вулканических ареалов представляют собой континентальную ассоциацию щелочных оливиновых базальтов калиевого типа. Давления равновесной кристаллизации мегакристаллов клинопироксена, рассчитанные по [3], составляют в среднем 30 кбар, что соответствует глубинам магмо-

генерирующих камер около 100 км.

Для выяснения глубинной природы этих камер, зависимости их позиции от современных мантийных процессов построена сейсмотомографическая модель верхней мантии до глубин около 400 км. Поскольку изучаемая территория не имеет достаточного количества данных (сейсмостанций и землетрясений) для построения модели на основе традиционной или ITS томографических схем, в настоящей работе применена сейсмотомографическая методика на отраженных волнах [4], основанная на использовании разницы времен пробега отраженной от земной поверхности в области изучения PP(SS)-волны и P(S)-волны, имеющей тот же источник и приемник. В результате дополнительного привлечения для расчетов сейсмологических данных 1997-2001 гг. уточнена построенная ранее с использованием этой методики скоростная модель [5]. Полученная модель представлена на пяти срезах (рисунок), заливка отражает отличие (в %) скорости продольной волны в результирующей модели от референтной скоростной модели PEM-A [6]. Анализ полученной модели показал, что под восточной половиной Хангайского нагорья располагается устойчивая отрицательная аномалия скоростей сейсмических волн вплоть до глубины 430 км. Вместе с тем, западная половина литосферы Хангая характеризуется повышенными значениями скоростей сейсмических волн, а граница между аномалиями различного знака пролегает вдоль 100° меридиана ВД, который делит структуру на две примерно равные части вплоть до глубин ~200 км. К востоку от этой границы расположены описанные выше ареалы распространения базальтов кайнозойского возраста, трассирующие субширотную «седловину» между двумя низкоскоростными аномалиями на глубинах ~ 100 км.

Объяснение столь резко гетерогенной сейсмической структуры литосферы Хангая, вероятно, нужно искать в особенностях динамики мантии данной области. Так, наличие повышенных значений теплового потока (средняя величина $q=55$ мВт/м² со значениями более 60 мВт/м² в центральной части нагорья [7]), проявлений кайнозойского базальтового вулканизма и характерного сводового поднятия в современном рельефе говорит о возможности существования под литосферой современного мантийного плюма [8-10]. Очевидно, в пользу этого свидетельствует и расположение изученных полей базальтового вулканизма над локальной низкоскоростной аномалией, прослеживающейся до глубин более 400 км. Согласно существующим геодинамическим моделям плюм под восточную часть плато Хангай мог сместиться из Южной Монголии в позднем миоцене – плейстоцене, в результате дрейфа континента в юго-западном направлении [9, 11] и прогрев ее, понизил наблюдаемые сейсмические скорости, а также стал причиной кайнозойского вулканизма.

Вместе с тем, повышенные значения скоростей в западной части плато могут отражать характеристики холодного высокопрочного вещества литосферы, входящей в состав Тувино-Монгольского микроконтинента, представляющего собой древний докембрийский материал.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке и Интеграционного проекта СО РАН № 116.

- [1] Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. – М.: Наука, 1973. – 112 с. (Тр. ССМНИГЭ, вып. 7).
- [2] Дягилев Г.С. Геология кайнозойских вулканитов Хангая (Центральная Монголия) // Материалы XIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». – М.: Изд-во МГУ, 2006. – Т. II. – С. 69.
- [3] Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. – 1999. – V. 135. – P. 62–74.
- [4] Бушенкова Н.А. Использование PP-P и SS-S схем для исследования сейсмической структуры верхней мантии Сибири и Восточного Казахстана // Четвертый сибирский конгресс по

- прикладной и индустриальной математике, посвященный памяти М.А. Лаврентьева (1900-1980): Тезисы докладов, ч. II. – Новосибирск: Институт математики, 2000. – С. 154–155.
- [5] Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in Central Siberia // *Tectonophysics*. – 2002. – V. 358, № 1-4. – P. 57–76.
- [6] Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Earth reference model // *Phys. Earth Planet Interiors*. – 1981. – № 25. – P. 297–356.
- [7] Дорофеева Р.П., Синцов А.А., Бат-Эрдана Д. Тепловой поток территории Монголии // *Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона*. – Новосибирск: Наука, 1995. – С. 123–145.
- [8] Zorin Yu. A., Novoselova M.R., Turutanov E.H., Kojevnikov M.V. Lithospheric Structure of the Mongolian-Siberia mountainous province // *J. Geodynam.* – 1990. – № 11. – P. 327–342.
- [9] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A. and Ermikov V.D. Mezo- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: Effects of the lithospheric plates interaction and mantle plumes // *Int. Geology Rev.* – 1996. – V. 38. – P. 430–466.
- [10] Cunningham W.D. Lithospheric controls on the Cenozoic construction of the Mongolian Altai // *Tectonics*. – 1998. – V. 17. – № 6. – P. 891–902.
- [11] Jurdy D.M., Stefanick M. and Scotese C.R. Paleozoic plate dynamics // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V. 100, № B9. – P. 17965–17975.

КОСМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ИСТОРИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Н.В. Задонина*, К.Г. Леви**, С.А. Язев***

* Иркутск, Иркутский государственный технический университет

** Иркутск, Институт земной коры СО РАН

*** Иркутск, Иркутский государственный университет

Закономерности импактных событий геологического прошлого. Геологическое прошлое Земли не изобилует свидетельствами об импактных событиях. Наиболее древние ударные кратеры имеют возраст не многим более $2400 \cdot 10^6$ лет. Для восстановления истории встреч Земли с крупными космическими телами воспользуемся информацией сайта [12], но при этом не всеми ее данными, а сгруппируем их по интервалам $50 \cdot 10^6$ лет, выбрав при этом самые крупные (судя по размерам импактных кратеров) события. Результаты наших построений иллюстрирует график (рис. 1)

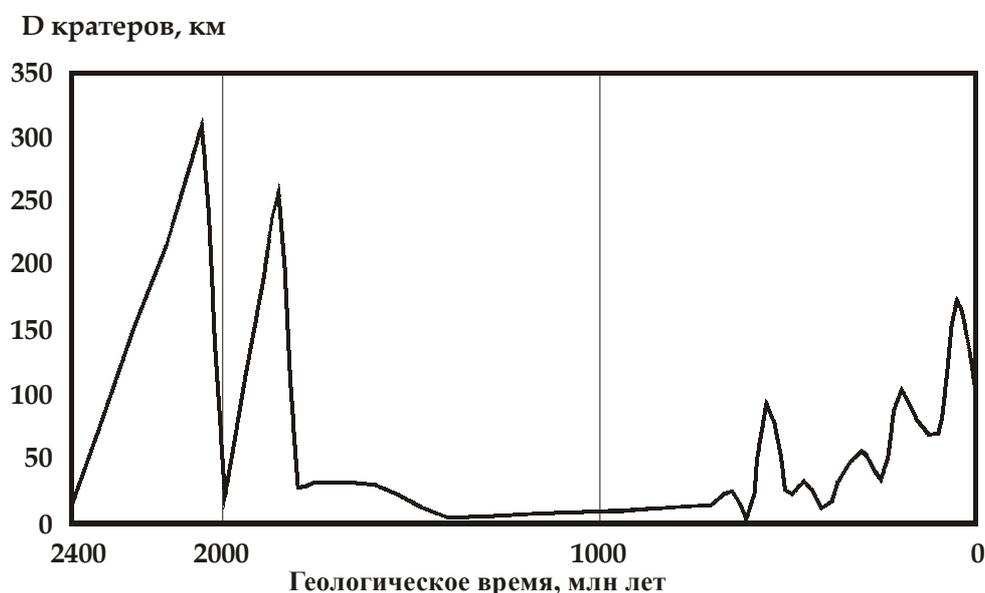


Рис. 1. Распределение импактных событий по шкале геологического времени.

Для правильного понимания космического прошлого Земли приведем еще две иллюстрации, отражающие термальную эволюцию планеты и изменение скорости ее суточного вращения. Заметим, предварительно, что в геологическом прошлом Земли «океанские» пространства, хотя они еще и не были в достаточной мере заполнены водой, многократно превосходили площадь суши, доступную сегодня для геологического изучения. Водные массы появились $3.9-3.7 \cdot 10^9$ млн лет тому назад и, увеличиваясь в размерах, навсегда скрыли от нас следы бывших космических катастроф.

Итак, первые 800-1000 млн лет существования Земля вращалась вокруг собственной оси с такой скоростью, что практически не излучала в окружающее пространство никакой тепловой энергии. В это время она испытывала коллапс, ее недра сжимались и интенсивно разогревались. Это вызвало плавление недр и обусловило выделение земного ядра в процессе термоплотностной конвекции (рис. 2 и 3). Земля, как и прочие планеты Солнечной системы, испытывала многочисленные соударения с более или менее мелкими космическими телами. График на рис. 1 показывает, что в интервале вре-

мени 2400-1800 млн лет тому назад такие столкновения носили катастрофический характер, а размеры ударных кратеров достигали 250-300 км в поперечнике. Вероятно, что в упомянутый интервал времени основная масса (до 90 %) достаточно крупных импакторов была ассимилирована планетами Солнечной системы и впоследствии столкновения стали менее частыми и не столь грандиозными, как прежде.

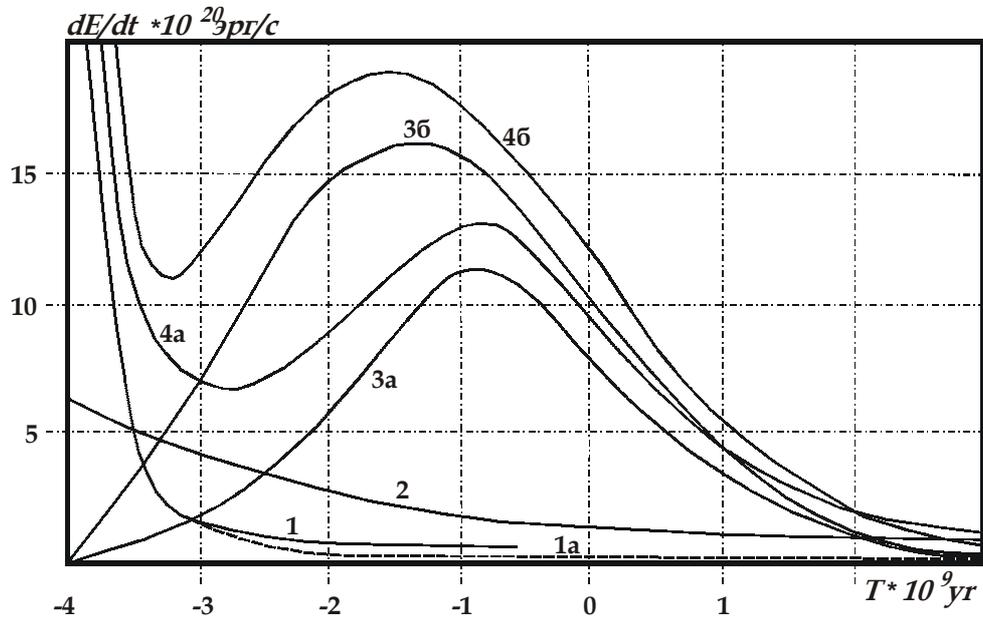


Рис. 2. Теоретические кривые изменения по времени суммарных теплотерь Земли на протяжении всей ее геологической эволюции [5].

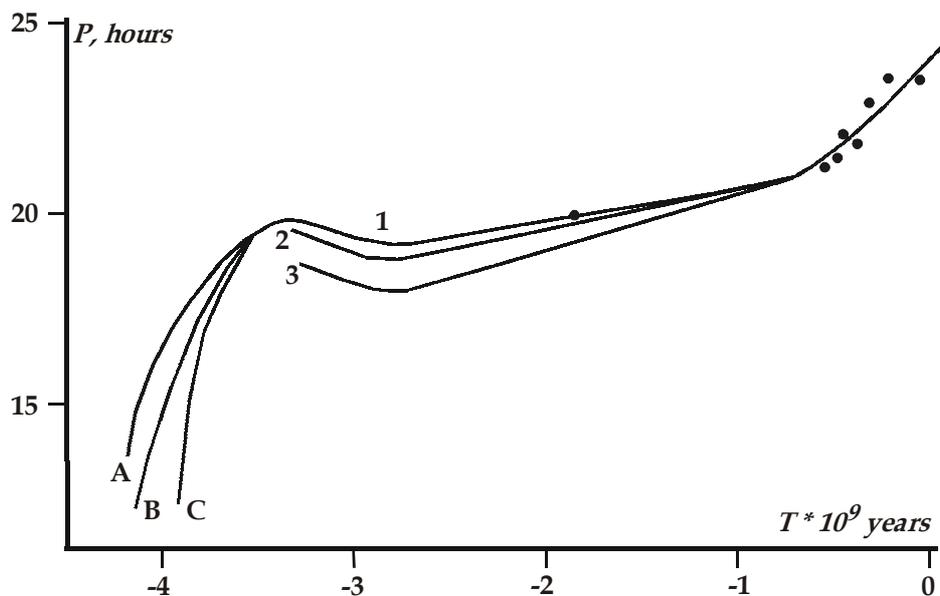


Рис. 3. Продолжительность земных суток при различных значениях Q-фактора в позднем археопротерозое (1 – Q = 115, 2 – Q = 100, 3 – Q = 75) и раннем архее (A – Q = 15, B – Q = 13.4, C – Q = 10). Точки – эмпирические данные [3].

Сравнение кривых на рис. 1, 2 и 3 показывает, что наиболее мощные бомбардировки поверхности Земли космическими телами происходили вплоть до момента, когда планета начала замедлять свое суточное вращение, а ее теплотери достигли максимума. Затем наступил продолжительный промежуток времени, когда соударений происходило меньше по числу и размерам импакторов. Только в фанерозое, около $600 \cdot 10^6$ лет тому назад, бомбардировки возобновились, но размеры импактных структур и соответственно выделявшаяся энергия стали почти вдвое меньше. Именно в это время наблюдается существенное снижение теплотери Земли и замедление ее суточного вращения.

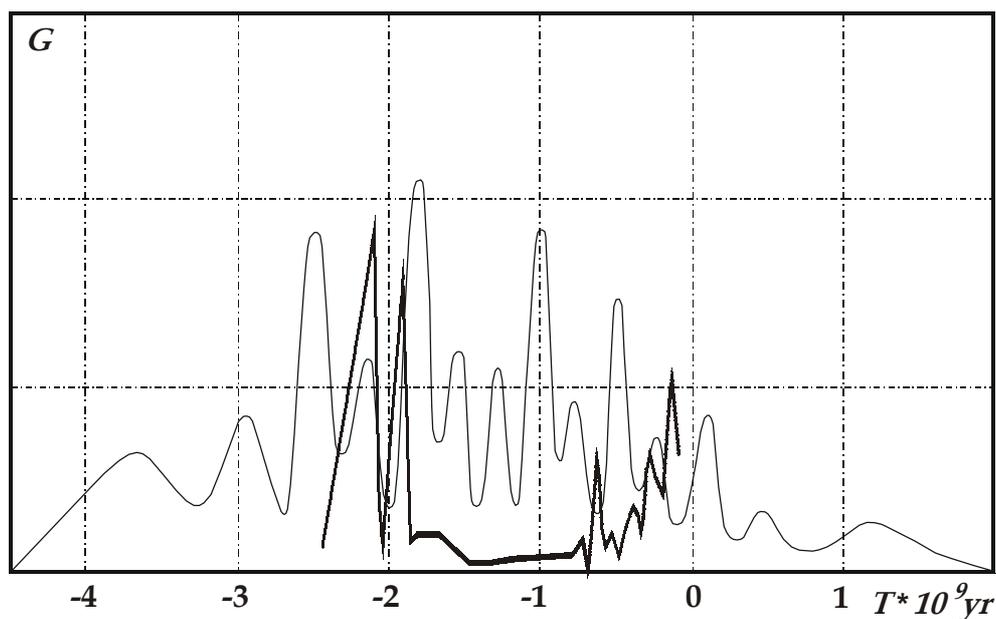


Рис. 4. Периодизация тектонических циклов в геологической истории Земли, построенная с учетом моделей, приведенных на рис. 2 [5]. Утолщенная кривая – периодизация импактных событий.

Периодизация тектонических циклов в истории Земли во многом зависит от течения физико-химических процессов в ее недрах, но, тем не менее, кажется, что мощные импактные события могут наложить свой отпечаток на усиление или ослабление земных процессов. Рис. 4 показывает, что в некоторой степени высказанное предположение реализуется, хотя вероятно, что это лишь визуальное впечатление. Известно, что энергия соударений поглощается Землей полностью, но каким-то образом перераспределяется между геодинамическими процессами и расходуется на усиление, в том числе, тектонической активности.

Но важно то, что вариации по времени числа импактных событий имеют какую-то периодичность, причины которой пока необъяснимы. Некая закономерность уменьшения числа импактных событий и энергоемкости соударений, видимо, свидетельствует о том, что в окрестностях Солнечной системы блуждающих космических объектов становилось меньше и меньше, поскольку часть их уже была ассимилирована «солнечным семейством», а часть просто-напросто выметена солнечным ветром за пределы системы. С другой стороны, можно допустить, что Солнечная система периодически погружается в газопылевые облака (рис. 5), где число крупных обломков достаточно велико и все объекты системы, в силу своих гравитационных возможностей, поглощают проходящие мимо космические объекты в больших количествах. Концентрации

твердых обломков в газопылевых облаках не равномерны и разнятся по своим размерам, поэтому время пребывания Солнечной системы в подобных «сгустках» может различаться на порядки. Поскольку геологических свидетельств импактных событий прошлого не так много, как хотелось бы, обратимся к исторической эволюции Земли и посмотрим, как развивались взаимоотношения планеты с космическими «бродягами» в летописной истории.

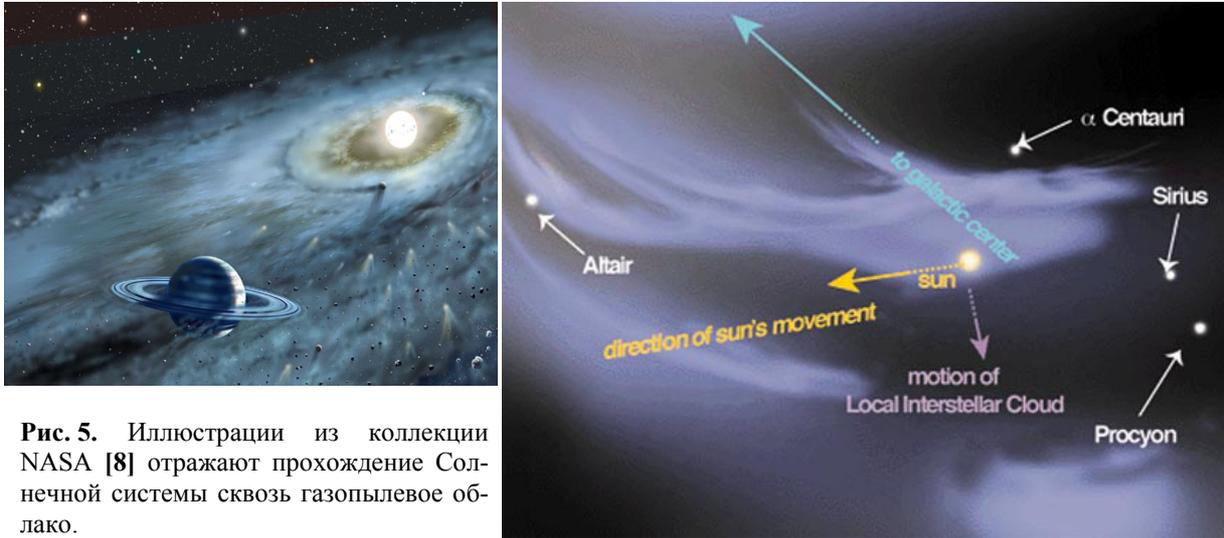


Рис. 5. Иллюстрации из коллекции NASA [8] отражают прохождение Солнечной системы сквозь газопылевое облако.

Посещения Земли или околоземного пространства «космическими странниками» – кометами, болидами, метеоритами – в I – XX вв. Собранная нами база исторических свидетельств о прохождении комет, пролете болидов, падении метеоритов и метеоритных «дождях» насчитывает около 840 сообщений из прошлого, заимствованных из ряда летописных источников европейского и восточно-азиатского происхождения за прошедшие 2000 лет [1, 2, 4, 6-13].

Приведенные в летописных источниках сведения были распределены по трем группам данных. В первой сосредоточены данные о прохождении комет близ Земли, во второй – данные о падениях метеоритов и пролетах болидов и в третьей – об интенсивных метеорных потоках («дождях»). На рис. 6, 7 и 8 приведены изменения по времени числа сообщений, суммированные по десятилетиям.

Какова же связь между кометами, метеоритами и болидами, метеорными потоками? Она была установлена в XIX веке после звездного дождя, вызванного потоком Леонид в 1833 г. Тогда В. Кларк и Д. Олмстед предположили, что он связан с определенной кометой. В начале 1867 г. К. Петерс, Д. Скиапарелли и Т. Оппольцер независимо доказали эту связь, установив схожесть орбит кометы 1866-I (комета Темпл–Татл) и метеорного дождя из созвездия Леонид в 1866 г. Именно такую зависимость дает и кластер-анализ взаимоотношений в упомянутой триаде. На рис. 9 мы отчетливо видим тесное соотношение между кометами и их производными – метеорными потоками, тогда как метеориты и болиды лишь отдаленно связаны с главной совокупностью. Вероятно, часть метеоритов и болидов – это «заблудившиеся странники», «отбившиеся» от метеорных потоков и являющиеся производными комет, а часть – пришельцы откуда-то извне, возможно «гости» из газопылевых облаков.

Анализ графиков на рис. 6, 7, 8 показывает наличие некоторых флуктуаций в частоте появления космических «странников», впрочем ярко выраженных в появлении комет. Одновременно все источники изобилуют сообщениями о появлении комет вплоть до конца XVIII века, а позже отмечаются в основном падения метеоритов, пролеты бо-

лидов и метеорные потоки. Складывается впечатление, что это связано с разрушением и выгоранием комет, которые замещаются в космическом пространстве более мелкими телами и тогда связь между тремя совокупностями небесных тел, являющаяся объектом данного исследования и установленная в XIX веке, приобретает реальные черты. Для иллюстрации этого тезиса построим и проанализируем кумулятивные кривые, отражающие неравномерность появления комет по времени или неравномерность проявления болидной активности, понимая под последней сумму космических объектов, падающих на поверхность Земли или проходящих в непосредственной близости от нее. Результаты анализа приведены на рис. 10 и 11. Для того, чтобы временные вариации, видимые на кумулятивных кривых, выглядели контрастнее, из них был удален линейный тренд.

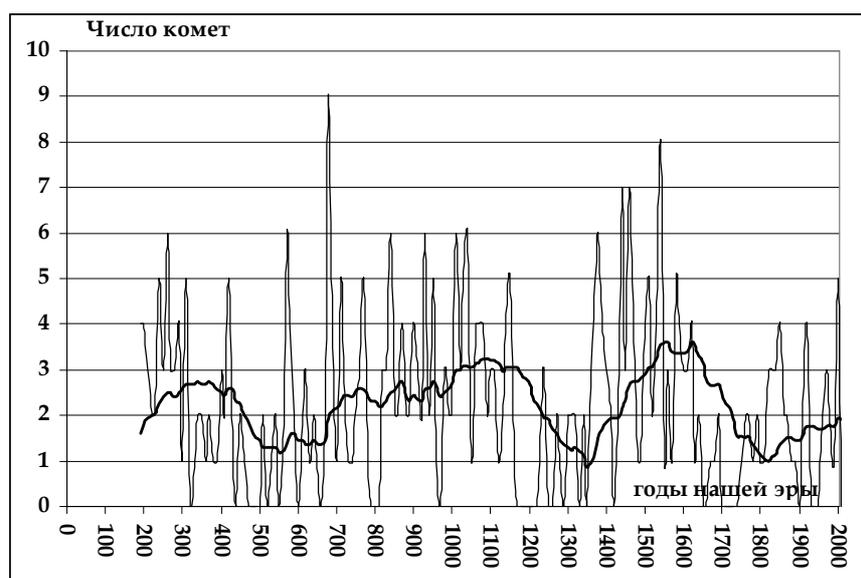


Рис. 6. Вариации по времени числа сообщений о прохождении комет. Утолщенная линия – данные, сглаженные окном 200 лет.

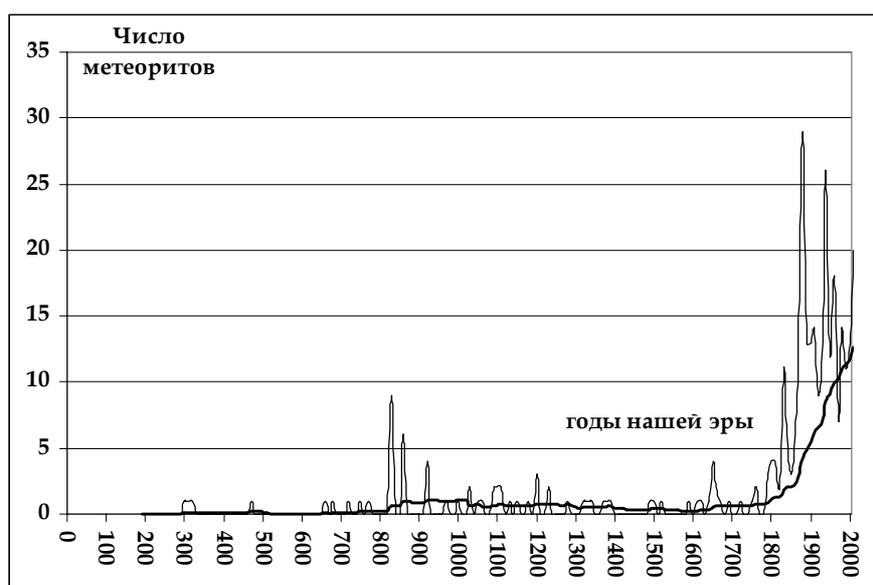


Рис. 7. Вариации по времени числа сообщений о падении метеоритов. Утолщенная линия – данные, сглаженные окном 200 лет.

На рис. 10 мы видим явные флуктуации кометной активности в историческом прошлом Земли. Однако максимумы проявления кометной активности примерно одинаковы на временной шкале. Интервалы лет 0-500, 1000-1250 и 1450-1750 изобилуют сообщениями о появлении на небосклоне комет. В них укладываются известные минимумы солнечной активности Оорта, Вольфа и Маундера. Естественно напрашивается

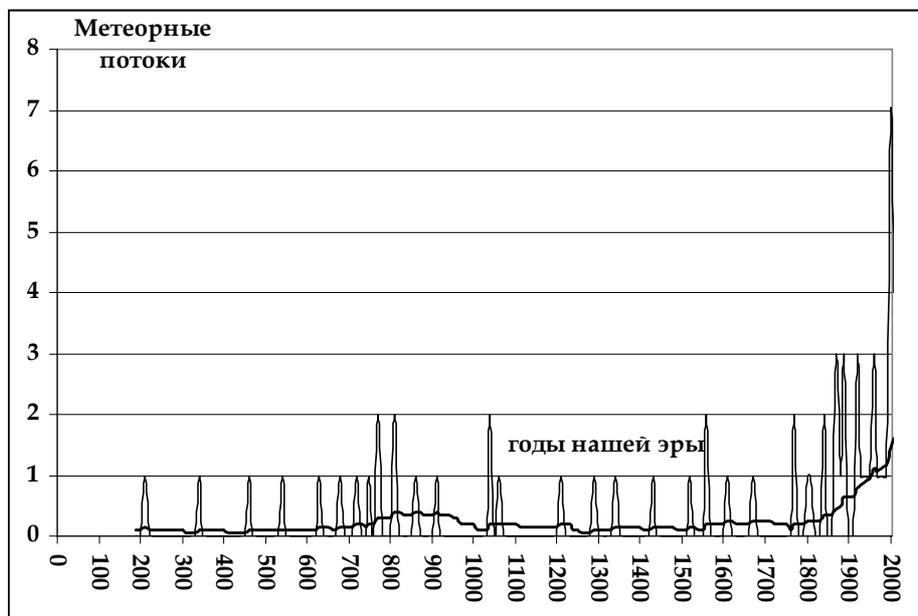


Рис. 8. Вариации по времени числа сообщений о метеорных потоках («дождях»). Утолщенная линия – данные, сглаженные окном 200 лет.

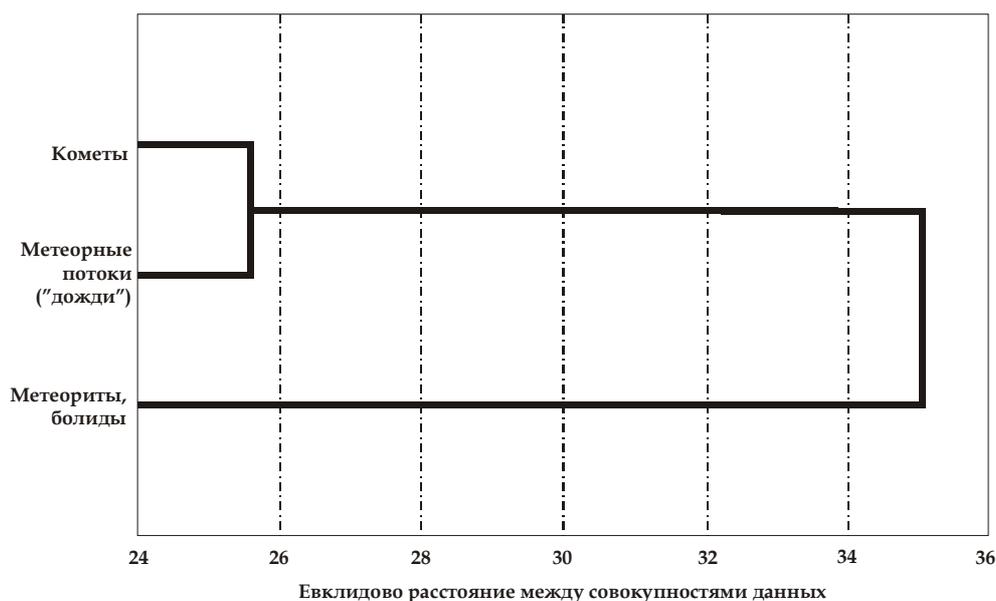


Рис. 9. Кластерная дендрограмма, отражающая соотношения между совокупностями данных о проходе комет, метеоритах и болидах, метеорных потоках.

вывод о том, что кометная активность могла возрастать в эпохи ослабленной интенсивности солнечного ветра, который может препятствовать вторжению в солнечную систему галактического излучения и инородных для системы космических объектов. Однако эта зависимость (рис. 10) не позволяет оценить ход процесса вторжения в солнечную систему условно инородных для нее космических тел, которыми в первом приближении являются кометы, болиды, метеориты и метеорные потоки. С другой стороны, нельзя сбрасывать со счетов возможность вхождения Солнечной системы в области сгущения твердых обломков в газопылевых облаках.

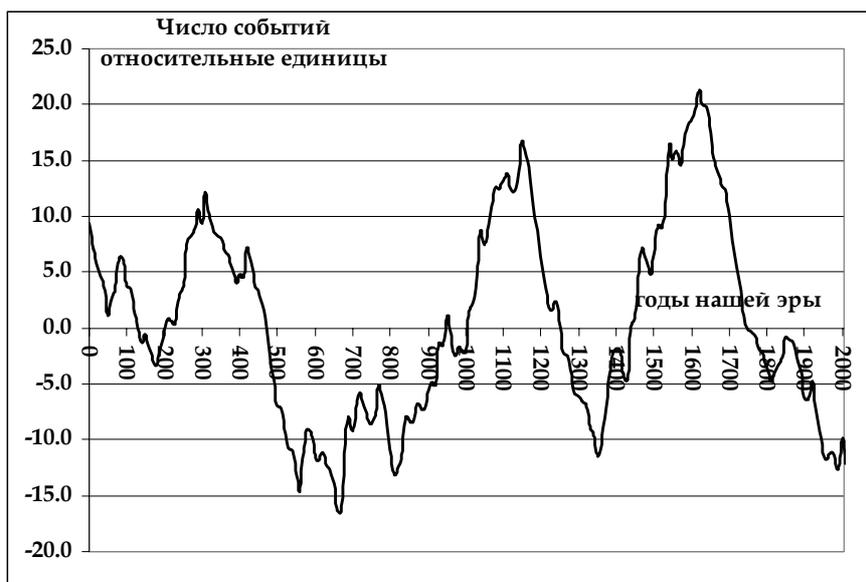


Рис. 10. Периодичность появления комет в околоземном пространстве.

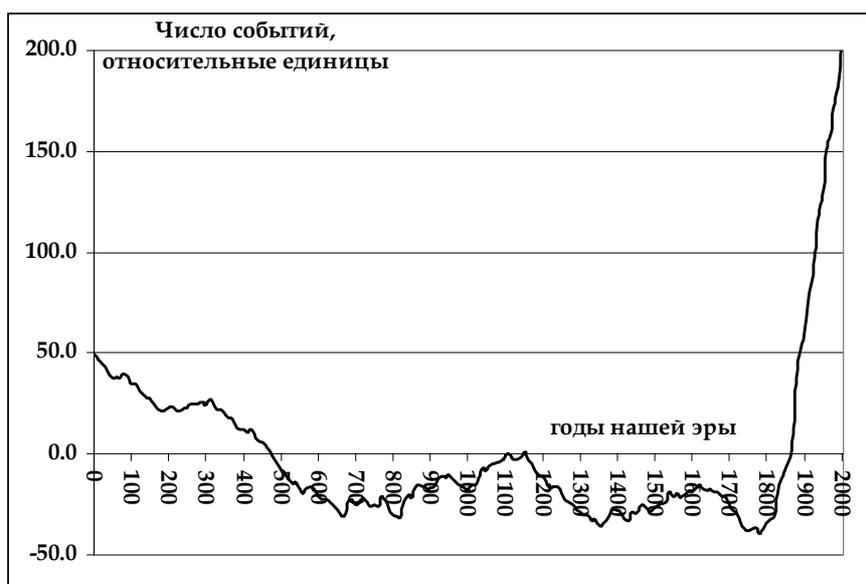


Рис. 11. Периодичность появления космических тел в околоземном пространстве или изменения болидной активности.

Если суммировать по десятилетиям все сообщения о космических «пришельцах» и вновь построить кумулятивную кривую, удалить из нее линейный тренд, то получаем несколько иную картину изменения по времени числа проходивших вблизи Земли или упавших на нее космических тел (рис. 11). Квазипериодичность, отмечавшаяся на рис. 10, сохраняется, но при этом четко просматривается тенденция уменьшения болидной активности из прошлого в настоящее до конца XVIII века и затем роста болидной активности в XIX-XX веках, но за счет, главным образом, падающих метеоритов на фоне уменьшения числа сообщений о прохождении комет. Одним из объяснений этого явления может быть предположение об увеличении числа метеоритов за счет разрушения комет, наблюдавшихся еще в недалеком историческом прошлом. Однако, если такое заключение верно, опасность столкновения с Землей осколков кометных ядер возрастает, поскольку среди этих осколков могут быть и значительные по размерам. Таким образом, в настоящее время внимание к космическим объектам, пересекающим орбиту Земли, должно быть более пристальным, чем раньше.

Заключение. Завершая изложение материала, авторы констатируют, что:

- создана база исторических сведений о прохождении вблизи Земли комет, болидов, падении метеоритов и метеорных потоках за прошедшие 2000 лет;
- выполнен статистический анализ этих материалов, показывающий наличие некой квазипериодичности проявления болидной активности и связи между кометами и метеорными потоками;
- показано, что увеличение болидной активности в XIX-XX веках, вероятно, свидетельствует о нарастании риска столкновения с Землей космических объектов с опасными характерными размерами – осколков ядер недавних комет или «гостей» из газопылевого облака, через которое проходит Солнечная система в настоящее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-97251), интеграционного проекта 6.7.3 (программы РАН+СО РАН 6.7) «Внутриплитная активность, горообразование, осадконакопление и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии», «НОЦ Байкал» и Байкальского филиала ГС СО РАН.

- [1] Е Лун-Ли История государства Киданей (Цидань Го Чжи). – М.: Наука, 1979. – 607 с.
- [2] Ким Бусик Самжук саги. – М.: Восточная литература, 2001. – 384 с.
- [3] Киселев В.М. Особенности суточного вращения Земли: Дис. ... докт. ф.-м. наук. – Красноярск, 1996. – 222 с.
- [4] Морозов Н.А. Из вековых глубин – М.: Крафт+ЛЕАН, 1998. – 636 с.
- [5] Океанология. Геофизика океана. Геодинамика / Отв. ред. О.Г. Сорохтин. – М.: Наука, 1979. – 534 с.
- [6] Святский Д.О. Очерки истории астрономии в Древней Руси // Историко-астрономические исследования. – М.: Физматгиз, 1961-1966. – Вып. VII-IX.

ИНТЕРНЕТ-ресурсы WWW

- [7] <http://alex.mfd.ru/meteorits/met1.htm>
- [8] <http://antwpr.gsfc.nasa.gov/apod/astropix.html>
- [9] <http://space.dtn.ru/planets/meteorits5.phtml>
- [10] <http://ufo.metrocom.ru/book3/hanco3/tunguska.htm>
- [11] <http://www.astro.spbu.ru/homepages/viva/Book/Comets/comets.html>
- [12] <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/images.html>
- [13] <http://www.websib.ru/noos/metod/astronom/System/Meteor.htm>

ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Ю.А. Зорин, Е.В. Скляр, В.Г. Беличенко, А.М. Мазукабзов

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

Значительная роль рифейских, венд-раннепалеозойских и среднепалеозойских островодужных формаций в строении восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса признается как теми исследователями, которые считают, что длительному формированию коллажа различных по своей геодинамической природе террейнов здесь предшествовало раскрытие Палеоазиатского океана [1-3], так и авторами концепции Алтаид, которые не предполагают такого раскрытия [4]. Однако в этих работах мало внимания уделяется формациям задуговых (окраинных) морей, а предлагаемые палеогеодинамические реконструкции иногда не находят аналогов в современной (мезозойско-кайнозойской) тектонике плит. В настоящем сообщении на основе рассмотрения современных данных о механизме образования островных дуг и окраинных морей предлагается более строгий актуалистический подход к палеогеодинамическим реконструкциям, что ведет к изменению (либо к уточнению) представлений о геодинамике восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и о проблеме Палеоазиатского океана.

Основной причиной образования островных дуг и задуговых (окраинных) морей считается откат (rollback) желоба в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию участков толстого и холодного океанического слэба, обладающего отрицательной плавучестью [5]. Построение численных термомеханических моделей процесса субдукции показывает, что скорость отката желоба в сторону океана увеличивается при стагнации океанического слэба в переходной зоне мантии [6]. Толстый и относительно холодный слэб погружается в мантию с большой скоростью, и его внутренние части не успевают разогреваться до температуры, необходимой для перехода оливина в его шпинелеподобные фазы. Из-за того, что плотность оливина в метастабильном состоянии меньше плотности этих фаз, нижняя часть слэба теряет отрицательную плавучесть, изгибается и приобретает горизонтальное положение (стагнирует) в переходной зоне. Наклонная часть слэба сохраняет отрицательную плавучесть и продолжает погружаться в мантию, встречая сопротивление его стагнированной части, в результате чего скорость отката желоба в сторону океана увеличивается [6]. Для того чтобы охарактеризованные выше процессы имели место, необходимо, чтобы океанический слэб был достаточно толстым и холодным, то есть достаточно древним. Именно поэтому современные островные дуги развиты только на западном краю Тихого океана, где океаническая литосфера у места входа в зону субдукции имеет раннемеловой и юрский возраст, а на восточном краю того же океана, где возраст слэба более молодой, островные дуги отсутствуют (см. [7, 8]).

Отрицательная плавучесть древних частей океанических слэбов, очевидно, не является единственным фактором, определяющим динамику литосферных плит. Значительную роль играют также силы, обусловленные структурой срединно-океанических хребтов и конвекцией в астеносфере, удлиненные ячейки которой индуцируются охлаждающим влиянием субдуцирующих слэбов [9]). Эти силы порождают сжатие в окрестностях зоны субдукции и противодействуют растяжению литосферы над нею.

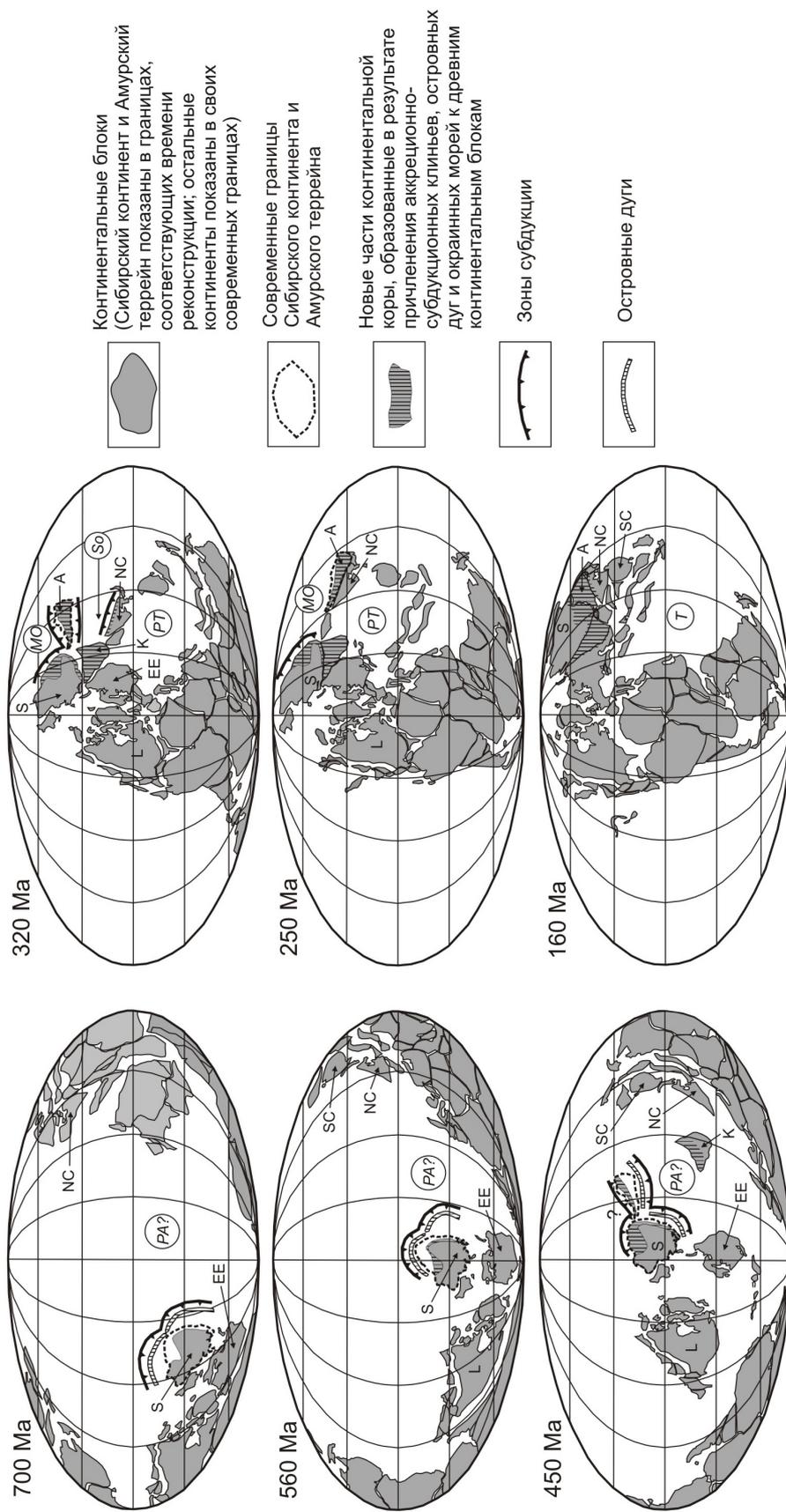
Мы полагаем, что при стагнации океанического слэба нарушается динамическое равновесие, в результате чего и происходит откат желоба в сторону океана. Континентальная магматическая дуга превращается в островную дугу, в тылу которой в резуль-

тате растяжения и рассеянного спрединга формируется новая океаническая кора окраинного моря. В настоящее время этот процесс, по-видимому, протекает в районах островных дуг Японии и Тонга, где отмечается стагнация субдуцирующего слэба [10]. Если горизонтальная часть стагнированного слэба испытывает сильное сопротивление своему движению, то массовая сила, действующая на его наклонную часть, может привести к тому, что эти части оторвутся одна от другой и слэб начнет погружаться в мантию без стагнации. При этом растяжение в окраинном море сменяется сжатием и море начинает закрываться. Последний процесс в настоящее время, видимо, имеет место в районе Бонинской и Марианской дуг, где не отмечается стагнации океанического слэба [10], а окраинное Филиппинское море уже начало закрываться, о чем можно судить по тому, что его литосфера субдуцирует под Азиатский континент [7]. В подобных случаях должна субдуцировать, по-видимому, главным образом мантийная часть литосферы, которая отслаивается от коры окраинного моря. Океаническая кора окраинного моря совместно с мощными толщами осадков должна сложно деформироваться с образованием складок и крупных надвигов, в аллохтонах которых могут экспонироваться супрасубдукционные офиолиты. Отметим, кстати, что именно такие офиолиты характерны для байкалид и палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса [11]. Эти офиолиты, естественно, не маркируют границы каких-либо террейнов, а просто отражают частные деформации коры окраинных морей.

Процессы формирования островных дуг, открытия и закрытия окраинных морей могут неоднократно повторяться [1, 2], но для этого необходимо (см. выше), чтобы возраст субдуцирующего слэба оставался достаточно древним, то есть чтобы океан, на краю которого образуются островные дуги, был весьма широк. Поэтому нужно полагать, что в рифее (по крайней мере, начиная с 1050 млн лет [11]) и в венде-раннем палеозое, когда вблизи южной (в современной системе координат) границы Сибирского континента существовали островные дуги [1, 2, 11], эта граница была обращена в сторону обширного океана. Этому условию наиболее полно удовлетворяют реконструкции положения крупных континентальных блоков, предложенные К. Скотизом [12], которые мы и использовали для реконструкции палеогеодинамических обстановок на ключевых этапах развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рисунки).

На этих реконструкциях современная южная сторона Сибири во время существования суперконтинента Родиния (740–600 млн лет) была обращена на север в сторону Панталассы. Сибирский и Восточно-Европейский кратоны соприкасались своими северными (в современной системе координат) границами (рисунок, реконструкция для 700 Ма). Палеоазиатский океан (если так называть океаническое пространство между Сибирским и Северо-Китайским кратонами) представлял собой широкий залив Панталассы. Распад Родинии и образование Лавразии и Гондваны привели к изменению его конфигурации. Он сужался со временем и более или менее обособился от Панталассы только в ордовике (ср. реконструкции для 700 Ма, 560 Ма и 450 Ма на рисунке).

Главенствующая роль островодужных геодинамических обстановок на рифейском, венд-раннепалеозойском этапах геологической истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса заставляет нас пересмотреть формационную принадлежность осадочных образований, развитых в непосредственном обрамлении Сибирского кратона. Эти отложения традиционно относились к пассивным континентальным окраинам, образовавшимся в результате рифтогенеза [1-3]. Однако, судя по современным геодинамическим обстановкам [7], сосуществование островных дуг со сближенными с ними пространственно пассивными континентальными окраинами Атлантического типа является нереальным. Мы полагаем, что формации шельфа, непосредственно прилегающие к платформе, и сменяющие их по мере удаления от платформы формации



Палеогеодинамические реконструкции для основных этапов развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. Положения крупных континентальных блоков дано по К. Скотлизу [12]. Показаны только островные дуги и зоны субдукции, относящиеся к развитию восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Континентальные блоки: S – Сибирь, L – Лаврентия, EE – Восточная Европа, A – Амурия, NC – Северный Китай, K – Южный Китай, MO – Казахстан. Океаны (в кружках): PA – Палеоазиатский, So – Солонкерский, MO – Монголо-Охотский, PT – Палеотетис, T – Тетис.

глубокого моря следует относить к окраинным морям. В Байкало-Патомской зоне, геологический разрез которой считается чуть ли не классическим примером рифейской пассивной окраины [2], при перемещении к югу мощность отложений увеличивается, роль карбонатных пород уменьшается, а на крайнем юге, в пределах Бодайбинского прогиба, появляются черные сланцы, свидетельствующие о значительных глубинах моря, и граувакки, которые могут свидетельствовать о размыве недалеко расположенной вулканической дуги. В литологическом отношении отложения пассивной окраины континента и приконтинентальной части окраинного моря должны быть крайне сходными. Однако окраинное море является элементом активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа, и его приконтинентальную часть не следует относить к пассивной окраине. Рифтогенез же должен сопровождать как открытие большого океанического бассейна, так и формирование более скромного по размерам окраинного моря.

Мы полагаем, что аномальная полярность рифейской и венд-раннепалеозойской зон субдукции (их падение в сторону океана), которая определена по вергентности структур и по латеральной изменчивости формаций в районах, расположенных южнее Байкало-Патомской зоны [2, 13], относится не к первоначальным островным дугам, а к вторичным зонам субдукции, которые образовались при закрытии окраинных бассейнов.

Блоки древних (дорифейских) пород в областях байкалид и ранних каледонид обычно считаются микроконтинентами, которые коллидировали с островными дугами [2, 3]. Здесь имеются такие блоки, как Муйская и Гарганская глыбы. Однако размеры этих блоков составляют всего несколько десятков километров, и они, скорее всего, являются ядрами отдельных островов энсиалических островных дуг [13]. По простиранию такие дуги могут переходить в энсиматические подобно тому, как современная энсиалическая Японская дуга переходит по простиранию единой системы субдукции в энсиматические Идзу-Бонинскую, а затем в Марианскую островные дуги. Различие между этими двумя разновидностями островных дуг заключается в том, что при откачивании желоба в сторону океана в одном случае в этот процесс вовлекаются блоки, отторгнутые от континента, а в другом случае такого отторжения не происходит.

В позднем палеозое–раннем мезозое при формировании Пангеи конфигурация Панталассы значительно изменилась (рисунок, реконструкция для 320 Ма). Образовались Солонкерский и Монголо-Охотский заливы Панталассы (прообраза Тихого океана), которые в геологической литературе обычно именуются океанами [1, 2, 13] (рисунок, реконструкция для 320 Ма). Размеры этих океанических пространств были невелики, и, если в их пределах существовали океанические рифты, то под смежные континенты должна была субдуцировать относительно молодая кора, что, как это было показано выше, не способствует образованию островных дуг. Поэтому длительный период господства островодужных обстановок сменился в позднем палеозое периодом активных континентальных окраин андийского типа. На границе перми и триаса произошло закрытие Солонкерского океана [2], а на границе средней и поздней юры закрылся Монголо-Охотский океан [13], чем и завершилось формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (рисунок, реконструкции для 250 и 160).

Таким образом, более строгая актуалистическая привязка геологических событий, приведших к образованию Центрально-Азиатского складчатого пояса, к современным геодинамическим обстановкам в совокупности с использованием новых представлений о механизме образования островных дуг и окраинных морей позволяет сделать следующие выводы.

1. Перемещения крупных континентальных блоков, которые привели к распаду Родинии с образованием Лавразии и Гондваны и к последующему формированию Пан-

геи, меняли очертания Панталассы (прообраза Тихого океана), в результате чего формировались ее крупные заливы, к числу которых относятся и Палеоазиатский океан и более поздние Солонкерский и Монголо-Охотский океаны. Вопрос об открытии Палеоазиатского океана как о событии, непосредственно предшествующем развитию Центрально-Азиатского складчатого пояса, является дискуссионным.

2. Островодужные геодинамические обстановки были характерны для южного (в современной системе координат) обрамления Сибирского континента в рифее, в вендеранном палеозое и в среднем палеозое, когда океанические пространства здесь были достаточно широкими и субдуцирующая литосфера имела относительно древний возраст.

3. Стратифицированные образования рифея и венда-нижнего палеозоя в ближайшем обрамлении Сибирского кратона следует относить не к пассивным континентальным окраинам, а к приконтинентальным частям окраинных морей.

4. Супрасубдукционные офиолиты не маркируют границы каких-либо террейнов, а соответствуют частным деформациям (надвигам) океанической коры окраинных морей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64117 и № 05-05-64761.

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 327 с. – Кн. 2. – 334 с.
- [2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [3] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [4] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.
- [5] Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted ocean lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. – 1978. – V. 41. – P. 330–340.
- [6] Tetzlaff M., Schmeling H. The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2000. – V. 120. – P. 29–38.
- [7] Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry Geophysics Geosystems (An electronic journal of the Earth sciences). – 2003. – V. 4, № 3. – P. 1027 <<http://element.ess.ucla.edu>>.
- [8] Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrons of the world's ocean floor // Journal of Geophysical Research. – 1997. – V. 102. – P. 3211–3214.
- [9] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Наука, филиал «Гео», 2001. – 407 с.
- [10] Gorbатов A., Kennett B.L.N. Joint bulk-sound and shear tomography for Western Pacific subduction zones // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – V. 210. – P. 527–543.
- [11] Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – V. 199, № 3-4. – P. 311–325.
- [12] Scotese C.R. Quicktime Computer Animations // PALEOMAP Project. University of Texas at Arlington. – 1998. <www.scotese.com>.
- [13] 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. – V. 37. – P. 154–175.

РАННЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ УРЭГНУРСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ – ИНДИКАТОР ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМА

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

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

** Улан-Батор, Институт геологии и минерального сырья АН Монголии

Фанерозойские вулканические пикритовые ассоциации редки (Южный Урал, Норильский район, Центральная Камчатка). В то же время показано, что пикриты и их производные характерны для крупных изверженных провинций (Large igneous provinces), связанных с плюмовым магматизмом [1].

В Центрально-Азиатском складчатом поясе пикритовая раннепалеозойская вулканоплутоническая ассоциация впервые описана Н.А. Берзиным в районе озера Урэг-Нур (Западная Монголия) [2]. Лавы пикритов и их гиалокластиты располагаются среди слабо метаморфизованных флишоидных отложений и дислоцированных зеленых сланцев. Эти же толщи прорываются многочисленными дайками пикритов, пироксенофировых и оливин-пироксенофировых долеритов, а также дифференцированными ультрамафит-мафитовыми интрузивами, сложенными дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, амфиболовыми клинопироксенитами и горнблендитами. По петрографическому набору пород и их минералогическому и химическому составу Урэг-нурская пикрит-базальтовая ассоциация отличается от пикродолеритов, широко распространенных в хребте Цаган-Шибету, а также от аналогичных массивов Монгольского Алтая, хребта Хан-Хухэй и Барун-Хурайской котловины и сопоставима с пикритовой вулканоплутонической ассоциацией Центральной Камчатки.

Лавовые пикриты слагают основание разреза и представлены гиалокластитами, вулканическими бомбами, а также отдельными потоками, в которых устанавливается гравитационная дифференциация с отсадкой вкрапленников оливина. В верхних частях разреза преобладают потоки оливин-пироксенофировых и пироксенофировых базальтов. Для даек пикритов и порфирированных долеритов наблюдается дифференциация течения, когда ранние вкрапленники оливина и пироксена концентрируются в центральных частях. Для недифференцированных потоков и закалочных частей даек содержание MgO составляет 21-24 %, тогда как в разностях, обогащенных оливином, достигает 40 %. По петрохимическим особенностям пикриты, долериты и базальты образуют единую ассоциацию, возникающую при дифференциации пикритов в глубинных промежуточных камерах. Оценки давления по клинопироксенам из вкрапленников в долеритах и базальтах с использованием пироксенового геобарометра свидетельствуют, что кристаллизация пироксена происходила при давлении не выше 2,5 кбар. Для сравнения, кристаллизация ликвидусного клинопироксена в Мажалыкском массиве отвечает давлению 3,5-4 кбар, а для промежуточных камер габбро-монцодиоритовой ассоциации Западного Сангилена достигает 10-12 кбар [3].

Геохимические данные также свидетельствуют о правомерности выделения единой вулканоплутонической ассоциации (рис. 1). Так, для пикритов, долеритов и базальтов получены однотипные спектры РЗЭ. Характерно слабое обогащение легкими РЗЭ, при практически плоском распределении тяжелых (рис. 1, А). La/Yb отношение для пикритов – 1,3–2,8, а для пироксенофирового долерита – 4,1. Пикриты, обогащенные оливином, обладают пониженными содержаниями некогерентных элементов, а пирок-

сенофиновые долериты и базальты – повышенными, что согласуется с моделью дифференциации пикритового расплава. На спайдер-диаграммах для всех пород характерны резкие минимумы по Nb, Ta, Zr и Hf и обогащенность Sr, Th, Rb и особенно U. Такие геохимические особенности характерны для магм, выплавляющихся из деплетированной надсубдукционной мантии. В то же время для пикритов района озера Урэг-Нур характерна повышенная калиевоность, что петрографически выражается в присутствии в породе биотита, и более высокие содержания некогерентных элементов для магм, генерирующихся при высоких степенях плавления мантийного субстрата. Мы склонны считать, что, как и в Западном Сангилене, в этом районе происходит взаимодействие плюма и надсубдукционной литосферной мантии.

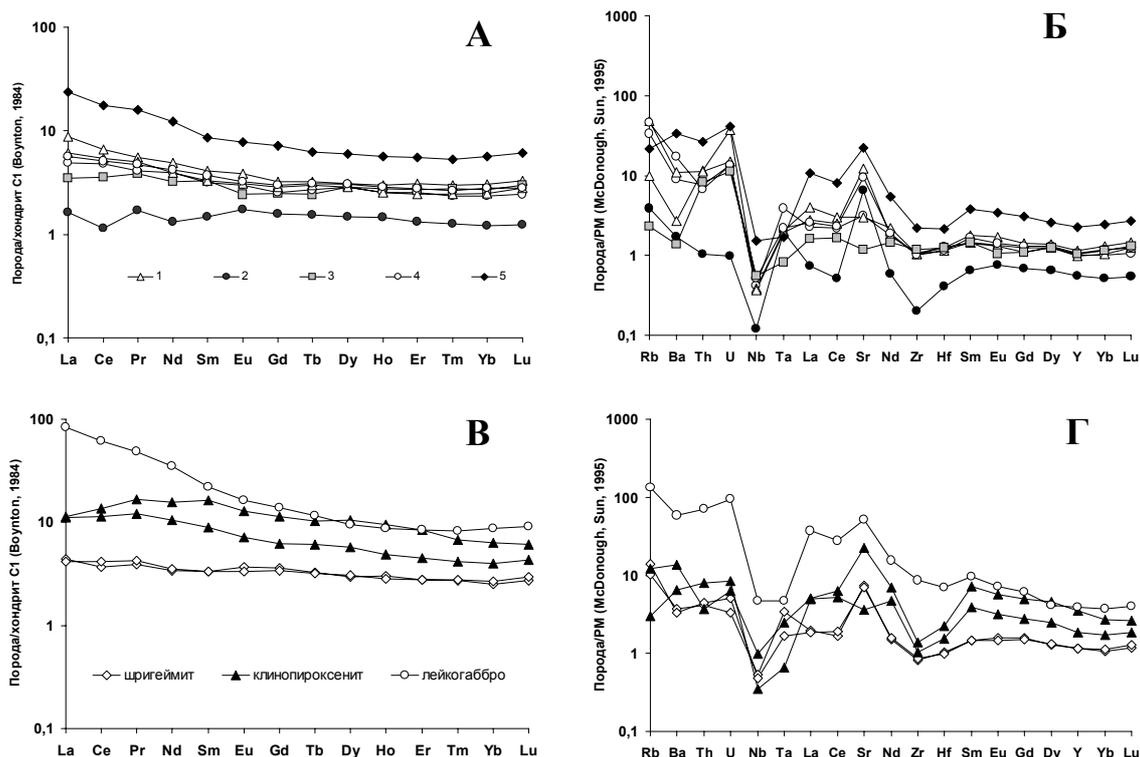


Рис. 1. Распределение РЗЭ и спайдер-диаграммы для пород Урэгнурской вулканоплутонической ассоциации. А, Б – 1-3 – Харгийтгольский покров по Н.А. Берзину: 1 – лавы пикритов, 2 – субвулканические пикриты, 3 – центр дайки; 4-5 – Нарайнсалинский покров: 4 – субвулканические пикриты (г. Буду), 5 – пироксенофиновый долерит. В, Г – небольшой дифференцированный ультрамафит-мафитовый интрузив.

Сходные геохимические характеристики имеют и дифференцированные перидотит-пироксенит-габбровые тела. Для шригеймитов распределение РЗЭ сходно с пикритами, кумулятивно обогащенными оливином. Характерны пониженные содержания РЗЭ со слабым обогащением легких ($La/Yb = 1.5-1.7$). Для пироксенитов отмечаются более высокие содержания РЗЭ, при этом максимум наблюдается для Nd и Sm, что связано с фракционированием клинопироксена. Наиболее резкое обогащение легкими РЗЭ характерно для лейкогаббро ($La/Yb = 9.4$). На спайдер-диаграмме фиксируются те же геохимические особенности, которые характерны и для вулканических пород (рис. 1, Б, Г). Таким образом, петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о правомерности выделения единой вулканоплутонической ассоциации, возникающей в результате фракционирования пикритов в промежуточных камерах.

В связи с неопределенностью возраста нами выполнены Ar-Ar исследования биотитов из пород рассматриваемой ассоциации. Проба 203б/03 отобрана из типовой дайки пикрита к юго-востоку от г. Буду на южном берегу оз. Урэг-Нур, а проба 203а/03 – из прорывающего этот пикрит небольшого тела диоритов. Диориты, судя по геологическим наблюдениям, являются наиболее молодыми магматическими образованиями в рассматриваемом регионе.

Для монофракции биотита из пикритовой дайки получено хорошее плато, соответствующее возрасту закрытия изотопной системы на $512,4 \pm 6,1$ млн лет, что соответствует нижнему–среднему кембрию. Такой же возраст получен и для биотита из диорита ($513,9 \pm 6,2$ млн лет) (рис. 2).

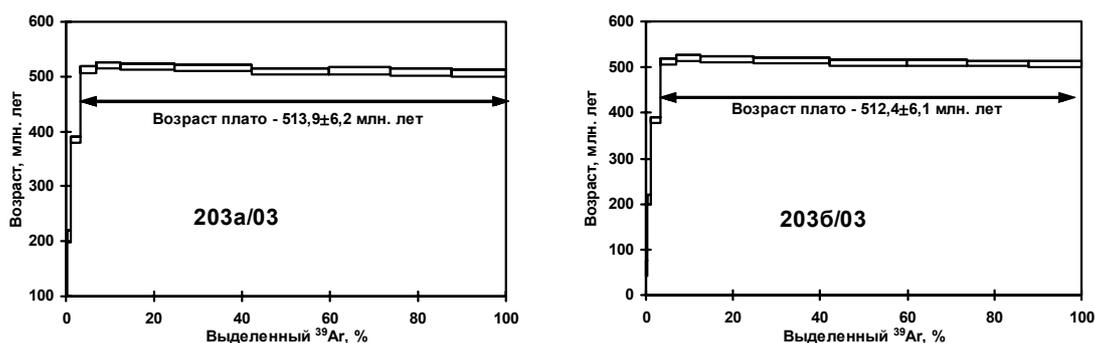


Рис. 2. Результаты ^{39}Ar - ^{40}Ar датирования биотитов из пород Урэгнурской пикрит-базальтовой ассоциации.

Таким образом, полученные нами данные позволяют относить время формирования пикритовой вулканоплутонической ассоциации к границе нижнего и верхнего кембрия. Необходимо отметить, что именно этому временному интервалу отвечают специфические обогащенные диопсидом базальты усть-семиинской свиты в Чеповской зоне Горного Алтая и здесь же отмечаются небольшие тела пикритов и пироксенитов, сходных по составу с урэгнурским ареалом [4]. В то же время в Урэгнурском районе пикритовый магматизм, фиксирующий сильный разогрев мантии, проявился на 20 млн лет раньше, чем пикритовый магматизм в Юго-Восточной Туве (Мажалыкский массив – 484 млн лет, Баянкольский массив – 490 млн лет).

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН 7.10.2, 6.16, РФФИ – 04-05-64439 и НШ – 4933.2006.5.

- [1] Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *Journal of Geodynamics*. – 2002. – V. 34, № 2. – P. 265–307.
- [2] Berzin N.A. Fragment of early Hercynian rift structure with ultrabasic volcanism in Caledonides of the North-Western Mongolia. Report № 2 of the IJCP Project 283, 1991. – P. 9–15.
- [3] Egorova E.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Mineralogy and Petrology* (in press).
- [4] Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев 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.

АРХИТЕКТУРА СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР АЛТАЯ

В.С. Имаев, Л.П. Имаева, О.П. Смекалин

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

Изучение сеймотектонических особенностей территории Алтайского края позволило определить высокий уровень ее сейсмической опасности в пределах горных областей и резкое снижение в направлении к северу, в предгорной и равнинной частях [2, 4, 5, 15, 16, 17].

В структурно-тектоническом отношении территория Алтая представляет собой часть единой Алтае-Саянской новейшей орогенной области, расположенной вдоль южной границы Сибирской платформы, и включает в себя горные массивы Русского и Монгольского Алтая, достигающие максимальных величин поднятий в 4,0–4,5 км. Активные разрывные структуры геоблока образуют ортогональную в плане разрывную структуру, развивающуюся в виде системы сближенных субпараллельных правых сдвигов субдолготного (северо-западного) простирания, развитых вдоль горных сооружений в Монгольском Алтае и веерообразно раскрывающихся к западу и северу на территории Русского Алтая в виде взбросов, надвигов и сдвигов. Составленная схема активных разрывов и зон вероятных очагов землетрясений ВОЗ наглядно демонстрирует кинематические особенности развития разрывных парагенезисов территории и определяет их потенциальную сейсмичность (рисунок).

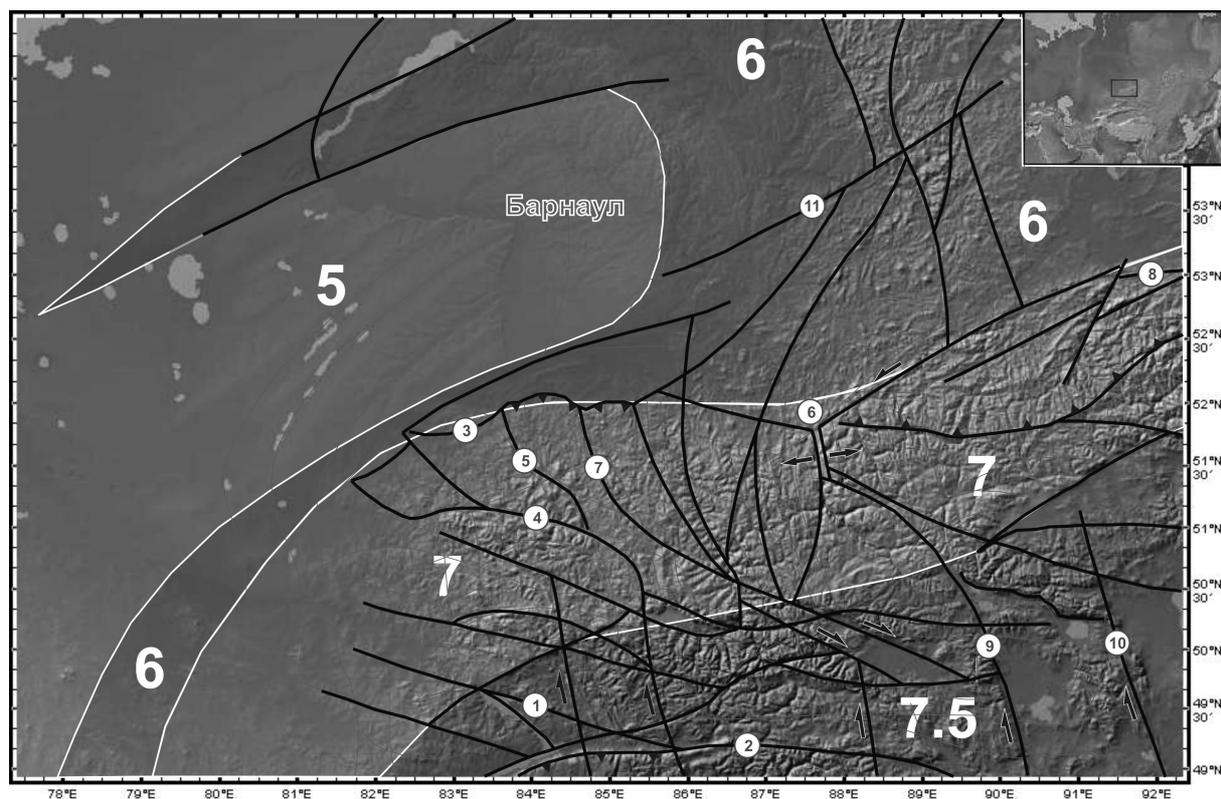


Схема активных сейсмогенерирующих разломов Алтайского региона и вероятных зон землетрясений. Большие цифры – предельно возможная магнитуда землетрясений, цифры в кружках – названия активных разломов: 1 – Бухтарминский, 2 – Чингис-Нарымский, 3 – главный фас Алтая, 4 – Чарышско-Теректинский разлом, 5 – Борщелакский, 6 – грабены Телецкого озера, 7 – Алтайский, 8 – Западно-Саянский, 9 – Кобдинский, 10 – Шапшальский, 11 – Чумышский. Кинематика разломов показана стрелками.

В основу её построения положены материалы дешифрирования пакета новых цифровых карт рельефа, а также космические снимки мелкого и среднего масштаба (м-б 1:1000000, 1:200000). Совместный анализ выявляемых на снимках и топоматериалах прямолинейных отрезков рельефа, аппроксимируемых нами как плоскости активных сейсмогенерирующих разломов, а также плановое распределение и приуроченность к ним землетрясений указывают на их закономерное совмещение в пространстве. При составлении схемы были также использованы материалы по разрывным структурам с определенными геологическими свидетельствами смещений по конкретным разрывам, приводимые другими исследователями [1, 7-11, 15]. Среди позднекайнозойских разрывных нарушений преобладают сдвиги и взбросо-сдвиги, развитые в основном вдоль структур северо-западного и субдолготного простирания, свидетельствующие об обстановке сжатия, при этом явно подчиненную роль играют локальные сбросы и раздвиги.

Детальные исследования динамики процессов выделения сейсмической энергии в виде эпицентров землетрясений разных энергетических классов ($K =$ от 9 до 17), зафиксированных в разные годы на территории Алтайского края сейсмическими станциями геофизической службы Российской академии наук (Алтае-Саянской опытно-методической сейсмологической партией), показывают главные закономерности в распределении сейсмичности [3, 17]. Следует обратить внимание на уменьшение количества и, главное, интенсивности произошедших здесь сейсмических событий по направлению к северу от главных горных сооружений Алтая – к предгорной и равнинной частям территории. В проанализированных картах-срезах за определенные промежутки времени регистрации (5-10 лет) отчетливо устанавливается, что основная масса сейсмической энергии, реализуемой в виде отдельных эпицентров землетрясений, пространственно тяготеет к горным сооружениям, развитым на территории Русского и Монгольского Алтая, объединяясь в сейсмические полосы субдолготного направления, генетически связанные с формированием активных разломов такого же простирания [1, 7, 8, 10-15].

На равнинной части Алтайского края структурным каркасом сеймотектонической ситуации служат разрывы субширотной ориентации. Многие из них не имеют прямой корреляционной связи с регистрируемой здесь сейсмичностью, которая резко затухает и прослеживается только в виде отдельных разрозненных пятен-эпицентров низких энергетических уровней. Большинство зарегистрированных местных землетрясений соответствуют энергетическому классу $K = 9-10$ и лишь в некоторых случаях – район Камня-на-Оби – в предсалаирских структурах достигают $K=12-13$ или магнитуд $M = 5.0-5.5$ [12]. Обращает на себя внимание то, что места возникновения сильных сейсмических событий тяготеют к областям пересечения субдолготных и запад-северо-западных (субширотных) разломов, которые рассекают всю область Горного и Рудного Алтая и служат главными структурообразующими элементами. Разломы прослеживаются и за пределы области исследования далеко на юг, в пределы Монгольского Алтая (правые субдолготные сдвиги), и на север, в район осевой зоны Салаира, где главные из них рассекают и смещают его центральную часть. В западной части территории, наоборот, преобладают разломы запад-северо-западной ориентации, часть из которых прослеживается западнее Зайсанского водохранилища в виде рваных, остроугольных входящих форм рельефа. Другая часть, прослеживаемая в пределах всего Горного Алтая, замыкается в плоскости главного фаса Алтая и не прослеживается за его пределами (Чарышско-Теректинский разлом). Разломы этого простирания являются также правосторонними сдвигами и во многих случаях морфологически выглядят значительно более активными в сравнении с долготными плоскостями.

В восточной части исследуемой площади, к северу от сооружений Горного Алтая, отчетливо дешифрируются разломы восток-северо-восточного простирания, которые

несут на себе следы левосторонних смещений. Их распространение к западу ограничивается Телецкой зоной разломов. Эти левые сдвиги ограничивают отдельные горные сооружения и систему впадин, прослеживаемую к северу от провинции Долины озер в Монголии, указывая на определенное влияние Саянских (Байкальских) субширотных разломов, проникающих сюда из Юго-Западного Прибайкалья.

Резкое падение уровня сейсмической опасности равнинной части Алтайского края связано с уменьшением тектонической активности к северу от гор и формированием значительно меньшего количества активных разломов в ее пределах. Можно предположить, что проявления землетрясений с магнитудой 5.0–5.5, которые известны для платформенных участков территории [3], пространственно связаны с формированием отдельных активных разрывов, образующих закономерные парагенезисы продолжающихся на равнинной части сеймотектонических структур. Так, перемещения отдельных блоков земной коры с юга на север приводят к проникновению наиболее крупных субдолготных правых сдвигов уже в пределы Салаира. Общее перемещение вещества и движение отдельных блоков испытывают при этом расщепление на две магистральные ветви – восточную, плавно загибающуюся в пределы Салаира, и западную, которая прослеживается в центральной части Горного Алтая в виде отдельных пластин с правобокowym типом смещения.

Закономерно подстраивающие друг друга отдельные ветви Чарышско-Теректинской зоны разломов в своих фронтальных частях отчетливо несут признаки кулисообразно расположенных правых сдвигов с развитием взбросов и надвигов, совпадающих с положением главного фаса Алтая. Именно они контролируют отдельные землетрясения, которые происходят здесь. Компактное облако землетрясений в районе Камня-на-Оби, по-видимому, связано с подвижками по отдельному разлому субширотного простираения, обусловленными движением к востоку, что подчеркивается формированием системы локальных надвигов и взбросов, образующих со сдвигами разломные узлы. Возможно, что этот всплеск сейсмической активности, фиксирующийся на севере, генетически предопределён глобальной субширотной сдвиговой зоной, прослеживаемой вдоль всего южного ограничения Сибирской платформы от побережья Охотского моря до оз. Байкал. Он, по-видимому, является отзвуком транзита напряжений Тихоокеанской литосферной плиты, а не процессов Индо-Азиатской коллизии, с которыми увязывается основная масса Алтайских сейсмических катастроф [6, 8].

Мы использовали весь полученный материал для проведения анализа возможной оценки сейсмической опасности территории Алтайского региона и попытались предложить вариант карты зон вероятных очагов землетрясений в масштабе 1:2500000 (рисунки), отдавая себе отчет в том, что эта карта, безусловно, может рассматриваться лишь как предварительная оценка сейсмической опасности.

Схема зон вероятных очагов землетрясений ВОЗ отражает особенности современной геодинамики этой территории и демонстрирует снижение уровня продуцируемых землетрясений в северном направлении от субдолготных правых сдвигов (Кобдинского, Шапшальского, Цаган-Инийского, Фуюньского), способных вызвать землетрясения с магнитудой более 7.5, к зоне Чарышско-Теректинских разломов, формирующих главный фас Алтая ($M = 7,0$). Центральная часть равнинной территории оценивается нами как область вероятных землетрясений с магнитудой 5.5 и менее. Исключение составляет район Камня-на-Оби, где предельная магнитуда может составлять 6.0.

Сравнение полученных нами материалов с Картой общего сейсмического районирования – ОСР-97 м-ба 1: 2500000 [5], а также большая аутентичность материалов структурного анализа зон активных разломов [10] показывают на большую степень схожести карт между собой, что может служить подтверждением корректности полученных и уточненных материалов.

Работы выполнены при поддержке грантами экспедиционных исследований СО РАН, интеграционного проекта СО РАН № ИП87 и РФФИ (проект № 06-05-64492а).

- [1] Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Вестник Отделения наук о Земле РАН (электронный научно-информационный журнал). – 2003. – № 1 (21). – С. 1–22.
- [2] Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение 2003 года ($M = 7,5$) // Вестник отделения наук о Земле РАН (электронный научно-информационный журнал). – 2003. – № 1 (21). – С. 43–51.
- [3] Еманов А.А. Сейсмические активизации блоковой структуры в условиях сжатия (на примере Алтае-Саянской области): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2006. – 159 с.
- [4] Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 20–30.
- [5] Комплект карт Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000 / Ред. В.И. Уломов, Л.С. Шумилина. – М., 1999. – 57 с.
- [6] Лузгин Б.Н. Катастрофические ситуации и катастрофы в Алтайском регионе. – Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2004. – 283 с.
- [7] Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, №11. – С. 71–74.
- [8] Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Охотского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. – С. 5–55.
- [9] Никонов А.А. О сильнейших землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая // Физика Земли. – 2005. – № 1. – С. 36–50.
- [10] Никонов А.А., Швырев С.В. Новые данные по сеймотектонике и сейсмичности Горного Алтая // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 6. – С. 784–787.
- [11] Новиков И.С. Сдвиговая тектоника Алтая // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 9. – С. 1377–1388.
- [12] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2004. – 312 с.
- [13] Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геотектоника. – 1997. – № 4. – С. 30–50.
- [14] Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. – 1999. – № 1. – С. 82–95.
- [15] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2002. – 129 с.
- [16] Сейсмичность Алтае-Саянской области / Под ред. В.П. Гайского. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. – 162 с.
- [17] Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. Материалы предварительного изучения. – М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2004. – 111 с.

СРАВНЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ В ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА НОВОРАЗВОДНАЯ

*А.Ю. Казанский**, *Т.Г. Рященко***, *Г.Г. Матасова**, *В.В. Акулова***, *Н.Н. Ухова***

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

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

Наиболее полная палеоклиматическая информация для Центральной Азии получена в рамках международного проекта «Байкал-бурение» [1], результатом которого являются уникальные непрерывные высокоразрешающие записи, с одной стороны, фиксирующие изменения природной среды и климата внутриконтинентальной Азии, а с другой стороны, являющиеся откликом на глобальные палеоклиматические колебания в Северном полушарии. Не менее подробная палеоклиматическая информация хранится и в лессово-почвенных покровных отложениях. На территории юга Сибири такие отложения распространены почти повсеместно, что открывает широкие перспективы для создания площадных реконструкций, отражающих палеоклиматическую зональность. Сравнение результатов изучения континентальных лессово-почвенных отложений вблизи Байкала с палеоклиматическими записями в байкальских донных осадках представляет особый интерес в отношении полноты климатических реконструкций.

Нами проведены комплексные исследования опорного разреза верхнечетвертичных лессовидных отложений в районе п. Новоразводная в окрестностях г. Иркутска. Исследованы закономерности изменения магнитных свойств лессов и ископаемых педокомплексов (ПК) в Прибайкалье, установлены магнитные минералы – носители магнитных свойств субаэральных осадков, различия в их происхождении, относительной концентрации, размерах магнитных зерен. Выполнены гранулометрические и геохимические исследования.

Корреляционный анализ показал, что из первичных магнитных характеристик с гранулометрическим составом наиболее тесно связана магнитная восприимчивость (χ). Высокий коэффициент корреляции между χ и содержанием крупнопылевой фракции (0,01-0,05 мм) свидетельствует о том, что основными носителями магнитных свойств отложений являются магнитные минералы крупноалевритовой размерности. Обратная корреляция магнитных параметров (χ , SIRM) с содержанием глинистой фракции (менее 0,001 мм) также указывает на то, что магнитные зерна присутствуют главным образом в более крупных фракциях. Высокие значения обратной корреляции с содержанием глинистой фракции демонстрируют показатели эффективного размера магнитного зерна (χ /ARM и ARM/SIRM), что свидетельствует в пользу относительной крупности магнитных зерен и высокой чувствительности магнитных параметров к изменению гранулометрического состава отложений. Для магнитных параметров FD и Q_n наблюдается обратная картина: высокие положительные коэффициенты корреляции с содержанием глинистой фракции, что указывает на наибольшее содержание суперпарамагнитных (СП) частиц в этой фракции. На основании прямой корреляции с Q_n можно предположить следующее: магнитные зерна в глинистой фракции имеют химическое происхождение и связаны с неагрегированными частицами, что свидетельствует об отсутствии магнитного взаимодействия между зернами. Данный вывод важен для правомерности использования FD-фактора как показателя присутствия СП частиц в осадках [2]. Установленные закономерности показывают, что магнитные свойства лессово-почвенных отложений разреза Новоразводная связаны с двумя группами магнитных зерен. Первая

включает крупные магнитные зерна, входящие в состав крупнопылеватой фракции и, скорее всего, имеющие как делювиальное, так и эоловое происхождение, вторая – мелкие суперпарамагнитные частицы глинистой фракции, имеющие педогенное, вероятно (био)химическое, происхождение.

Сильные корреляционные связи наблюдаются между магнитными параметрами и содержанием петрогенных окислов. Концентрационно-зависимые магнитные параметры и показатели эффективного размера магнитного зерна имеют значимую отрицательную корреляцию с содержанием Fe_2O_3 , а параметры FD и Q , напротив, положительную. Содержание Al_2O_3 , отражающее степень химического выветривания пород [3], имеет значимую отрицательную корреляцию с величиной χ и, наоборот, прямую корреляцию с параметрами FD и Q_n . Это позволяет утверждать, что магнитные зерна в почвах сильно изменены, а наиболее мелкие из них (СП) имеют химическое происхождение. Вероятно, основная часть магнитных зерен в лессовых толщах представлена терригенным магнетитом, а мелкие зерна химического происхождения в ПК – гематитом. Это согласуется с повышенной магнитной жесткостью горизонтов ПК по сравнению с лессами и изменениями параметров χ , FD и Q_n по разрезу.

Противоположный характер корреляции наблюдается с содержанием K_2O : концентрационные магнитные параметры и показатели эффективного размера магнитного зерна имеют сильную положительную связь с K_2O , а параметры FD и Q , напротив, отрицательную. Поскольку содержание K_2O является надежным климатическим индикатором [4], то, вероятно, в байкальских лессово-почвенных сериях изменение содержания K_2O отражает климатические колебания. В этом случае концентрационно-зависимые магнитные параметры являются индикаторами холодного климата, а FD и Q – теплого климата.

Таким образом, петромагнитные характеристики разреза Новоразводная тесно связаны с индикаторами палеоклиматических колебаний: гранулометрическим составом отложений и геохимическими изменениями осадков. Выявленные закономерности позволяют использовать петромагнитные характеристики для реконструкции окружающей среды и климата прошлых эпох.

По магнитным свойствам и составу магнитных минералов отложения разреза Новоразводная обнаруживают большое сходство с байкальскими донными осадками верхней части разреза [5, 6], что, вероятно, свидетельствует о близком источнике магнитного материала. Магнитная восприимчивость байкальских осадков является отражением климатических колебаний: ее величина возрастает в холодные интервалы и снижается в теплые [7]. Характер изменения χ в разрезе Новоразводная имеет ту же тенденцию, что подтверждается высокой прямой корреляцией χ с содержанием K_2O и обратной корреляцией с геохимическим индексом CIA. K_2O и CIA являются надежными палеоклиматическими индикаторами в донных осадках озера Байкал [4]. Механизмом, определяющим поведение магнитной восприимчивости, обычно предполагается магнитное разубоживание осадка немагнитным биогенным кремнеземом [4, 8]. Но этот механизм не единственный, кроме биогенного разубоживания, магнитная восприимчивость донных осадков оз. Байкал определяется также интенсивностью эолового привноса и химическими процессами с образованием и растворением магнитных минералов [9]. О существенном влиянии климатических факторов на формирование магнитной записи в байкальских осадках свидетельствует также и тот факт, что по разрезу скважины BDP-96-2 коэффициент корреляции между магнитной восприимчивостью и колебаниями отношения изотопов кислорода $\delta^{18}O$ в осадках Тихого океана (ODP-677) [10] выше, чем коэффициент корреляции между содержанием биогенного кремнезема и $\delta^{18}O$ [11]. Это позволяет утверждать, что изменения магнитной восприимчивости в байкальских осадках отражают климатические колебания лучше, чем вариации содер-

жания биогенного кремнезема, а механизмы формирования магнитных свойств осадков не ограничиваются только процессом разубоживания.

Таким образом, близкий состав магнитных минералов, сходные геохимические характеристики отложений и одни и те же механизмы формирования магнитных свойств позволяют сопоставить изменения магнитной восприимчивости по разрезу Новоразводная и скважине BDP-96-2. Совпадение основных особенностей изменения магнитной восприимчивости очевидно. Из-за различных скоростей осадконакопления лессов и ископаемых почв магнитная запись в разрезе растянута для теплых интервалов и сжата для холодных по сравнению с более равномерной байкальской записью. Прямое сопоставление кривых магнитной восприимчивости «пик в пик» позволяет, с учетом временных шкал, построенных по композиционной колонке BDP-96 [12], представить результаты петромагнитных исследований разреза Новоразводная в условно-временном масштабе и провести сравнение кривых изменения петромагнитных параметров с климатическими индикаторами, в том числе и с изотопно-кислородной кривой.

Изменение концентрационно-зависимых параметров (χ , SIRM) хорошо согласуется с вариациями изотопно-кислородной кривой, особенно в холодные интервалы, когда формировались лессовые отложения и преобладал ветровой механизм формирования магнитных свойств. В теплые интервалы более информативен параметр FD, повышающийся в палеопочвенных горизонтах и имеющий прямую корреляцию с изменением содержания биогенного кремнезема и диатомовых водорослей. Следует отметить высокую детальность петромагнитной записи в лессово-почвенном разрезе Новоразводная. Благодаря наложению ветрового и педогенного механизмов записи климатического сигнала в магнитных свойствах возможно использование различных петромагнитных параметров для теплых и холодных эпох, что обеспечивает высокую детальность фиксации климатических событий, сравнимую с донными осадками оз. Байкал.

- [1] Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Гвоздков А.Н., Безрукова Е.В., Солотчина Е.П. Комплексные исследования позднемиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратиграфии // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1-2. – С. 35–47.
- [2] Frandsen C., Bahl C.R.H., Lebech B., Lefmann K., Kuhn L.T., Keller L., Andersen N.H., von Zimmermann M., Johnson E., Klausen S.N., Morup S. Oriented attachment and exchange coupling of alpha-Fe₂O₃ nanoparticles // Physical Review B. – 2005. – V. 7221, № 21. – P. 4406–4406.
- [3] Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972. – 288 с.
- [4] Takamatsu N., Matsumoto G.I., Kato N., Kawai T. Paleoenvironmental changes during the last 12 million years in the Eurasian continental interior estimated by chemical elements in sediment cores (BDP-96 and BDP-98) from Lake Baikal // Long continental records from Lake Baikal. – Tokyo: Springer-Verlag, 2003. – P. 95–109.
- [5] Peck J.A., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A. A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 122, № 1-2. – P. 221–238.
- [6] Хории М., Сакаи Х., Кашивайя К., Накамура Т., Каваи Т. Петромагнитный и гранулометрический анализы керн из скважин BDP-93 на основании возрастной модели по ¹⁴C датировкам и экстраполяции // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1-2. – С. 175–185.
- [7] Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kravchinsky V., King J., Kuzmin M.I. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Science. – 1997. – V. 278, № 5340. – P.1114–1117.
- [8] Кинг Дж.У., Пек Дж., Гангеми П., Кравчинский В.А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования осадков оз. Байкал // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 10-11. – С. 51–57.
- [9] Flower R.J., Mackay A.W., Rose N.L., Boyle J.L., Dearing J.A., Appleby P.G., Kuzmina A.E.,

- Granina L.Z. Sedimentary records of recent environmental change in lake Baikal, Siberia // *Holocene*. – 1995. – V. 5, № 3. – P. 323–327.
- [10] Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677 // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*. – 1990. – V. 81. – P. 251–261.
- [11] Kravchinsky V.A., Krainov M.A., Evans M.E., Peck J.A., King J.W., Kuzmin M.I., Sakai H., Kawai T., Williams D.F. Magnetic record of Lake Baikal sediments: chronological and paleoclimatic implication for the last 6.7 Myr // *Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol.* – 2003. – V. 195, № 3-4. – P. 281–298.
- [12] Крайнов М.А., Кравчинский В.А., Кузьмин М.И. Сравнительный анализ палеоклиматических событий на Байкале за 500 тыс. лет на основе изучения вертикальных профилей магнитной восприимчивости // *Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири*. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. Вып.1. – С. 286–289.

СМЕШЕНИЕ РАСПЛАВОВ И КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ СИЕНИТОИДНЫХ МАГМАХ (БОЛЬШОЙ ХАМАР-ДАБАН)

М.Э. Казимировский

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

Динамика становления сиенит-гранитных серий Монголо-Забайкальского подвижного пояса (МЗП по [5]) до сих пор полностью не выявлена. Как известно, в позднем палеозое (начиная с карбона и кончая триасом) в этой полосе длиной более 2000 и шириной около 100 км эти серии проявлялись четырежды: в карбоне (дабанский и зазинский комплексы), ранней (селенгинский) и поздней (кудунский комплекс) перми и, наконец, в пермо-триасе (куналейский или брянский комплекс). Мы согласны с точкой зрения [4, 5] о происхождении сиенитоидов посредством фракционной кристаллизации гибридных монцонитовых расплавов, возникающих в результате смешения основных мантийных и кислых коровых магм в условиях высокого давления низов утолщенной коры и привноса из мантии калия, летучих (в частности, фтора) и ряда редких элементов (иначе говоря, в результате флюидного синтексиса по [2] или миксинга по [6]).

Хотя для гомологичных членов названных магматических серий установлена [4, 5] тенденция нарастания во времени общей железистости, щелочности, содержаний Rb и Zr, а также снижения концентраций Ba и Sr, задача расчленения названных комплексов по всей территории МЗП на основе просто геохимического изучения является достаточно сложной. Пространственное совмещение разновозрастных магматических проявлений (вплоть до образования единых массивов) при близком минералого-геохимическом сходстве пород делает необходимым применение для этой цели изотопно-геохронологических методов. Особенно это относится к обширным водораздельным пространствам хребтов Большого и Малого Хамар-Дабана и смежной площади известного Байкало-Витимского магматического ареала, полихронность которого доказана многочисленными изотопными датировками.

Объект данного исследования – Переемнинский массив (ПМ), расположенный в среднем течении одноименной реки, впадающей в оз. Байкал вблизи пос. Танхой. Эта изометричная в плане интрузия размерами около 5×4 км представляет собой куполообразный выступ западного фланга гигантского трещинного тела гранитоидов, которое, в свою очередь, находится на юго-западной периферии Байкало-Витимского магматического ареала. Сложен ПМ преимущественно сиенитами, в его составе присутствуют также монцодиориты, монцосиениты и кварцевые монцониты, причем на севере все разновидности нередко содержат оплавленные зерна граната явно реститовой природы: северный фланг интрузии прорывает сложнодислоцированные биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы позднего докембрия. Большая же ее часть залегает среди участвующих в складчатости метаморфической толщи среднезернистых гнейсовидных биотитовых гранитоидов, которые встречаются в породах эндоконтакта в виде ксенолитов. В теле ПМ содержатся также участки неопределенной формы, сложенные субщелочными габброидами, интерпретируемыми нами (вслед за Б.А. Литвиновским) как продукты кристаллизации базитовой магмы, которая смешивалась с палингенным гранитоидным расплавом. Встречаются также резко секущие крутопадающие жилы мелкозернистых лейкогранитов, частота встречаемости которых увеличивается к апикальной части купола.

Небольшие размеры, существенная (около 800 м по вертикали) глубина эрозионного вскрытия, относительная гомогенность вмещающей рамы и отсутствие более мо-

лодых магматических образований делают ПМ хорошим модельным объектом для изучения геохимических и петрологических аспектов образования и последующей эволюции субщелочных расплавов, а также для изотопного датирования. Поскольку отслеживать процессы гибридности и смешения магм весьма удобно на основе Sr-изотопных данных, основным рабочим методом был избран рубидий-стронциевый.

На рис. 1 представлено положение составов перечисленных пород ПМ на классификационной диаграмме «SiO₂ – сумма щелочей» [3].

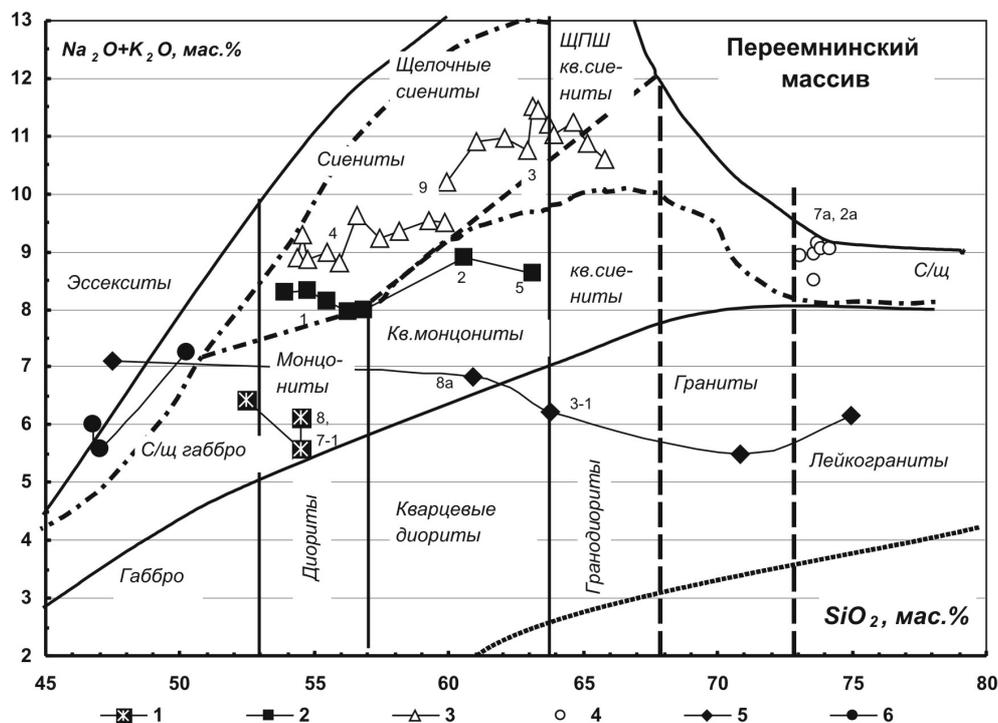


Рис. 1. Составы пород ПМ на классификационной диаграмме.

1 – монцодиориты, 2 – монцосиениты и кварцевые монцониты, 3 – сиениты, 4 – аплитовидные жильные лейкограниты, 5 – вмещающие докембрийские гранитоиды, 6 – субщелочные габброиды синплутонических интрузий. Цифры около точек – номера проб, использованных для Sr-изотопного анализа.

Динамика формирования породного спектра ПМ (на основе геолого-структурных соотношений между разновидностями и масс-балансовых расчетов) представляется следующим образом:

- 1) плавление коры под влиянием мантийного диапира, сопровождавшееся привнесом К (1-2 мас.%), а также летучих и редких элементов – F, Ba, Zr;
- 2) смешение мантийной магмы субщелочно-базальтоидного состава с коровым расплавом; результат – гибридные гетерогенные монцосиенит-сиенитовые магмы, состоящие из мантийного и корового вещества в различных пропорциях;
- 3) с падением уровня теплового потока и началом остывания системы – внутрикамерная кристаллизационная дифференциация этих магм: сначала в придонной части (подшва интрузии) сформировался кумулятивный горизонт обогащенных плагиоклазом монцодиоритов с повышенными содержаниями Са и Al и пониженными – щелочей, сменяющихся вверх по разрезу умереннощелочными монцосиенитами и кварцевыми монцонитами. Оставшийся после этого объем расплава приобрел лейкосиенитовый состав. Дифференциация сиенитовой магмы происходила с накоплением в расплаве как щелочей, так и SiO₂. Она характеризуется уменьшением роли фракционирования пла-

гиоклаза и появлением на ликвидусе щелочного полевого шпата; кроме того, преобладавший сначала субщелочной амфибол постепенно уступает место биотиту. На фоне продолжавшегося поступления в расплав летучих компонентов (и калия) происходила своего рода флотация кристаллов КППШ – меланократовые и мезократовые сиениты с кумулятивным плагиоклазом ($\text{SiO}_2=54-60$ мас.%) локализуются главным образом над монцосиенитовым горизонтом (и вблизи полей развития субщелочных габбро), а лейкократовые и щелочно-полевошпатовые кварцевые – вблизи апикальной части купола;

4) затвердевание и остывание интрузива с образованием в его теле усадочных трещин, заполняемых остаточным расплавом, имевшим уже субэвтектоидный лейкогранитный состав.

С этой моделью хорошо согласуется поведение в породах РЗЭ – монцосиениты характеризуются наиболее высокими их содержаниями и равномерным снижением нормированных концентраций, в монцодиоритах же, кварцевых монцонитах и сиенитах суммарные содержания РЗЭ снижаются с ростом кремнекислотности и щелочности, а спектры распределения характеризуются положительными Eu аномалиями, величина которых также снижается в указанном направлении (La/Yb_N порядка 10-20). В аплитовидных лейкогранитах жил Eu аномалия имеет отрицательный характер, а величина La/Yb_N повышается до 100 за счет резкого обеднения тяжелыми РЗЭ (рис. 2).

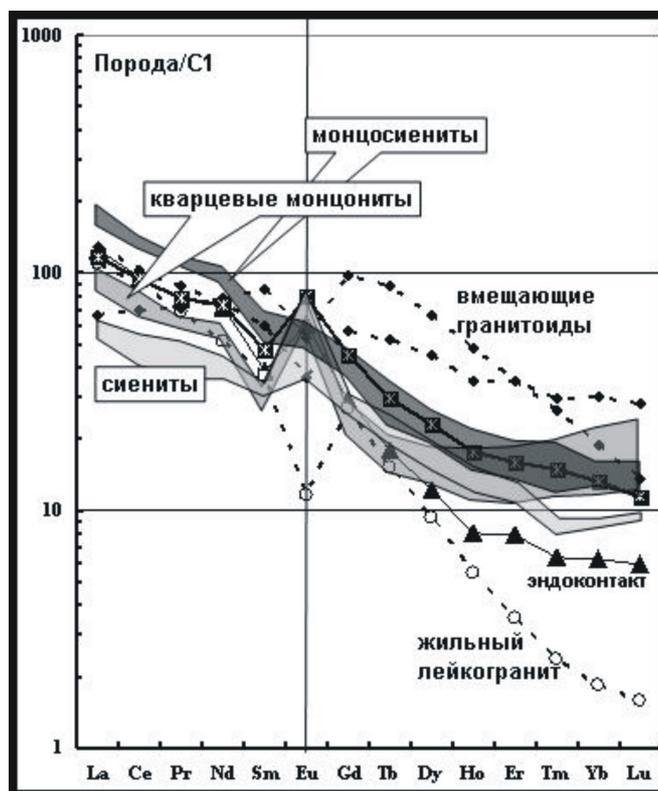


Рис. 2. Поведение редкоземельных элементов в породах Переемнинского массива.

Полученные Sr-изотопные данные подтверждают происхождение пород ПМ из смешанного источника.

На рис. 3 можно видеть, что изохронной зависимости удовлетворяют лишь точки 4, 9, 3, 2а и 7а (сиениты и жильные лейкограниты). Следовательно, Sr-изотопная система ПМ пришла в равновесие только к моменту формирования сиенитов, и произошло это около 330 млн лет назад, что соответствует концу раннего карбона. Учитывая пе-

риферическое положение ПМ от оси МЗП, можно относить этот эпизод к раннему (заинскому или дабанскому) этапу постколлизийного рифтогенного магматизма пояса. Составы монцосиенитов и кварцевых монцонитов ПМ грубо коррелируются с составами вмещающих гранитоидов, а фигуративные точки монцодиоритов оказываются слева от этой корреляционной линии.

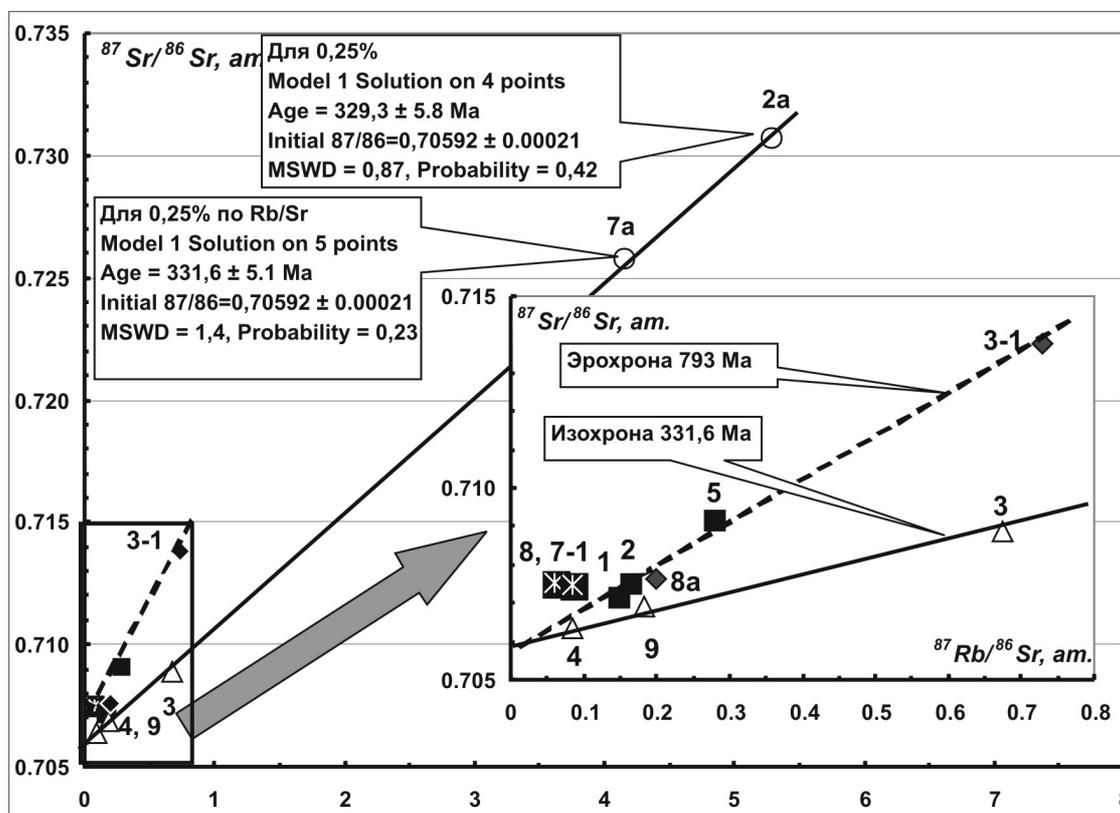


Рис. 3. Rb-Sr изотопные характеристики пород ПМ. Условные обозначения те же, что на рис. 1. Прецизионные определения концентраций Rb и Sr производились методом изотопного (Rb) и двойного изотопного (Sr) разбавления. Изотопные отношения измерены на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262. Относительные погрешности измерений (2σ) не превышают 0,25 % для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (контроль по стандарту ИСГ-1) и 0,05 % для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (контроль по стандартам SRM-987 и ВНИИМ). Расчет изохроны с помощью программы ISOPLOT.

Корреляционная зависимость между изотопными составами монцосиенитов, кварцевых монцонитов и вмещающих пород явно является эрохронной – на рис. 4 показано, что отношения изотопов Sr, рассчитанные из измеренных на возраст 331,6 Ма по формуле $I_T = I_{\text{изм}} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{изм}}(e^{\lambda T} - 1)$, для монцосиенитов, кварцевых монцонитов и вмещающих гранитоидов прямо (коэффициент корреляции = 0,996) коррелируются с величиной, обратной общим концентрациям стронция в этих породах. Можно полагать, что Sr-изотопная система вмещающих гранитоидов являлась в это время ненарушенной, тогда из этого следует [1], что монцосиениты и кварцевые монцониты кристаллизовались из бинарных смесей (различных пропорций), одним из членов которых являлись ремобилизованные докембрийские гранитоиды, а другим – расплавы с весьма низкими отношениями Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что указывает на их мантийное происхождение. Что же касается монцодиоритов подошвы массива, то отход точек их составов от линии смешения в сторону более высоких содержаний Sr легко объясняется тем, что эти породы аномально обогащены кумулятивным плагиоклазом.

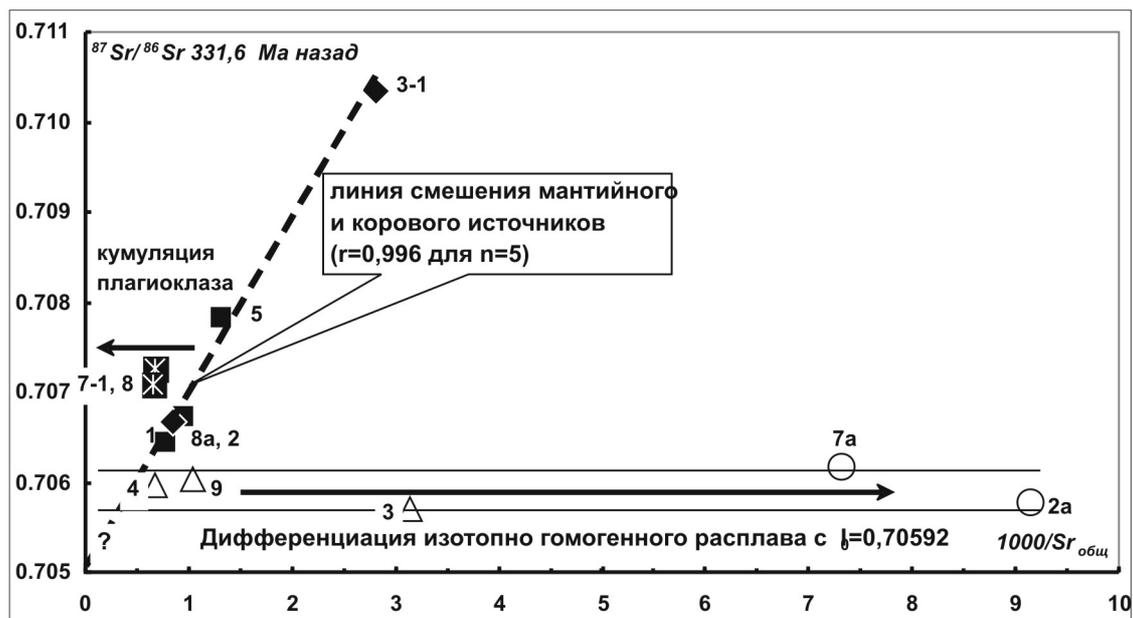


Рис. 4. Условные обозначения те же, что на рис. 1, 3. Пояснения в тексте.

Таким образом, изотопные данные подтверждают модель образования сиенитовых магм МЗП посредством смешения субщелочных мантийных базальтоидов с продуктами почти полного плавления докембрийской коры и последующей кристаллизационной дифференциации гибридной смеси с образованием кумулятивных горизонтов, обогащенных сначала Пл, затем субщелочным Амф эденитового ряда (нарушение боуэновской схемы кристаллизации вызвано, очевидно, аномальным режимом щелочности и повышенным давлением летучих компонентов). При дальнейшей эволюции остаточной сиенитовой магмы и окончательном ее затвердевании выделились небольшие объемы субэвтектоидного лейкогранитного расплава, оформившиеся в виде даек конечного этапа магматического процесса. Из-за отсутствия данных по ассоциирующим с ПМ субщелочным габброидам вопрос о пропорции, в которой смешивались мантийные и коровые магмы, остается открытым, хотя уже известно [5], что доля мантийного компонента в подобных смесях может достигать 60 %.

Работа выполнена на средства гранта РФФИ № 05-05-64202 и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-10.2. Автор приносит глубокую благодарность сотрудникам Байкальского заповедника, на территории которого проводились исследования.

- [1] Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. – М.: Энергоатомиздат, 1985. – 153 с.
- [2] Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геология и геофизика. – 1983. – № 1. – С. 69–74.
- [3] Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М.: Недра, 1981. – 160 с.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика. – 1998. – № 2. – С. 157–177.
- [5] 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.
- [6] Складаров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 2. – С. 47–64.

АВТОНОМНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ РИФЕЙСКОЙ СЫННЫРСКОЙ ПАЛЕОРИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Е.В. Кислов, Д.А. Орсов

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

Наряду с известными никеленосными Йоко-Довыренским и Чайским массивами в Северном Прибайкалье выделяются недостаточно изученные никеленосные автономные ультрамафиты. В основном они сосредоточены в пределах рифейской Сыннырской (Олокитской) палеорифтогенной структуры. Они приобретают особый интерес в связи с предстоящим освоением корпорацией «Металлы Восточной Сибири» Холоднинского свинцово-цинкового месторождения.

Отрывочная информация об Авкитском массиве содержится в нескольких публикациях [2-4, 6, 11]. Иногда он именуется Холоднинским интрузивом [1]. Он находится непосредственно в рудном поле Холоднинского месторождения, на его юго-западном фланге, на водоразделе рек Холодная и Тыя. Гипербазитовый массив в плане и разрезе представляет собой удлинненно-линзовидное тело, приуроченное к Авкитскому разлому. Его длина 1400 м. В северо-восточном направлении он сужается, переходя в разбросанные маломощные тела. Вскрыт буровыми скважинами со стороны северо-западного контакта. Юго-восточный контакт остается неизученным, поэтому трудно говорить о ширине массива, которая, если основываться на геофизических материалах, не превышает 400 м.

Ультраосновные породы залегают согласно с гранат-биотит-мусковитовыми сланцами, углеродистыми филлитами и аподоломитовыми мраморами нижнего протерозоя, имеющими почти вертикальное падение. Толща пород, включающая интрузивные тела габбро-диабазов, метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Гипербазиты также подвержены метаморфизму и превращены в антигоритовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты, актинолит-хлоритовые, серпентин-тремолит-карбонатные породы. Очень редко можно встретить реликты первично-магматических пойкилитовых структур и минералов (оливин, роговая обманка). Обычно преобладают лепидобластовая и лепидонематобластовая структуры. В массиве в незначительном количестве отмечаются первичные породы – дуниты и перидотиты. Хлорит-амфиболовые породы, пользующиеся заметным распространением, подразделяются на разновидности в зависимости от присутствия таких минералов, как карбонаты и эпидот. Наличие эпидота (до 1 %) указывает на возможное присутствие в исходных породах небольшого количества плагиоклаза.

Главным минералом пород является роговая обманка, образующая псевдоморфозы по кристаллам пироксена. По зеленой роговой обманке развивается бесцветный тремолит. В ассоциации с амфиболами обычно развиты карбонаты. Хлорит-амфиболовые породы переслаиваются с серпентинитами, что, наряду с развитием амфиболов по пироксенам, позволяет утверждать, что они образуются по перидотитам.

Чередование разновидностей ультрамафитов свидетельствует о первично расслоенном строении интрузива. В интрузиве встречаются ксенолиты кварц-слюдистых кристаллических сланцев, превращенных в биотитовые роговики. Крупный ксенолит мощностью около 30 м пересечен скв. 15 в центральной части плутона, второй, менее крупный (4-5 м), встречен в его лежачем эндоконтакте. Наличие ксенолитов в совокупности с наблюдаемыми реликтами кумулятивной структуры ультраосновных пород свидетельствует о магматическом происхождении последних.

Сульфидное оруденение встречено в лежащем эндоконтакте интрузива в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше по разрезу ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Зона сульфидного оруденения протягивается линейно. Мощность зоны оруденелых пород около 15 м. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метагипербазиты. Руды с максимальным содержанием сульфидов (до 25-30 %) имеют сидеронитовую петельчатую текстуру, обусловленную развитием рудных минералов в интерстициальных промежутках нерудных минералов. Размеры вкрапленников различны – от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Для сульфидов характерна тесная ассоциация с амфиболом, выражающаяся в расположении рудных вкрапленников в интерстициях роговой обманки и во взаимном прорастании минеральных индивидов, отчего рудные вкрапленники имеют резко зазубренные контуры. Наложенный на руды процесс тремолитизации еще более усложняет текстурный рисунок руд.

Минеральный состав руд простой, представлен обычной для медно-никелевых месторождений триадой сульфидов: пирротин (80-85 %), халькопирит (15-18 %), пентландит (2-5 %). Присутствуют пластиночки ильменита и зерна титаномагнетита. Судя по более высокому идиоморфизму оксидов Ti и Fe, они кристаллизовались раньше сульфидов. Количественные соотношения ильменита и титаномагнетита переменные, но чаще встречается ильменит. Характерно замещение сульфидов магнетитом и виоларитом. Отмечены также пирит, мельниковит-пирит, сфалерит, макинавит, кубанит, спериллит (?).

Среднее содержание металлов в руде по керну скв. 15 составляет: Ni – 0,54 %, Co – 0,032%, Cu – 0,135 % (опробован интервал 18,5 м). Отмечены высокие содержания Ti – до 1 %. Повышенные содержания благородных металлов пока не обнаружены. В результате химико-спектрального анализа 30 проб (большинство из которых показало результат ниже предела обнаружения) зафиксированы следующие максимальные значения: Au – 0,14 г/т в слюдите, Pt – 0,055 г/т в биотит-хлорит-амфиболовой породе с густой сульфидной вкрапленностью, Pd – 0,0071 г/т в сидеронитовой руде.

Медно-никелевые руды локализуются возле ксенолитов вмещающих пород. Рудная зона располагается на продолжении колчеданно-полиметаллической рудной зоны Холоднинского месторождения, что установлено по комплексу геофизических данных [10]. А.С. Гурулев и М.Ф. Трунева [2] связывают формирование медно-никелевых руд с процессом замещения ультраосновной магмой вмещающих колчеданосных черносланцевых отложений. По данным К.Р. Ковалева (устное сообщение), колчеданные руды на контакте с гипербазиитами претерпевают метаморфизм, выражающийся в их перекристаллизации. Э.Г. Дистанов с соавторами [4] полагают, что медно-никелевое оруденение могло образоваться в зоне метасоматической проработки гипербазитов, внедрившихся в рудный горизонт, с заимствованием кобальта и никеля из массива и регенерацией меди из стратифицированных колчеданно-полиметаллических руд.

Изотопный состав серы сульфидов Авкитского рудопроявления: $\delta^{34}\text{S}$ в пирротине составляет +2,8 ‰, в халькопирите +2,48 ‰. С.А. Гурулев и М.Ф. Трунева [3] считают, что они обогащены тяжелым изотопом, что объясняют заимствованием серы из вмещающих отложений, содержащих колчеданные руды с тяжелым изотопом (до +29 ‰). По Э.Г. Дистанову с соавторами [4], состав серы близок к метеоритному и отличается гомогенностью, что интерпретируется самостоятельным (возможно, эндогенным) источником серы медно-никелевой минерализации и отличными от колчеданно-полиметаллических руд условиями образования.

На наш взгляд, формирование сульфидной медно-никелевой минерализации связано с процессом кристаллизации магматического расплава. На локализацию оруденения повлияло взаимодействие расплавов и флюидов с вмещающими породами, приво-

дившее к обводнению и ошелочению эндоконтактных зон вокруг ксенолитов, что снижало растворимость серы в этих участках. В дальнейшем локальное перераспределение сульфидов происходило под влиянием регионального метаморфизма.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в рассматриваемом районе не единственный. К северо-востоку от Холоднинского месторождения в той же зоне Чуя-Холоднинского разлома известен ряд подобных тел серпентинизированных ультраосновных пород. Верхне-Холоднинский линзовидный ультрамафитовый массив находится в верховьях р. Холодной в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультраосновных пород отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления. Большая часть их метаморфизована и представлена серпентинитами, серпентин-хлорит-тремолитовыми сланцами. По реликтам структур устанавливается состав исходных пород: дуниты, оливинные пироксениты, перидотиты. По особенностям химизма (высокая железистость и титанистость) они сходны с Авкитским массивом.

Кроме Тья-Овгольской полосы, силлы ультраосновного состава обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. Один из них, мощностью 10-15 м, залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тьи. Второй, менее мощный (2-4 м), встречен в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты. Силл менее метаморфизован по сравнению с первым и представлен шрисгеймитами, состоящими из идиоморфных выделений нацело серпентинизированного оливина (30-40 %), включенного в ойокристы бурой роговой обманки (45-50 %). Внутри зерен последней встречаются реликты клинопироксена. Интерстиции между цветными минералами выполнены основным плагиоклазом и рудными минералами (пирротин, ильменит). Породы обогащены апатитом, образующим игольчатые выделения в роговой обманке.

По петрохимическим и геохимическим особенностям автономные ультрамафиты резко отличаются как от никеленосных ультрамафит-мафитовых плутонов, так и от гипербазитовой формации. Главное отличие заключается в более высокой титанистости (1,3-2,3 % TiO_2) и железистости ($\Sigma FeO=15-16$ %) первых. Кроме того, они значительно богаче щелочами (до 2,5 % K_2O+Na_2O), P_2O_5 (0,1-0,4 %) и беднее Ni и Cr. По уровню концентраций TiO_2 и ΣFeO автономные ультрамафиты рассматриваемого района очень похожи на ультраосновные лавы и интрузии Печенги [12]. Аналогия с Печенгой может быть проведена также в плане намечающихся связей данной группы ультрамафитов с верхнерифейским вулканизмом.

Рассматриваемая группа ультрамафитовых интрузивов не имеет прямых взаимоотношений с другими магматическими породами Сыннырской палеорифтогенной структуры. Но тела автономных ультрамафитов тяготеют к периферии прогиба и залегают в тех же структурах, что и силлы гранофировых габбро-норитов и конга-диабазов, являющихся субвулканической фацией базальтов сыннырской свиты. Не исключено, что как диабазы, так и ультраосновные тела могут оказаться подводными каналами верхнерифейских эффузивов в составе единой вулканоплутонической ассоциации. В этом убеждает большое петрохимическое сродство ультрамафических тел с имеющимися в составе эффузивов сыннырской свиты покровами пикрито-базальтового состава, характеризующимися еще более высокими концентрациями TiO_2 (до 2 %), железа, щелочей и P_2O_5 [9].

Широкое распространение в данной группе ультраосновных пород амфибола и наличие кортландитов среди слабо метаморфизованных тел сближает их в формационном отношении с никеленосными интрузивами роговообманковых ультрамафитов Приморья и Кореи [5], Камчатки [7, 13], Северо-Восточного Китая [8], с которыми связаны

промышленные месторождения в КНДР и КНР, а также подготовленное к эксплуатации Шанучское месторождение на Камчатке.

В Северо-Байкальском районе перспективные медно-никелевые месторождения пока связываются с крупными расчлененным Йоко-Довыренским и концентрически-зональным Чайским массивами. Изложенные материалы свидетельствуют, что можно говорить о целом медно-никелевом узле в Сыннырской рифейской палеорифтогенной структуре, обрамляющем Холоднинское свинцово-цинковое месторождение и нуждающееся в комплексном геологическом изучении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-97246_r_байкал) и программы поддержки ведущих научных школ НШ-2339.2006.5.

- [1] Гурулев С.А. Никеленосность докембрийских интрузий севера Бурятской АССР // Проблемы хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (на территории Бурятии). – Улан-Удэ, 1975. – С. 20–36.
- [2] Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. – Улан-Удэ, 1974. – С. 83–89.
- [3] Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Генетические типы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья и физико-химические условия их формирования // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. – М: Наука, 1981. – С. 97–108.
- [4] Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. и др. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1982. – 208 с.
- [5] Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1973. – 90 с.
- [6] Конников Э.Г., Кислов Е.В., Цыганков А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. – 1987. – Т. 29, № 6. – С. 38–45.
- [7] Конников Э.Г., Прасолов Э.М., Орсов Д.А. Флюидный режим никеленосных габбро-кортландитовых интрузий юго-западной части Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. – 2005. – Т. 402, № 4. – С. 519–523.
- [8] Конников Э.Г., Хунцуйань Янь, Айхуа Си и др. Сульфидные никелевые месторождения рудного поля Хунчилин (провинция Цзилинь, Китай) // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 4. – С. 346–354.
- [9] Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. – Л.: Наука, 1981. – 88 с.
- [10] Матюхин Н.Е., Мещеров В.П. Новое полиметаллическое оруденение в Северном Прибайкалье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. – 1970. – Вып. XIII. – С. 114–118.
- [11] Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири. – Новосибирск: Наука, 1990. – 237 с.
- [12] Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. – СПб.: Наука, 1992. – 278 с.
- [13] Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Троктолит-кортландитовая никеленосная формация Дальнего Востока // Геология медно-никелевых месторождений СССР. – Л.: Наука, 1990. – С. 247–255.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, В.И. Джурик

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

Проведенные сейсмические, сейсмологические и региональные комплексные исследования показали, что структурные геологические формы и геодинамические процессы, в том числе и современные движения литосферы, обусловлены эндогенными преобразованиями в глубинных сферах Земли. Изучение особенностей строения и свойств литосферы геофизическими методами позволяет выяснить общие черты пространственного расположения геологических структур и закономерности динамического взаимодействия литосферных плит и блоков, в результате которого происходят землетрясения. Понимание структуры и динамики напряженно-деформированного состояния литосферы на уровне иерархии сильных землетрясений особенно актуально в свете современных тенденций прогноза сильных землетрясений и управления сейсмическим процессом, которые основаны на знании деталей и особенностей управляемой системы и начинаются со сбора информации о состоянии системы, ее связях и логике функционирования. В настоящее время при исследовании напряженно-деформированного состояния литосферы БРЗ по сейсмологическим данным используются, как правило, параметры фокальных механизмов достаточно сильных землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 10$ [1-6] и динамические параметры очагов землетрясений с $K_p \geq 7$ [7-10]. Напряженно-деформированное состояние среды описывается обобщенными кинематическими и динамическими параметрами землетрясений, характеризующими ориентацию осей главных напряжений в пространстве, положение нодальных плоскостей, тип подвижки по разлому, сброшенное напряжение, размеры дислокации, смещение по подвижке, сейсмический момент, коэффициент формы дислокации и т.д.

Проблема расширения энергетического диапазона исследований и привлечения сейсмических моментов сильных землетрясений для реконструкции напряженного состояния литосферы Байкальского региона упирается в задачу идентификации типа подвижки по разлому. В настоящей работе она решается путем «калибровки» средних сейсмических моментов \overline{M}_0 групп толчков каждого энергетического класса с определенными фокальными решениями по данным о 155 сильных ($K_p \geq 10$) сейсмических событиях, произошедших в регионе с 1968 г. по 1994 г. Основной целью работы является исследование пространственно-временной структуры напряженно-деформированного состояния литосферы БРЗ на уровне иерархии сильных землетрясений. Формализованное исследование напряженного состояния литосферы БРЗ осуществлено по данным о фокальных механизмах 265 землетрясений с $K_p \geq 10$, зарегистрированных в Байкальском регионе с 1950 г. по 1998 г., и по данным о сейсмических моментах 802 толчков с $K_p \geq 11$, произошедших в период с 1968 г. по 1994 г. Используется формализация, при которой отношение числа толчков-сбросов, сдвигов и взбросов к общему количеству землетрясений в пространственно-временной выборке характеризует вероятность реализации P_N , P_S и P_R толчков соответствующего типа. При решении основной задачи параллельно выполняется сопоставление используемых выборок материалов, полученных по фокальным механизмам и сейсмическим моментам землетрясений, поскольку применяемый в работе единообразный алгоритм дает возможность сравнения результатов реконструкции напряжений в литосфере БРЗ.

Чтобы сформировать представление о пространственно-временной и энергетиче-

ской структуре используемых материалов, получены карты эпицентров и изолиний плотности эпицентров землетрясений в площадках $1.0^\circ \times 1.0^\circ$, а также гистограммы распределения во времени и по K_p 802 толчков с $11 \leq K_p \leq 14$, имеющих определение динамических параметров очагов, и 265 толчков с $K_p \geq 10$, имеющих определение фокальных механизмов. По данным о 802 толчках с $11 \leq K_p \leq 14$ изолинии плотности эпицентров толчков $N \geq 2$ охватывают всю исследуемую территорию БРЗ. На гистограмме наблюдается рост числа землетрясений при геодинамической активизации в конце 1970-х – начале 1980-х и в конце 1980-х – начале 1990-х гг., а среднее число землетрясений в год составляет около 30 событий. По данным о 265 толчках с $K_p \geq 10$ изолинии плотности эпицентров толчков $N \geq 2$ закрывают оз. Байкал и часть северо-востока БРЗ. На юго-западе региона и на северо-восточной оконечности БРЗ обеспеченность данными невысока, но менее всего обеспечены материалами о фокальных механизмах переходные области на флангах, граничащие с Монголией и Якутией, а также территории за пределами рифтовой зоны. Число определений фокальных механизмов возрастает в 1990-е годы за счет привлечения менее сильных толчков с $K_p = 10$, однако и в эти годы оно не превышает 25 событий в год. С 1950 и до 1990 года число ежегодных определений фокальных механизмов изменяется от 0 до 10 со средним уровнем около 5 толчков в год.

Карты изолиний вероятности реализации толчков-сбросов P_N получены по данным о фокальных механизмах ($n=173$) и сейсмических моментах толчков ($n=501$) при числе толчков в площадке осреднения $n \geq 3$. По данным о фокальных механизмах области $P_N \geq 0.5$ закрывают оз. Байкал и часть северо-востока БРЗ, а также район Дархатской впадины и оз. Хубсугул на юго-восточном фланге региона. Можно отметить, что эти области совпадают с зонами представительной обеспеченности толчков с $N \geq 2$. По данным о сейсмических моментах землетрясений область $P_N \geq 0.5$ протягивается через БРЗ с юго-запада на северо-восток вдоль рифтовых структур с разделением в центральной части оз. Байкал (район Академической перемычки между островом Ольхон и полуостровом Святой Нос). Изолинии P_N , полученные по данным о фокальных механизмах и сейсмических моментах, в целом неплохо коррелируют в зонах представительной выборки толчков. Достаточно хорошо соответствуют друг другу максимумы вероятности P_N в районе Баргузинской впадины. Однако имеются и отличия, особенно значительные на юго-западном фланге, где по данным о сейсмических моментах выделяется обширная область сбросов. И если на северо-восточном фланге распределение P_N довольно простое с линейной доминантой вдоль рифтовых впадин, то на юго-западе региона область повышенной вероятности реализации сбросов $P_N \geq 0.5$ расширена вплоть до Болнайского разлома и р. Селенги.

Карты изолиний вероятности реализации толчков-сдвигов P_S получены по данным о фокальных механизмах ($n=54$) и сейсмических моментах толчков ($n=145$). По данным о фокальных механизмах две значительные области повышенной вероятности сдвигов выделяются на юго-западном фланге региона. Одна из них ($P_S \geq 0.25$) протягивается из Центральной Монголии к южной оконечности оз. Байкал и на юге характеризует фокальные механизмы катастрофического Могодского землетрясения (05.01.1967; $\varphi = 48.1^\circ$ с.ш., $\lambda = 102.9^\circ$ в.д.; $M=7.8$; $K_p=17$) и его сильных афтершоков. Вторая область окружает рифтовые впадины Прихубсугуля и Дархатии. Два локальных участка ($P_S \geq 0.25$) выделяются севернее оз. Байкал. По данным о сейсмических моментах землетрясений область $P_S \geq 0.25$ выделяется в районе Академической перемычки, там, где наблюдается разделение изолиний вероятности $P_N \geq 0.5$. На юго-западном фланге выделяется сложной формы структура $P_S \geq 0.25$. При сопоставлении карт вероятности P_S видно, что пространственно близко расположены зоны около Дархатской впадины. Область доминирования сдвигов из Центральной Монголии к южной оконечности Байкала по

данным о сейсмических моментах не выделяется, но западнее ее наблюдается зона повышенной вероятности сдвигов $P_S \geq 0.5$.

Карты изолиний вероятности реализации толчков-взбросов P_R получены по данным о фокальных механизмах ($n=38$) и сейсмических моментах толчков ($n=156$). По данным о фокальных механизмах три локальные зоны взбросов ($P_R \geq 0.25$) выделяются на юго-западном фланге региона, окружая рифтовые впадины Прихубсугуля. Южнее Муйской впадины на северо-востоке региона локализуется зона с $P_S \geq 0.4$. По данным о сейсмических моментах землетрясений выделяются несколько значительных по размерам областей, в которых вероятность $P_R \geq 0.25$. На юго-западном фланге три области почти совпадают с зонами взбросов, выделенными по фокальным механизмам. В центральной части оз. Байкал наблюдается зона $P_R \geq 0.25$, корреспондирующаяся с зоной сдвигов. При сопоставлении карт видно неплохое соответствие областей на юго-западном фланге региона и отличие максимумов на остальной части карты.

На графиках среднегодовой вероятности реализации P толчков всех типов подвижек по разломам, полученных по данным о сейсмических моментах землетрясений, до 1981 года наблюдается устойчивое доминирование толчков-сбросов при среднем уровне $P_N \approx 0.7-0.8$ и примерно равные вероятности толчков-сдвигов и взбросов $P_S \approx P_R \approx 0.1-0.15$. В 1982 году вероятность реализации сбросов понижается до $P_N \approx 0.48$, но повышается вероятность толчков-взбросов до $P_R \approx 0.33$ при вероятности толчков-сдвигов $P_S \approx 0.19$. На следующий год вероятность сбросов начинает расти и в 1984 году достигает $P_N \approx 0.75$ при $P_S \approx 0.17$ и $P_R \approx 0.08$. В 1987 году происходит самое сильное падение уровня вероятности сбросов – до $P_N \approx 0.25$ при $P_S \approx 0.50$ и $P_R \approx 0.25$. Интервал времени 1990-1994 гг. характеризуется примерно одинаковой вероятностью реализации толчков разных типов подвижек по разлому. В 1994 году повышается вероятность реализации взбросов до $P_R \approx 0.55$ при $P_N \approx 0.30$ и $P_S \approx 0.15$.

На графиках среднегодовой вероятности реализации P толчков всех типов подвижек по разломам, полученных по данным о фокальных механизмах землетрясений, обращают на себя внимание резкие изменения P , обусловленные, вероятно, слабой представительностью данных о фокальных механизмах. В 1980-х гг. повышается вероятность реализации сбросов и в целом $P_N > 0.5$, за исключением 1986 г., когда вероятность сбросов понизилась до $P_N \approx 0.25$ и резко возросла вероятность взбросов $P_R \approx 0.67$. До 1980-х гг. такие инверсии достаточно часты и обусловлены, скорее всего, слабой представительностью данных. При сопоставлении графиков, полученных по данным о фокальных механизмах и сейсмических моментах землетрясений, можно отметить общую тенденцию доминирования сбросов в 1980-х гг. и достаточно хорошее совпадение в 1992 году, когда вероятности толчков примерно равны $P \approx 0.33$.

Результаты, полученные по данным о фокальных механизмах и сейсмических моментах сильных землетрясений, свидетельствуют о хорошем совпадении реконструированного поля напряжений «растяжения» в областях представительной обеспеченности данных. Менее совпадающими следует признать результаты реконструкции полей напряжений, генерирующих сдвиги и взбросы, хотя большинство выделенных зон также совпадают. Основные наблюдаемые отличия обусловлены, на наш взгляд, разными временными диапазонами выборок данных фокальных механизмов (1950-1998 гг.) и сейсмических моментов землетрясений (1968-1994 гг.), а также слабой пространственно-временной представительностью фокальных механизмов. Таким образом, результаты реконструкции напряженного состояния литосферы БРЗ по данным о сейсмических моментах землетрясений получили обоснованное подтверждение на основании данных классического метода фокальных механизмов. В целом в пределах исследуемой территории доминирует режим рифтогенеза с формированием толчков-сбросов при вероят-

ности $P_N \geq 0.5$, а локальные области повышенной вероятности сдвигов и взбросов указывают на неоднородность напряженно-деформированного состояния литосферы БРЗ. Анализ динамики напряжений в литосфере БРЗ также подтверждает доминирующую роль рифтогенеза, однако эта доминанта неустойчива, и в конце 1980-х – начале 1990-х гг. возникла ситуация примерного равенства и даже частичного преобладания сдвигов и взбросов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-97206 р_Байкал, 06-05-64120-а).

- [1] Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М.: Наука, 1972. – С. 161–171.
- [2] Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Механизмы очагов землетрясений Байкальской рифтовой зоны за 1981-1990 гг. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 11. – С. 99–107.
- [3] Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteyman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – V. 25. – P. 207–231.
- [4] Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизмы очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 годы // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1598–1607.
- [5] Голенецкий С.И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 2. – С. 260–270.
- [6] Голенецкий С.И., Дреннова Г.Ф. Каталог механизмов очагов землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР (за 1985-1991 гг.). – М.: Наука, 1988-1991, 1997. Землетрясения Северной Евразии (за 1992-1998 гг.). – М.: ГС РАН, 1997, 1999-2003.
- [7] Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Докл. РАН. – 2002. – Т. 384, № 5. – С. 687–691.
- [8] Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 398–403.
- [9] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамические параметры очагов сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Физика Земли. – 2002. – № 2. – С. 55–66.
- [10] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в Южном Прибайкалье и Северной Монголии по данным о сейсмических моментах землетрясений // Физика Земли. – 2006. – № 5. – С. 65–77.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

*С.Н. Коваленко**, *С.А. Анисимова**, *M. Fournier***, *T. de Boisgrollier***

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

** Париж, Университет имени Пьера и Марии Кюри, boisgrollier@hotmail.fr

Северная часть Патомского нагорья представляет собой дугообразно изогнутую в плане структуру, сформированную в течение двух тектонических циклов: раннепротерозойского и позднепротерозойско-палеозойского. Деформации последнего этапа были связаны с коллизионными процессами и закрытием Палеоазиатского океана, когда наибольшие деформации и метаморфизм претерпели породы центральной части Патомского нагорья [1]. Северная, фронтальная, часть рассматриваемой территории почти не подверглась интенсивной переработке, благодаря чему здесь прекрасно сохранились в осадочных толщах первичные строматолитовые постройки, анализ характера жизни, условий захоронения и изменения окаменевших остатков которых можно использовать для расшифровки геологической истории региона в позднепротерозойско-палеозойское время.

По тектоническому районированию территория Патомского нагорья относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы и подразделяется на Чуйско-Нечерский антиклинорий, Мамско-Бодайбинский и Патомский синклинии. В пределах платформы вблизи нагорья выделяется Приленская зона складок. Строматолитовые постройки нами были изучены только в пределах Приленской зоны складок и Патомского синклинория. Согласно последним, послыное изучение большого количества разрезов верхнего докембрия Байкало-Патомской горной области, сопровождавшееся наблюдениями над условиями залегания строматолитов и микрофитолитов, структурными и текстурными особенностями органогенных и чередующихся с ними пород, а также изучение петрографического и химического состава органических остатков и вмещающих их пород позволили установить некоторые закономерности фациальной приуроченности строматолитов Байкало-Патомской горной области [2, 3].

Строматолиты рассматриваемого региона приурочены к мариинской, бульбухтинской, баракунской, валюхтинской, ченчинской, жербинской и миньской свитам рифея, венда и связаны с двумя группами фаций.

1. Группа фаций мелководного морского бассейна с нормальной соленостью (зона отложения известняков и сопровождающих их терригенных осадков).

2. Группа фаций мелководных бассейнов с ненормальной соленостью (зона доломитообразования).

Первая группа фаций характерна для ченчинского времени. В этом палеобассейне рифея в зависимости от положения береговой линии выделяются следующие фации [4-8]:

1) прибрежные с преобладанием терригенных осадков, редко присутствуют известняки с мелкими строматолитами и микрофитолитами;

2) переходные от прибрежных к мелкому морю с активным гидродинамическим режимом с незначительным распространением строматолитов (верхнеприливная зона);

3) мелкого моря с активным гидродинамическим режимом со значительным количеством строматолитов (среднеприливная зона);

4) спокойного мелкого моря с крупными банками и возможно мелкими рифоподобными постройками (нижнеприливная зона);

5) наиболее глубоководная эпиплатформальная зона.

Фации спокойного мелкого открытого моря с крупными банками и мелкими постройкиками рифового типа, которые сложены строматолитами, определены для нижней подсвиты ченчинской свиты и прослеживаются вдоль северной и восточной окраин Патомского нагорья. Для этих фаций характерно широкое распространение тонко-мелкозернистых известняков розовой, розовато-серой окраски с горизонтально-волнисто-слоистыми текстурами. Строматолиты рассматриваемых фаций однообразны.

Фации мелкого моря с активным гидродинамическим режимом характерны для верхней подсвиты ченчинской свиты долин рек Лены, Бол. Патома и Жуи. Они сменяют вышеописанные фации по стратиграфической вертикали и указывают на обмеление бассейна, связанное с общей регрессией ченчинского моря. В отличие от фаций спокойного моря, здесь появляется много алевритовых и песчаных известняков, мергелей и конседиментационных брекчий, отдельные прослои алевролитов и песчаников зеленой, зеленовато-серой окраски. Характерно наличие косой слоистости, следов подводного оползания грунтов. Микрофитоциты присутствуют совместно со строматолитами, а также образуют многочисленные самостоятельные горизонты. Увеличение количества микрофитоцитов связано с подвижной средой, благоприятной для захоронения этих остатков. Строматолиты этих фаций разнообразны. Желваковые – представлены тремя формами, столбчатые – пятью формами.

Фации, переходные от мелкого моря к прибрежным, прослежены от долины р. Бол. Патома на востоке до р. Витима на юго-западе. Наряду с известняками в переходных фациях появляется большое количество серо-зеленых алевролитов, песчаников и мергелей. Глинистые и терригенные породы сменяют друг друга по простиранию, образуя горизонтальный ряд фаций. Количество глинистых и терригенных пород в составе рассматриваемых фаций достигает 30 %. Значительную роль здесь играют известковые брекчии. В узкой зоне, где распространены эти фации, смена состава пород происходит очень быстро. Незначительная часть известняков рассматриваемых фаций содержит желваковые строматолиты и микрофитоциты.

Прибрежные фации изучены в долинах рек Витима, Бол. Чуи и Чаи. Для них характерно преобладание терригенных и глинистых пород, суммарное количество которых в отдельных участках колеблется от 60 до 80 %. Кварцевые, полевошпатово-кварцевые алевролиты и песчаники представляют собой породы серой, зеленовато-серой окраски, часто косослоистые. Карбонатные породы представлены хемогенными сероцветными известняками и доломитами, а также редко известняками с желваковыми строматолитами и микрофитоциты.

Доломитовые фации мелководных участков бассейна с ненормальной соленостью характерны для мариинской, бульбухтинской, баракунской, валюхтинской, жербинской и миньской свит рифея и венда. Эти фации существовали на протяжении длительного отрезка времени, но площадное распространение их незначительно.

Положение этих фаций в палеобассейне фиксируется менее четко, чем для ченчинского времени. Они представлены стратифицированными раннедиагенетическими доломитами, которые локализуются вблизи палеоподнятий [9]. Предполагается их принадлежность к среднеприливной и нижнеприливной зонам.

Фации мелководных участков бассейна, сформированные в зонах с относительно спокойным гидродинамическим режимом, приурочены к долинам рек Чаи, Бол. Чуи, Витима, Бол. Патома, Лены, Бульбухты и характерны для отложений мариинской, бульбухтинской, баракунской и валюхтинской свит рифея. Ведущими породами рассматриваемых фаций являются доломиты обычно светлой окраски. Доломитовые породы всех этих свит имеют тонко-мелкозернистую структуру и, обычно, незначительное содержание терригенной примеси. Строматолиты этих фаций представлены столбча-

тыми и пластовыми формами, для которых характерно незначительное площадное распространение в пределах каждого стратиграфического уровня.

Фации с активным гидродинамическим режимом присущи отложениям жербинской свиты венда в бассейнах рек Бол. Патомы и Лены. Преобладающими породами в них являются алевроитовые доломиты, а также доломиты с глауконитом и незначительным количеством терригенной примеси. Широко распространены косослоистые текстуры. Строматолиты в данных фациях представлены двумя столбчатыми видами.

Фации застойных участков бассейна распространены в долине р. Чай и характерны для отложений миньской свиты венда. В них присутствуют темно-серые тонко-мелкозернистые доломиты со строматолитами, в которых содержится незначительное количество терригенной примеси; застойность вод устанавливается по преобладанию «углистого» и глинистого материала, а также по наличию слоев углистых сланцев.

Структурно-геологические и палеонтологические исследования строматолитовых образований в пределах Приленской зоны линейных складок и Патомского синклиория по рекам Лене, Витиму, Бол. Патому, а также геометрический анализ элементов залегания строматолитовых колоний подтверждают наличие цилиндрических линейных складок с выдержанными характеристиками для всей территории, изученной ранее при среднемасштабных геологических съемках. Установлено, что подавляющая часть мелких структур относится не к тектоническим, а к конседиментационным формированиям, образование которых связано с подводными донными оползнями и оплывами грунта по наклонным плоскостям предположительно подводного склона континента или шельфа. К собственно тектоническим мелким структурным элементам мы смогли отнести только спорадически проявленный кливаж осевой плоскости, кливажные складки хрупкого изгиба, кинк-зоны, будинаж-структуры, редкие сбросы и взбросы по зеркалам скольжения. Наиболее продвинутыми тектоническими деформационными мелкими структурными формами оказались асимметричные складки волочения – максимальная степень деформации пород по зонам кинк-бендов определенной ориентировки.

Исследования выполнялись в рамках 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] Докембрий Патомского нагорья / Сост. А.И. Иванов, В.И. Лифшиц, О.В. Перевалов и др. – М.: Наука, 1995. – 352 с.
- [2] Ginsburg R.N. Controversies about stromatolites: vices and virtues // *Controversies in modern geology*. – Miami: Academic Press, 1991. – P. 25–36.
- [3] Walter M.R., Hill A.C. Mid-Neoproterozoic (~830–750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // *Precambrian Research*. – 2000.–V. 100, № 1/3. – P. 181–211.
- [4] Awramik S.M. Gunflint stromatolites: microfossil distribution in relation to stromatolite morphology // *Stromatolites*. – Amsterdam: Elsevier, 1976. – P. 311–320.
- [5] Дольник Т.А. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1969. – 26 с.
- [6] Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. – Иркутск, 1974. – 96 с.
- [7] Дольник Т.А., Станевич А.М., Анисимова С.А. и др. Палеоэкология жуинского бассейна юга Восточной Сибири (верхний рифей) // Материалы I Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». – Томск: Изд-во ТГУ, 1997. – С. 59–60.
- [8] Dolnik T.A., Anisimova S.A. Riphean of the Baikal mountain area (Southern Siberia) // *IPC2002. Australia: Macquarie University*, 2002. – P. 201–202.
- [9] Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. – Пер. с англ. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКИЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ ТРАНСЕКТ: ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

*П.В. Коваль**, *В.И. Гребенщикова**, *О. Гэрэл***, *Е.Х. Турутанов****,
*В.В. Мордвинова****, *Р.В. Оглоблин**

* Иркутск, Институт геохимии СО РАН, koval@igc.irk.ru

** Улан-Батор, Монгольский научно-технический университет, gerel@must.edu.mn

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

Благодаря широкому использованию современных геофизических и геохимических методов изучения литосферы Земли, доступными для понимания становятся не только состав магматических пород и глубинных ксенолитов, но и строение земной коры и верхней мантии, что необходимо для интерпретации глубин зарождения и составов предполагаемых протолитов.

Работами российских и зарубежных исследователей установлены структурная (горизонтальная, наклонная) и вещественная (разные скорости прохождения волн) расчлененность земной коры и верхней мантии, показано наличие специфических «волноводов», связанных с областями частичного плавления и зарождения магматических расплавов и т.д.

Трехслойная модель континентальной литосферы, в которой глубокозалегающий астеносферный слой представляет собой флюидизированную мантию [1], дает основание полагать, что региональная геохимическая зональность магматизма и его металло-геническая специализация, в известной степени, отображают глубинное строение и последовательные этапы эволюции коры и литосферы.

Стремление геологов и геофизиков получить достоверную информацию о строении земной коры и литосферы и невозможность сделать это в глобальном масштабе привели к созданию так называемых «геотрансектов» или профилей, в пределах которых проводятся комплексные геолого-геофизические и геохимические исследования. Подобные геотрансекты известны во многих странах, в том числе и в России. Они являются основой для интерпретации глубинного строения территорий.

На территории Монголии наиболее детальные геолого-геофизические работы были выполнены в начале 90-х годов по четырем международным трансектам. В качестве объекта для детального изучения нами выбран один из них – Центрально-Монгольский международный геотрансект, протяженность которого порядка 1500 км. Он начинается севернее озера Хубсугул (Восточный Саян, Россия), пересекает в меридиональном направлении территорию Монголии и север Китая (рис. 1). По линии трансекта в 90-е годы в рамках проекта «Global Geoscience Transects» международной программы «Lithosphere» был проведен уникальный комплекс геологических и геофизических исследований (гравиметрические и магнитометрические (ΔT) наблюдения масштаба с шагом 2 км), на основе которых создана схема глубинного строения литосферы района трансекта. По унифицированным легендам на основе интерпретации всех имеющихся геологических и геофизических данных построена полосовая геологическая карта [2].

Позднее вдоль трансекта в полосе шириной примерно 100-150 км Институтом геохимии СО РАН было проведено геохимическое опробование разновозрастных магматических пород (более 1100 проб), представленных широким спектром ассоциаций различной основности и щелочности (рис. 1). Центральная часть трансекта сложена породами Хангайского гранитоидного батолита. Он образован серией крупных массивов гранитоидов, сосредоточенных в пределах Хангайского нагорья и занимающих общую площадь около 120 тыс. км². Вмещающими для него породами являются метаморфиче-

ские и терригенные комплексы Хангайского рифейского террейна, девонские и каменноугольные осадочные отложения Хангайского синклинория, наложенного на этот террейн, а также офиолитовые комплексы Баянхонгорской зоны.

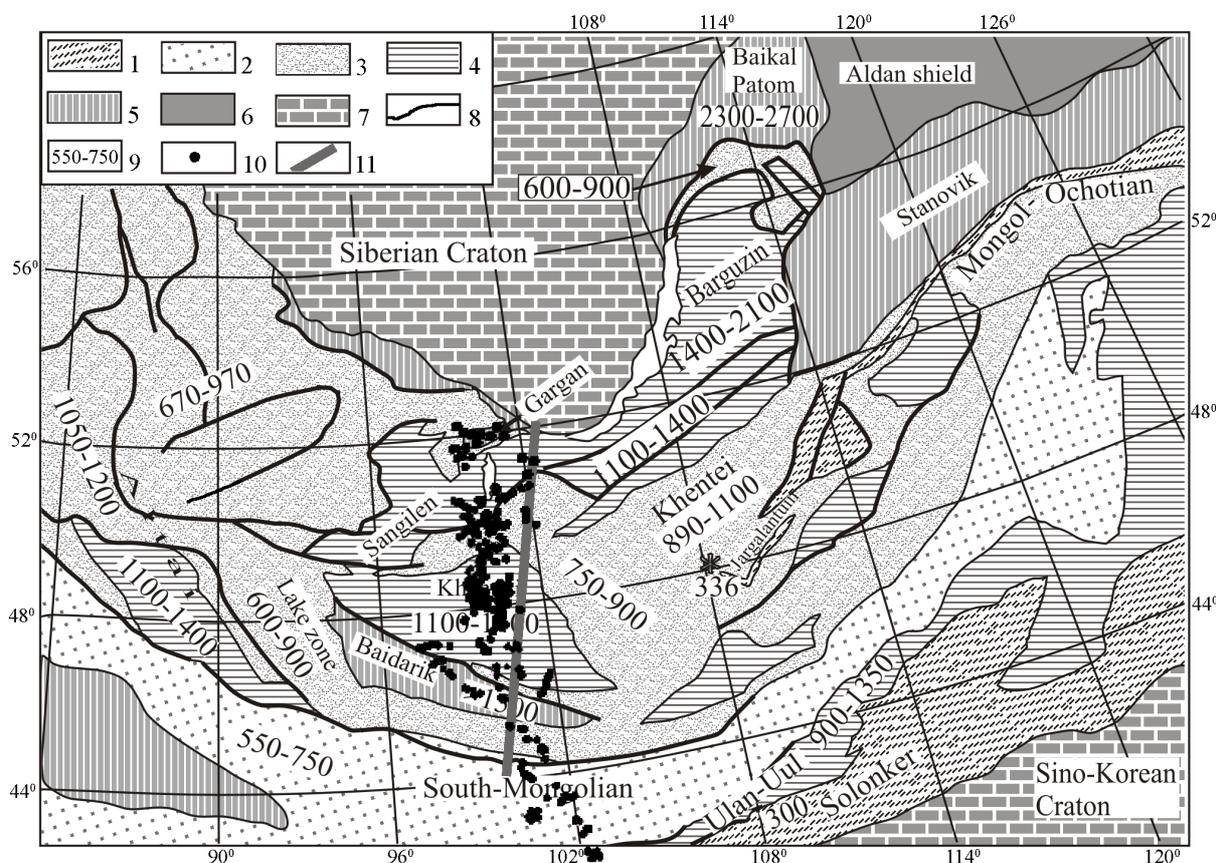


Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Центральной Азии (составлена [7] на основе Тектонической карты Северной Азии с добавлениями):

1–3 – складчатые пояса: 1 – индосинид, 2 – герцинид, 3 – каледонид; 4–5 – докембрийские микроконтиненты: 4 – с позднедокембрийским основанием, 5 – с раннедокембрийским основанием; 6 – кристаллический фундамент платформы; 7 – платформы; 8 – разломы; 9 – значения Nd модельного возраста коры; 10 – гранитоидные и другие магматические объекты, по которым имеется геолого-геофизическая и изотопно-геохимическая информация в ИБД; 11 – линия скоростного разреза до глубины 65 км, полученного методом функции приёмника по данным телесейсмического эксперимента MOBAL_2003.

В строении батолита выделяется несколько ассоциаций пород, рассматриваемых также в качестве отдельных интрузивных комплексов. Ранний комплекс сложен гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и в составе ранних фаз включает габбро и габбро-диориты. Основной объем в строении батолита занимают породы хангайского комплекса, представленные среднекрупнозернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами, связанными между собой фациальными переходами. Завершающими в формировании батолита являются субщелочные лейкократовые граниты.

В настоящее время в ИГХ СО РАН создана компьютерная база изотопно-геохимических данных, включающая разнородную информацию более чем по 1100 пробам разновозрастных магматических пород трансекта. Отдельно выделен подблок информации о гранитоидах Хангайского батолита-гиганта. Ведется всесторонняя обработка геохимических данных с построением различных диаграмм и карт.

Результаты геохронологических исследований указывают на позднепермский возраст батолитообразования. Формирование Хангайского батолита сопровождалось рифтогенными процессами по его обрамлению. Так, вдоль южной периферии батолита возникла Гоби-Алтайская рифтовая зона, выполненная базальт-комендит-пантеллеритовыми толщами и трассируемая массивами щелочных гранитов. Возраст вулканических толщ 274 млн лет. Северное ограничение батолита определяет Северо-Монгольская рифтовая зона. Она представляет достаточно широкую полосу грабенов, выполненных базальтовыми и базальт-трахит-пантеллеритовыми вулканическими толщами. В ее же пределах сосредоточены многочисленные массивы щелочных гранитов, сиенитов и габбро-монзонитов. Rb-Sr датировки пород бимодального комплекса отвечают интервалу 249-265 млн лет.

Сопоставление рассчитанных мощностей земной коры и глубин залегания астеносферного слоя [3] и зональности ареалов магматизма Монголо-Охотской зоны уже выявило интересную закономерность строения этого региона [4, 5]. Оказалось, что на фоне почти двукратных (35-60 км) вариаций толщины земной коры выделяется область более мощной коры, ограниченная изолинией 45 км, соответствующая Хангай-Хэнтэйской области герцинской складчатости, где находятся наиболее крупные позднепалеозойский Хангайский и позднемезозойский Эгин-Дабинский гранитоидные батолиты. Поверхность Мохоровичича в этой части Монголо-Охотской зоны погружается от 45 км до глубины свыше 60 км. В этой области отмечаются два крупных выступа астеносферы: Хангайский (50 км) и Хэнтэйский (70 км), коррелирующиеся с отмеченными выше максимумами толщины земной коры, в которых сконцентрированы крупные массы гранитоидов нормальной щелочности.

Из-за отсутствия необходимых наблюдений о скоростном строении Центральной Монголии до настоящего времени имелось весьма общее представление, базирующееся в основном на томографических исследованиях по поверхностным волнам с разрешением не более 250 x 250 км. Из-за редкой сети стационарных станций еще более обобщенными являются результаты глобальной сейсмической томографии по *P*-волнам. В 2003 году 18 профильными станциями международного телесеизмического эксперимента MOBAL_2003 (Mongolian-Baikal Lithosphere seismological Transect), работавшими в течение полугода в непрерывном режиме на юге Сибири и в Центральной Монголии, были получены уникальные цифровые записи далеких и близких землетрясений. Для 1000-километрового профиля имеются первые результаты в виде скоростных разрезов поперечных волн, наиболее чувствительных к неоднородностям среды в интервале глубин 0-250 км [6]. Расположение профиля MOBAL_2003 практически совпадает с Центрально-Монгольским трансектом, исключая его самую южную часть (рис. 1). Эти сведения о сейсмических скоростях получены для каждой станции профиля и сведены в единый скоростной разрез методом линейной интерполяции. На рис. 2 представлен скоростной разрез поперечных волн для коры. Разрешение разреза по глубине определяется параметризацией моделей (1.0-2.0 км для коры и 5 км на больших глубинах). По горизонтали детальность двумерного разреза характеризуется расстоянием между станциями (30-80 км). Метод линейной интерполяции неизбежно вносит сглаживающий эффект – интерполяция проводилась по сетке из 20 столбцов и 20 слоёв. По детальности полученные модели занимают промежуточное положение между исследованиями глубинного сейсмического зондирования и поверхностно-волновыми томографическими образами.

Изменение диапазона используемых частот в пределах 0.01-0.90 Герц и интервала минимизации от 15 секунд длины сигнала до 35 секунд, а также анализ различных выборок землетрясений позволили убедиться, что особенности скоростного строения по профилю выделяются устойчиво, несмотря на некоторые вариации положения изоли-

ний скоростей. Наиболее очевидными особенностями разреза для коры являются: её резкое утолщение при переходе от Сибирской платформы к Саянскому поднятию; градиентность коромантийной границы почти под всеми станциями профиля; разделение разреза на явно выраженные различные зоны, гетерогенность подкоровой части разреза. Например, 30-километровая низкоскоростная толща коры под Саянами и Хамар-Дабаном (станции ОКТВ, ARSH, KIRN, DLY2) южнее резко сменяется чередованием низкоскоростных и высокоскоростных слоев или линз. Изменение характера структуры коры соответствует схеме тектонического районирования [7] (см. рис. 1). Вызывает особый интерес чередование слоев повышенной и пониженной скорости. Можно предположить, что причиной этому являлось в каледонский и раннегерцинский этапы развития земной коры проявление магматизма в островных дугах и на континентальных активных окраинах, предполагающее генерацию больших количеств магмы, связанных с явлением субдукции [2]. Большая часть магмы не достигала земной поверхности и кристаллизовалась в виде интрузий в земной коре. Более лёгкие магмы, например гранитоидные, могли проникать до верхних этажей коры. Магмы более высокой плотности должны кристаллизоваться преимущественно в средней части коры. Более основная магма может также «подслаивать» кору, увеличивая её толщину. Несомненно, что полученная скоростная картина ещё нуждается как во всестороннем осмыслении, так и в дальнейшей детализации.

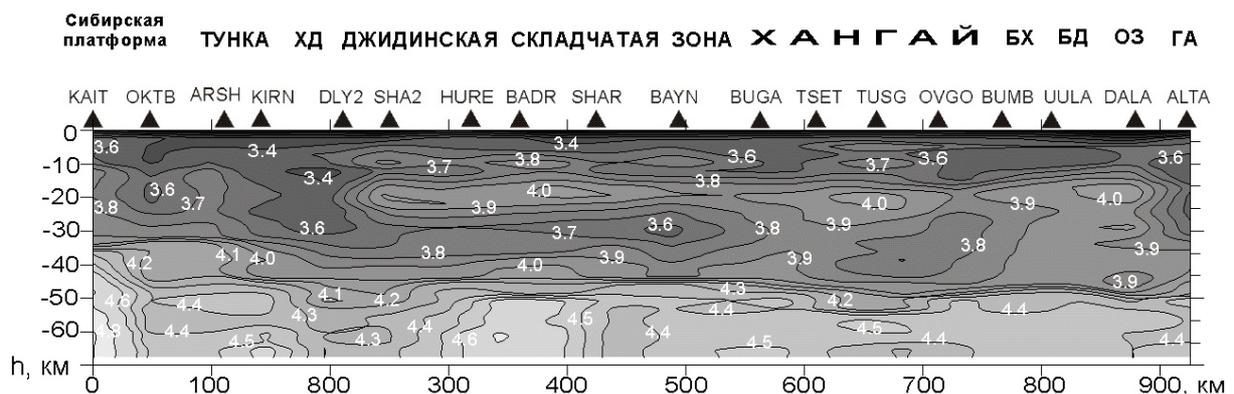


Рис. 2. Скоростной разрез для S-волн до глубины 65 км, полученный методом функции приёмника по данным телесейсмического эксперимента MOBAL_2003.

Новая, довольно детальная, информация о сейсмических скоростях (рис. 2) может существенно помочь в разработке комплексной модели корреляции геохимических параметров магматизма и структуры литосферы в её крупном региональном сечении, соответствующем Центрально-Монгольскому международному глубинному трансекту.

Работа поддержана интеграционным проектом СО РАН 6.17.

- [1] Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.
- [2] Зорин Ю. А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Центральный Сибирско-Монгольский трансект // Геотектоника. – 1993. – №2. – С. 3–19.
- [3] Зорин Ю.А., Балк Г.В., Новоселова М.Р. и др. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 33–42.
- [4] Коваль П.В., Гребенщикова В.И., Турутанов Е.Х. Опыт корреляции региональной геохимической зональности гранитоидного магматизма и строения литосферы на примере Монголо-Охотской зоны // Докл. РАН. – 1999. – Т. 365, № 2. – С.245–249.

- [5] Гребенщикова В.И., Коваль П.В., Лустенберг Э.Е. и др. Гранитоидные батолиты: структурирование и обработка информации, сравнительная характеристика // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 8. – С. 1215–1227.
- [6] Mordvinova V.V., Deschamps A., Devershere J. et al. Velocity structure of the lithosphere on the Siberian platform – Goby-Altai profile on the base of teleseismic experiment «MOBAL 2003» // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы 2-го международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г., Новосибирск). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 223-227.
- [7] Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. – 2004. – V. 23. – P. 605–627.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

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

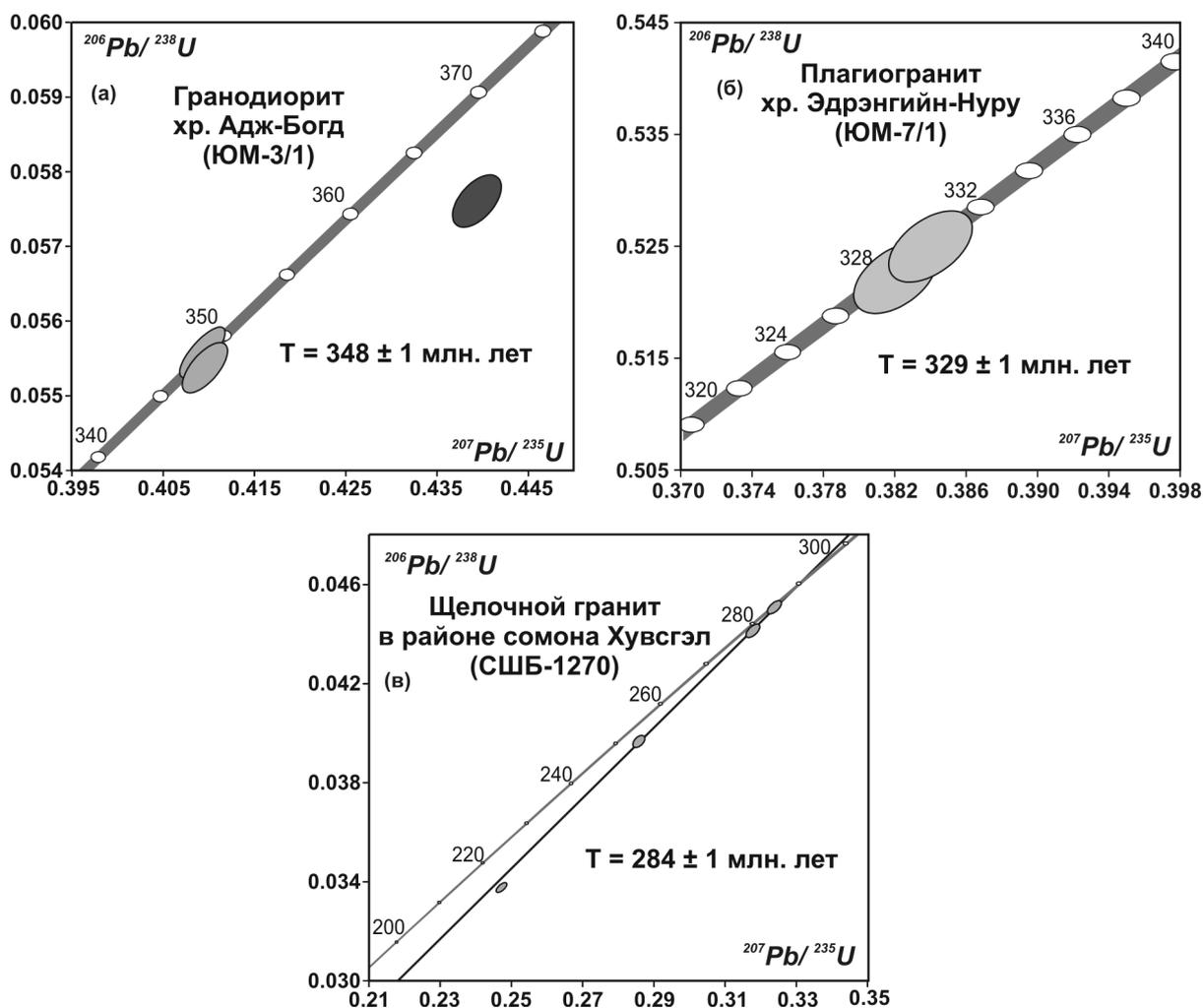
* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

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

В позднем палеозое южная окраина Северо-Азиатского палеоконтинента развивалась в режиме сложной геодинамической обстановки, напоминающей обстановку «калифорнийского типа» [1]. К этому времени закончился этап герцинского корообразования, заключающийся в аккреции островных дуг, микроконтинентов (в том числе Южно-Гобийского) и фрагментов океанических плато к палеоконтиненту, в результате чего был сформирован пояс южно-монгольских герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). С начала карбона южная окраина Северо-Азиатского палеоконтинента представляла собой активную континентальную окраину (АКО). Здесь происходило формирование обширных вулканических полей пород дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии и сопряженных с ними интрузивных массивов гранодиорит-гранитового состава. Начиная со среднего карбона структурный рисунок и характер магматизма кардинально изменились. Здесь возникли системы узких широтно вытянутых грабенов, вложенных в структуры АКО, в которых сосредоточены вулканические породы бимодальной базальт-комендит-пантеллеритовой ассоциации, массивы щелочных гранитов и протяженные дайковые пояса. Такие ассоциации являются типичными для континентальных рифтов, а характер проявлений (грабены и дайковые пояса) определенно фиксирует обстановку растяжения. Это позволило объединить близкие по возрасту грабены и массивы щелочных гранитов в рифтовые зоны Центрально-Азиатской рифтовой системы [2]. Наиболее ранней и наиболее приближенной к краю палеоконтинента среди них является Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона, которая в современной структуре ЦАСП трассируется от Центрального Казахстана через Северо-Восточный Китай южнее Джунгарского массива в Южную Монголию на расстояние около 3000 км. Таким образом, сложная геодинамическая обстановка в позднем палеозое на южной окраине Северо-Азиатского палеоконтинента сочетала в себе субдукционные условия с рифтогенным режимом. Геологические данные свидетельствуют о незначительном перерыве во времени между магматизмом этих двух режимов [3]. Породы бимодальной ассоциации, как правило, залегают согласно на вулканитах АКО и отделены лишь маломощной пачкой туфогенно-осадочных пород. Однако геохронологическими данными это не подтверждено.

Проведенные нами геохронологические исследования позволили определить время геодинамической перестройки на позднепалеозойской южной окраине Северо-Азиатского палеоконтинента, оценить временные интервалы окраинно-континентального магматизма на юге ЦАСП и длительность формирования Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны.

Окраинно-континентальный магматизм. Начальные этапы окраинно-континентального магматизма были зафиксированы нами на юго-западе Монголии, где для гранодиоритов главной фазы массива хр. Адж-Богд (ЮМ-3/1 44° 57.61'с.ш. 95° 19.88' в.д.) U-Pb методом по циркону установлен возраст (concordia age) 348 ± 1 млн лет, СКВО=0.15, вероятность=0.70 (рисунок, а). В пределах ошибки этому значению соответствует возраст окраинно-континентальной вулканической толщи в Западном Тянь-Шане на территории Китая – 345.9 ± 9 млн лет [4].



Диаграммы с конкордией для цирконов из магматических пород южной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента.

Более поздние окраинно-континентальные магматические события фиксируются по всей Южной Монголии. Для плагиигранитов хр. Эдрэнгийн-Нуру на юго-западе Монголии (ЮМ-7/1 $44^{\circ}10.11'$ с.ш. $97^{\circ}56.64'$ в.д.) установлен U-Pb методом по циркону возраст (concordia age) 329 ± 1 млн лет, СКВО=0.18, вероятность=0.67 (рисунок, б). Для трахириолитов АКО ($43^{\circ}04.64'$ с.ш. $107^{\circ}19.29'$ в.д.) в провесах кровли Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива на востоке Монголии определен возраст (U-Pb по циркону, concordia age) 331 ± 1 млн лет, СКВО=1.1, вероятность=0.3 [5]. Этому же возрасту соответствует наклон Rb-Sr изохроны по вулканитам АКО из верхней части разреза в обрамлении Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива – 329 ± 5 млн лет.

Таким образом, время формирования окраинно-континентального вулканического пояса и связанного с ним интрузивного магматизма на юге ЦАСП на сегодняшний день можно оценить интервалом **350–330 млн лет** назад.

Рифтогенный магматизм. Датирование рифтогенных событий проводилось нами в пределах трех опорных регионов в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне: хребта Тост на западе и районов сомона Хан-Богд и Хувсгэл на востоке.

Ранее нами был получен возраст щелочных гранитов хр. Тост ($43^{\circ}08.27'$ с.ш. $100^{\circ}50.45'$ в.д.) U-Pb методом по циркону, который составил (concordia age) 318 ± 1 млн лет, СКВО=0.29, вероятность=0.59 [3]. В пределах ошибки этому же возрасту соответствует

наклон региональной Rb-Sr изохроны по валовым пробам вулканических пород бимодальной ассоциации этого грабена – 314 ± 5 млн лет СКВО=33.

Расположенный в 500 км к востоку от хр. Тост крупнейший в Центральной Азии Хан-Богдинский массив щелочных гранитов датировался U-Pb методом по циркону из пород ГИФ и щелочно-гранитных пегматитов 2-ой фазы внедрения, которые показали соответственно значения возраста (concordia age) 290 ± 1 млн лет, СКВО=0.23, вероятность=0.63 и 292 ± 1 млн лет, СКВО=1.06, вероятность=0.3 [5]. Этим значениям соответствуют и оценки возраста по Rb-Sr региональным изохронам для интрузивных пород – 287 ± 3 млн лет, СКВО=1.8, и вулканических бимодальной ассоциации – 291 ± 4 млн лет, СКВО=52.

Наиболее восточные проявления рифтогенного магматизма в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне отмечаются к северо-востоку от сомона Хувсгэл, где фиксируется цепочка щелочно-гранитных массивов северо-восточного–восточного простирания. Для наиболее крупного из таких массивов (СШБ-1270 $46^{\circ}51.93'$ с.ш. $110^{\circ}05.24'$ в.д.) установлен возраст (U-Pb метод по циркону, concordia age) 284 ± 1 млн лет (рисунок, в), СКВО=0.05, вероятность=0.82.

Таким образом, полученные геохронологические данные свидетельствуют, что процессы рифтогенеза, охватившие огромный промежуток южной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента, протекали не одновременно. На сегодняшний день время начала процессов позднепалеозойского рифтогенеза можно оценить по возрасту щелочных гранитов хр. Тост на западе Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны – 318 млн лет. Позже рифтогенный магматизм постепенно смещался на восток, где 290 млн лет назад сформировалась вулканоплутоническая ассоциация Хан-Богд с крупнейшим в Центральной Азии массивом щелочных гранитов. Наиболее молодые проявления рифтогенного магматизма в Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне расположены в Юго-Восточной Монголии в районе сомона Хувсгэл – щелочные граниты с возрастом 284 млн лет. Такие результаты говорят о том, что формирование Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны растянулось как минимум на 34 млн лет.

Интервал времени между окраинно-континентальным и рифтогенным магматизмом на южной окраине Северо-Азиатского палеоконтинента 330–318 млн лет может рассматриваться как время геодинамической перестройки, за которое произошло отмирание зоны субдукции и заложение зон внутриконтинентального рифтогенеза. Такая перестройка связывается с перекрытием краем палеоконтинента мантийного плюма или более сложной структуры, сочетающей срединно-океанический хребет герцинского палеоокеана, положение которого контролировалось мантийным плюмом. Существование такого мантийного плюма в океане до начала рифтогенеза подтверждается участием в строении пояса южно-монгольских герцинид офиолитовых комплексов с высокотитанистыми базальтами, близкими по составу к базальтам океанических плато [6, наши неопубликованные данные].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10, РФФИ (проект 05-05-64001), проекта «Ведущие научные школы» НШ-6053.2006.5.

- [1] Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 198 с.
- [2] Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. – М.: Наука, 1983. – 198 с.
- [3] 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. 12, № 2. – С. 232–239.

- [4] Xia L., Xia Z., Xu X. et al. Relationship between basic and silicic magmatism in continental rift settings: a petrochemical study of carboniferous post-collisional rift silicic volcanics in Tianshan, NW China // *Acta Geol. Sinica*. – 2005. – V. 79, № 5. – P. 633–653.
- [5] Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М. Геохронология рифтогенного магматизма в обстановке активной континентальной окраины, на примере PZ₃ Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны Южной Монголии // III Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». – М.: ИГЕМ РАН, 2006.
- [6] Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // *Геотектоника*. – 1992. – № 5. – С. 46–62.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Баргузинская впадина расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов. Одной из особенностей этой котловины являются куйтуны Верхний и Нижний – хорошо выраженные увалы, разделенные между собой долиной р. Аргады и широким открытым пространством по левобережью Баргузина. Высота их, относительно днища впадины, колеблется от 30-50 до 180-200 м. Тыловая часть Нижнего Куйтуна имеет пологое сочленение со склоном Икатского горного поднятия, обрываясь в сторону р. Баргузин. Для Верхнего Куйтуна характерна обратная ситуация – постепенное слияние с днищем и размыв в тыловой части реками Аргадой и Гаргой. На поверхности увалов широкое развитие получили эоловые явления с образованием выработанных и аккумулятивных форм рельефа, их крутые уступы проработаны процессами склонового смыва и овражной сетью. Массивы куйтунов выполнены мощными толщами песчаного материала и слагают не менее семи эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террасовых уровней смешанного озерно-речного происхождения с примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезиса. Согласно структурно-текстурным особенностям, осадки террасового комплекса подразделяются на две толщи, соответствующие этапам седиментации высоких (VII-IV) и низких (III-I) террас.

Самый высокий VII уровень эоплейстоцен-раннечетвертичного возраста высотой 110-160 м занимает наиболее возвышенную часть куйтунов, где вскрываются самые верхние горизонты разреза, низы толщи обнажены в Улан-Бургинской депрессии. В целом он сложен желтовато-серыми, светло-серыми мелко-среднезернистыми (средне-взвешенный диаметр частиц, $x=0,3-0,5$ мм), средне-мелкозернистыми ($x=0,2-0,3$) и алевритово-тонкозернистыми песками ($x=0,1-0,2$). Примеси – глинистый материал (до 5-20 %) и грубозернисто-песчаные мелкогравийные разности (не более 2 %). Текстура песков субгоризонтальная, минеральный состав преимущественно кварц-полевошпатовый с добавлением темноцветов, слюд и хорошей окатанностью зерен. По коэффициенту сортировки σ , значения которого находятся в пределах 0,1-0,4, осадки характеризуются как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициенты асимметрии $S_k < 1$ и $\alpha > 0$ с положением моды преимущественно в левой, по отношению к медиане, крупнозернистой, части эмпирического полигона распределения оценивают энергетические уровни живых сил седиментации на этот временной отрезок как относительно высокие (табл. 1). Значения эксцесса в подавляющем большинстве случаев положительны, что характеризует устойчивую динамику вещества на всем протяжении осадконакопления, хорошую обработку материала, превышающую количество привноса, и, как итог, – относительно спокойный тектонический режим. Показатели коэффициента вариации v по всей толще принадлежат диапазону от 0,5 до 0,8, что надежно аргументирует водное происхождение песчаных осадков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса). Дополнительным свидетельством этого утверждения является специфический облик кумулятивных кривых с наличием только двух точек перегиба на примерно равных процентных уровнях в первой и четвертой квартилях.

Шестая терраса ранне-среднечетвертичного возраста высотой 80-100 м, кроме куйтунов, прослеживается по долинам крупных левых притоков р. Баргузин – Гарги, Улан-Бурги, Аргады, Жаргаланты. Ее отложения – это широкий песчаный спектр – от тонкозернистых ($x=0,1-0,2$ мм) до крупно-среднезернистых ($x=0,5-0,6$) с общим преоб-

ладанием средне-мелкозернистых ($x=0,25-0,4$) кварц-полевошпатовых песков светло-серого, желтовато-серого цвета. Стандартное отклонение ($\sigma=0,06-0,4$) определяет хорошую, умеренную, реже – плохую отсортированность осадков. Кроме того, они асимметричны ($S_k < 1$, $\alpha > 0$), мода сдвинута в сторону крупных частиц, эксцесс в большинстве случаев имеет знак «+». Значения коэффициента вариации песков ($v=0,45-1,02$) определяют аквальный характер бассейна седиментации и относятся как к смешанному озерно-аллювиальному, так и к речному генотипам. Надежным подтверждением этому, помимо структурных особенностей, служит набор текстурных признаков – субгоризонтальная, субгоризонтально-волнистая, косая слоистость и преобладающая промытость отложений.

Таблица 1

Статистические параметры осадков

Номер пробы (терраса)	Коэффициент сортировки, S_0	Коэффициент асимметрии, S_k	Средневзвешенный размер частиц, x , мм	Стандартное отклонение, σ	Коэффициент вариации, v	Коэффициент асимметрии, α	Эксцесс, τ
72-1 (7)	1,39	0,93	0,28	0,17	0,60	1,06	2,01
72-2 (7)	1,46	0,93	0,26	0,16	0,62	1,04	1,83
72-3 (7)	1,47	0,94	0,25	0,16	0,65	1,20	2,37
72-4 (7)	1,50	1,06	0,25	0,17	0,67	1,20	2,24
1043-1 (6)	1,36	1,04	0,44	0,24	0,54	1,43	4,98
1043-2 (6)	1,35	0,95	0,33	0,17	0,52	0,77	1,48
1044-1 (6)	1,39	0,90	0,51	0,34	0,67	2,06	5,78
1044-2 (6)	1,36	1,06	0,44	0,23	0,52	1,36	4,84
1086 (5)	1,66	0,79	0,14	0,11	0,79	2,49	10,83
1087 (5)	1,58	0,71	0,17	0,11	0,66	1,78	7,27
1088 (5)	1,56	0,95	0,22	0,16	0,73	1,41	2,95
1089 (5)	1,44	0,91	0,24	0,16	0,66	1,53	3,86
1091 (4)	1,76	0,88	0,21	0,23	1,10	3,31	16,04
1092 (4)	1,36	0,85	0,18	0,14	0,75	2,41	9,68
1093 (4)	1,53	0,79	0,15	0,13	0,85	2,74	11,48
1094 (4)	1,37	0,96	0,18	0,13	0,72	2,03	7,46

Среднеплейстоценовая *пятая терраса* высотой 50-80 м занимает широкое пространство, обрамляя куйтуны со стороны современной долины р. Баргузин. Поверхность ее, как и поверхности более высоких порядков, в значительной степени изменена ветровой эрозией и аккумуляцией с образованием дефляционных и аккумулятивных форм с мощностью толщи переветренных песков до 2-3 метров. По литологическим и гранулометрическим параметрам осадки имеют много качеств, схожих с таковыми из вышележающей террасовой ступени. Наибольшее распространение в разрезах получили субгоризонтально-, косо-, наклонно-слоистые кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые ($x=0,15-0,3$ мм) и среднезернистые ($x=0,3-0,6$) пески сероватых оттенков с редкими прослоями гравийных частиц, хорошей, а также умеренной сортировки ($\sigma=0,13-0,4$), асимметричные со сдвинутой доминантной модой в сторону крупных частиц ($S_k < 1$, $\alpha > 0$). Им свойствен положительный эксцесс и значения коэффициента вариации ($v=0,4-1,0$), соответствующие области совмещенного озерно-речного и аллювиального

генезиса с периодическими изменениями водности.

Четвертая терраса высотой 25-50 м сформировалась во второй половине среднего неоплейстоцена. Отложения ее выдержанной полосой окаймляют песчаные увалы и представлены в основном ритмично-слоистыми серыми кварц-полевошпатовыми разнозернистыми песками ($x=0,3-0,9$ мм), нередко с гравием и преобладанием мелких, а также средних фракций. Текстура – ритмичная субгоризонтальная, субгоризонтально-волнистая, косая, перекрестная. Песчаным фракциям присуща хорошая и умеренная сортировка ($\sigma=0,09-0,7$), характерна асимметрия распределений, благодаря которой крупнозернистая часть обломочного спектра оказалась значительно лучше обработанной, чем мелкозернистая ($S_k < 1$, $\alpha > 0$). Значения эксцесса плюсовые, числовые показатели коэффициента вариации редко превышают 1,0.

Таблица 2

Палеопотамологические характеристики осадков

Номер пробы	Срывающая скорость, $V_{ср}$, м/с	Скорость отложения, $V_{отл}$, м/с	Глубина потока, Н, м	Скорость потока, v , м	Универсальный критерий Ляпина, β	Уклон, I , м/км	Коэффициент шероховатости, n	Ширина потока, В, м	Число Фруда, Fr
72-1	0,30	0,20	0,35	0,44	0,24	0,47	41,2	19,3	0,06
72-2	0,31	0,20	0,37	0,43	0,22	0,40	41,7	15,8	0,05
72-3	0,31	0,20	0,38	0,42	0,22	0,37	42,0	17,7	0,05
72-4	0,31	0,20	0,38	0,42	0,22	0,37	42,0	21,1	0,05
1043-1	0,35	0,23	0,27	0,52	0,32	1,09	38,2	31,6	0,10
1043-2	0,33	0,21	0,31	0,46	0,27	0,65	40,1	23,9	0,07
1044-1	0,37	0,23	0,25	0,55	0,35	1,39	37,3	78,1	0,12
1044-2	0,35	0,23	0,27	0,52	0,32	1,09	38,2	30,0	0,10
1086	0,28	0,18	0,70	0,35	0,13	0,09	46,3	16,3	0,02
1087	0,29	0,19	0,56	0,37	0,16	0,15	44,8	13,2	0,03
1088	0,30	0,19	0,43	0,40	0,20	0,28	42,9	13,9	0,04
1089	0,31	0,20	0,39	0,41	0,21	0,34	42,3	21,9	0,04
1091	0,30	0,19	0,45	0,40	0,19	0,25	43,2	41,2	0,04
1092	0,29	0,19	0,52	0,38	0,17	0,18	44,4	20,3	0,03
1093	0,29	0,18	0,64	0,36	0,14	0,11	45,7	20,5	0,02
1094	0,29	0,19	0,52	0,38	0,17	0,18	44,4	15,8	0,03

Так как в руслоформирующих фракциях высоких террас подавляющее преимущество принадлежит средне-, мелко- и тонкозернистым пескам, то главным средством транспортировки обломочных частиц в водной среде на этот временной промежуток становится сальтационный способ при функциональной зависимости взвесей. Динамика потока имела наиболее распространенный, переходный между турбулентным и ламинарным режимами тип осаждения ($0,1 < x < 1,0$), что подтверждается параметрами универсального критерия Ляпина ($\beta > 0,2$), который, кроме того, указывает на непрерывность и однонаправленность природы движения аквальной среды. Проведенные палеопотамологические исследования дают возможность восстановить следующую обстановку накопления песчаных отложений. Аккумуляция совершалась в обширных слабопроточных стационарных неглубоких (до 3,5-4 м) озеровидных водоемах. Для водотоков, транспортировавших сюда обломочный материал, был свойствен умеренный

гидрологический режим. Палеореки соотносятся с равнинным ($Fr < 0,1$), реже полугорным (развитые аккумулятивные формы, $Fr = 0,1-0,3$) типами натуральных, блуждающих, чистых, незасоренных (отсутствие органических остатков) русел с водосборной площадью $> 100 \text{ км}^2$ и свободным течением воды (табл. 2). Условия состояния ложа были благоприятными и весьма благоприятными ($n = 37-45$). Для того чтобы отложения с заданными размерностями частиц пришли в движение и испытали перенос, наименьшие значения срывающих скоростей водного потока должны были достичь предела $0,3-0,4 \text{ м/с}$. Новая аккумуляция протекала при уменьшении придонной скорости до $0,18-0,24 \text{ м/с}$. Поверхностные скорости течения палеорек составляли $0,6 \text{ м/с}$, уклоны водного зеркала – $0,5-1,6\%$. Максимальные глубины в меженную фазу колебались от $0,3-0,5$ до $0,9-1,2 \text{ м}$, ширина русел в момент самого большого заполнения водой до выхода на пойменный уровень варьировала от 20 до 110 метров. По вычисленным гидродинамическим показателям данные потоки могли передвигать обломки пород размерностью от крупного гравия до средней гальки – $10-25 \text{ мм}$, что подтверждается данными фракционного анализа. Число Лохтина ($\Lambda = 2,5-3,0$) указывает на приближение исследуемых водотоков к водоприемному бассейну в условиях близкой дельты с делением единого крупного русла на ряд отдельных потоков. ф-критерий устойчивости русел определяет их слабоподвижное (< 100 единиц) состояние и неспособность выполнять существенное количество эрозионных работ.

Таким образом, слагающие высокие террасы куйтунов осадки накапливались в мелководных проточных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (горизонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и однонаправленных слабодинамичных потоках речного облика с подпорным, замедленным движением воды (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Подтверждением существования озерного режима осадконакопления в Баргузинской впадине в первой половине неоплейстоцена могут служить находки малакофауны, представленные следующими видами моллюсков: *Lymnaea (Peregriana) lagotis* Schranck, *L. (P.) ovata* Drap., *L. (P.) peregra* Müll., *L. (P.) intermedia* Lamarck, *L. (P.) anisus* Jurarilus, *L. (P.) actonucus* Fer., *L. (P.) armiger crista* L., *Euglesa (Cyelocalyx) ex. gr. obtusalis* Pfeifer, *Euglesa (Casertiana) aff. casertana* Poli, *Pisidium* sp. Средой обитания данных видов были неглубокие, стационарные, слабопроточные водоемы с сезонным дефицитом кислорода, поросшие водной растительностью (присутствие *Limnaca intermedia*, *Arinider crista*).

Исследования проведены при поддержке РФФИ-Байкал (грант № 05-05-97281).

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НИЗКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Низкий террасовый комплекс Баргузинской впадины, входящей в систему Байкальской рифтовой зоны, состоит из трех уровней. Самой высокой в этой серии является *третья надпойменная терраса* высотой 15-25 м. Ей свойственно фрагментарное или прерывистое в виде узких полос (50-150 м) распространение по левобережью р. Баргузин, а также его левым, крупным, берущим начало в Икатском хребте притокам, – Жаргаланты, Улан-Бурги, Аргады. В долине Баргузина терраса часто размыта, отдельные ее останцы отмечаются среди пойменных отложений, нередко она прислонена к высоким эрозионно-аккумулятивным уровням куйтунов. Кроме того, слагает основание самого малого и невысокого из куйтунов – Сувинского. Здесь терраса до глубины разреза в 4-6 м имеет плащеобразное перекрытие эоловыми образованиями зрелой стадии переветывания с наличием от 2-3 до 4-5 горизонтов погребенных почв. Поверхность ее покрыта многочисленными дефляционными и аккумулятивными формами мезо- и микрорельефа, ориентированными, как правило, по направлению продольной оси самой впадины, как более древними – с пологими склонами, закрепленными растительностью, так и молодыми – с резко выраженной морфологией.

Отложениям этого уровня свойственно довольно большое структурное разнообразие, зависящее от места расположения террасы. В целом, для участков, залегающих на достаточном удалении от прибортовых частей впадины, в верхнем слое характерно присутствие серых (от светлого до темного оттенков), желтовато-серых маломощных субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистых ритмичных за счет включений органики и ожелезнения тонкообломочных пород – от песчаных алевритов (средневзвешенный размер частиц $x=0,11-0,15$ мм), алевропесков ($x=0,16-0,17$), мелкозернисто-алевроитовых ($x=0,18-0,19$) до мелкозернистых ($x=0,20$) и средне-мелкозернистых ($x=0,22-0,25$) песков. По мере увеличения глубины залегания происходит укрупнение зерна – преобладают мелко- ($x=0,25-0,30$) и крупно-среднезернистые ($x=0,30-0,50$) пески схожей цветовой гаммы, лучше промытые (уменьшение доли алевритово-пелитовых частиц до 15 %) с вмещающими обломками грубозернисто-гравийной размерности (до 1%). Минеральный состав осадков кварц-полевошпатовый (значения коэффициента мономинеральности – 0,42-0,92). В случае же нахождения данного уровня в приподшенной части днища (например, со стороны Аргадинского кристаллического отрога), а также во впадинах-сателлитах (Улан-Бургинская, Яссинская) происходит заметное возрастание диаметра частиц руслоформирующих фракций – до гравелисто-дресвянистых песков ($x=0,74$) и гравийно-дресвяно-песчаных смесей ($x=1,57$). Псефитовый материал имеет слабую окатанность до второго класса, наряду с повышенными содержаниями мелких дресвы и гравия (4-17 %) появляются их крупные аналоги (до 2 %), а также мелкие щебень и галька (1,7-2,2 %). Очевидно, что данная составная часть гранулометрического спектра имеет сугубо локальное происхождение, учитывая в первую очередь его аналогичный петросостав и слабую степень обработки. Поэтому использовать такие рассевы в проведении дальнейших реконструкций было бы не совсем корректно – не обязательно конечное формирование состава отложений происходило только за счет флювиального переноса, доставка материала могла носить как склоновый, так и пролювиальный характер.

Параметры, оценивающие меру отсортированности песчаных пород (коэффици-

ент сортировки Траска, $S_0 = 1,11-1,87$, стандартное отклонение $\sigma = 0,13-0,28$), описывают их как совершенно, хорошо, умеренно, реже – недостаточно сортированные. Асимметрия распределения ($S_k < 1$, $\alpha > 0$), как правило, сдвинута в сторону крупных частиц с левосторонним по отношению к медиане местонахождением моды осадка, что определяет сравнительно высокую степень энергетического баланса бассейна аккумуляции. Для эксцесса, определяющего чуткость реакции среды осадконакопления на изменения динамичности проявления живых сил седиментации, привнос и обработку новых порций материала и, в целом, особенности протекания тектонических явлений на данной территории, характерны вариации его чисельных значений – от единиц до десятков, а иногда и сотен единиц. В первом случае среда носила более подвижный характер, обусловленный тектонической, а возможно и климатической составляющей, который привел к усилению эрозионно-денудационных процессов в исследуемом районе, перегруженности водных артерий дезинтегрированным субстратом, недостаточной его механической дифференциации и как следствие – превалированию слабосортированных осадков. Описываемый сценарный ход развития свойствен, в первую очередь, нижним горизонтам толщи. Верхам разреза присуща меньшая событийная насыщенность, проявившаяся в некоторой стабилизации процессов эндо- и экзогенеза, что способствовало формированию отложений зрелого структурного ряда с высоким уровнем сортировки. Значения коэффициента вариации песков ($v = 0,53-1,19$) определяют аквальный характер бассейна седиментации и достоверно относятся к аллювиальному генотипу.

Поскольку наибольшее значение в руслоформирующих фракциях имеют тонко-мелко-среднезернистые пески, то, следовательно, доминантная транспортировка обломочных частиц осуществлялась способом «пушечного ядра», а также перемещением малых размерностей во взвеси в виде суспензии за счет гидравлических ловушек в вертикальной толще водотока, динамика которого имела главным образом переходный тип между турбулентным и ламинарным режимом осаждения ($0,1 < x < 1,0$). Реки характеризовались малыми уклонами палеорусел от $-0,1-0,5$ до $0,8-1,0$ м/км, скоростями доставки частиц $0,28-0,34$ м/с, придонными скоростями аккумуляции $0,17-0,23$ м/с, поверхностными скоростями течения $0,28-0,56$ м/с, меженными максимальными глубинами $0,3-0,9$ м и шириной потоков на стадии их максимального заполнения водой $6,5-57,5$ м. По числу Фруда водотокам был свойствен равнинный ($Fr < 0,1$), реже полугорный ($Fr = 0,1-0,3$) тип устойчивых, хорошо разработанных русел с площадью водосборного бассейна > 100 км², с беспрепятственным течением воды в обычных, благоприятных и весьма благоприятных ситуациях положения ложа (коэффициент шероховатости $n = 25-45$). Значения ф-критерия устойчивости русел менее 100 единиц конкретизируют их слабо-подвижный характер. В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (русовая и пойменная группы).

Возраст формирования террасы следует принять как верхнеплейстоценовый (казанцевское межледниковье). Аргументацией этому может служить ее пространственно-высотное положение среди других уровневых поверхностей Баргузинской впадины; особенности седиментогенеза – наличие двух толщ: нижней, образовавшейся в динамичной среде с ее повышенным энергетизмом за счет достаточного количества свободной воды, и верхней – более спокойной с меньшими водными объемами, дефицит которых был обусловлен, по-видимому, началом аридизации климата в ермаковскую (раннезырянскую) эпоху. Кроме того, в пределах этой террасы у с. Элесун обнаружены костные остатки лошадей (*Equus sp.*, *Equus caballus*), бизона (*Bison priscus*) и быка (*Bov sp.*), время обитания которых – начало позднего неоплейстоцена.

Вторая надпойменная терраса (9-12 м) имеет схожее с третьей залегание – распространена в прирусловых частях р. Баргузина и его левых притоков – Жаргаланты, Гарги, Аргады и Улан-Бурги. Плановым ее очертаниям свойственна фрагментарность в

виде нешироких прерывистых полос. Поверхность террасы горизонтальная или слабо-наклонная, часто переработана эоловыми дефляционными процессами. Осадки – светло-серые, серовато-желтоватые, желтоватые субгоризонтально-, волнисто- и косослоистые с мелкими (2-5 см) и очень мелкими (<1 см) слойками, алевритово-мелкозернистые ($x=0,11-0,19$ мм) и гравелисто-средне-мелкозернистые пески ($x=0,41-0,96$). Для отложений этого уровня в первую очередь характерна полифракционность (до 6-8 фракций), функционально зависящая от преобладания турбулентности в водной среде и свойственная именно аллювиальному типу аккумуляции наносов. В псаммитовом спектре руководящими фракциями, за редким исключением, являются размерности от 0,63 до 0,315 мм (до 60 % от общей массы) и 0,315-0,14 мм (10-50 %). Достаточно весомая часть принадлежит доле алевритов и глин (5-10, реже 30-40 %), меньше песка крупного (10-20 %) и грубого (0,5-12 %). Обломочные частицы соответствуют гравийной размерности, как мелкой (1,5-2,5 %), так и крупной (0,5-1 %). В минералогическом составе преобладают полевые шпаты, кварца от трети до половины меньше (коэффициент мономинеральности 0,54-0,64), зерна (до 70 %) хорошо окатаны, остальные – полуокатаны.

Сортированность материала от очень хорошей до умеренной ($S_0=1,32-1,58$; $\sigma=0,08-0,35$), модальность распределений сдвинута в сторону как крупных ($S_k<1$), так и мелких частиц ($S_k>1$) (в соотношении 5:2), эксцесс положителен ($\tau>0$). Такое положение статистических характеристик свидетельствует о более-менее стабильной динамике привноса вещества на протяжении всего периода осадконакопления, относительно спокойном тектоническом режиме и низких энергетических уровнях живых сил седиментации. Параметры коэффициента изменчивости ($v=0,6-1,99$) принадлежат сектору стационарных однонаправленных водотоков с сезонными колебаниями водности.

Аккумуляция осадков осуществлялась мобильными полугорного, реже слабобильными потоками равнинного типа в благоприятных условиях состояния ложа ($n=33-48$). Имел место переходный режим осаднения, сальтационный перенос, а также донное волочение, что обосновывается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta=0,17-0,47$), указывающего на образование мелкогрядовых подвижных форм руслового рельефа, нашедших свое выражение в наличии наклонно-слоистых текстур в разрезах. Сдвигающие скорости колебались в пределах от 0,27-0,30 до 0,45 м/с, предельные скорости накопления от 0,18-0,2 до 0,3 м/с, поверхностные скорости течения – 0,3-0,7 м/с, уклоны водного зеркала – 1,0-3,1 м/км. Нижний порог глубины составлял 0,3-1,0 м с ростом его до 2,2 м в момент, предшествовавший выходу воды на пойму, при ширине русла 10-37 м соответственно. В фациальном плане подобные условия характерны для русловых фаций речной макрофации.

Время накопления отложений второй террасы – ермаковское, так как в некоторых разрезах встречены сингенетичные криотурбации, связанные с развитием многолетней мерзлоты и фиксирующие первое устойчивое похолодание после накопления казанцевского аллювия. В правом борту долины р. Жаргаланты в овраге, прорезающем тело террасы, найдены фрагментные костные остатки зубра (*Bison priscus* cf. *occidentalis*), носорога (*Coelodonta* sp.) и овцебыка (*Servus* sp.), обитавших в позднем неоплейстоцене.

Первая надпойменная терраса финальнонеоплейстоценово-раннеголоценового возраста (7-9 м) залегает в виде изометричных округлых, вытянутых или неправильной формы останцов среди пойменного уровня долины Баргузина, а также полосами по обоим берегам рек Гарги, Улан-Бурги, Аргады. Характерно двучленное строение: нижние горизонты сложены косослоистыми гравелистыми разнозернистыми песками ($x=0,56-1,04$ мм), нередко с включениями малых валунов и галек. Порода имеет недостаточную, плохую и очень плохую сортировку ($S_0 > 2,0$), левостороннюю скошенность эмпирического полигона распределения (мода больше медианы), эксцесс со знаком «+»

и значения коэффициента вариации ($v=1,5-2,35$), соответствующие области высокотурбулентных водотоков речного облика с поступательным характером движения воды. Верхняя толща с дневной поверхности представлена буровато-серыми, бурыми массивными бестекстурными алевритами ($x=0,08$), прослоями илов, органики, погребенных почв, а ниже – серыми, желтовато-серыми, с субгоризонтальной и наклонной слоистостью средне-мелкозернистыми ($x=0,28-0,30$) и мелко-среднезернистыми ($x=0,33-0,56$) песками очень хорошей и хорошей сортировки со сдвинуто-модальным в сторону крупных частиц распределением, невысоким положительным эксцессом. Коэффициент изменчивости песков указывает на их аккумуляцию в малодинамичной водной среде с сезонно-колебательным положением уровневой поверхности.

Палеопотамологические ситуации осадконакопления верхних горизонтов по большинству гидродинамических показателей имеют черты сходства с характером формирования второй и третьей надпойменных террас. Потокам, образовавшим основание разреза изучаемой террасы, был свойствен полугорный с развитыми грядовыми подвижными формами донного рельефа тип русла преимущественно средних рек ($Fr=0,16-0,22$), который находился в благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением ($n=33-36$). Скорости водотоков составляли $0,55-0,7$ м/с, пульсационные сдвигающие скорости перемещения обломочного субстрата – $0,37-0,45$ м/с, придонные скорости аккумуляции – $0,25-0,3$ м/с, меженные глубины – $0,95-2,2$ м, уклоны продольного профиля – $1,4-3,1\%$. Поэтому генетико-фациальная природа этих осадков вполне сопоставляется с аллювиальными русловыми грядовыми песками речной макрофации.

В заключение, рассматривая позднеплейстоценовый седиментогенез низкого террасового комплекса Баргузинской впадины, можно прийти к следующим выводам. Накопление его осуществлялось преимущественно за счет процессов и механизмов, протекающих в любых речных системах. Толщи сформированы материалом русловых и, как правило, венчающих разрезы пойменных фаций перстративной фазы аллювиальной аккумуляции. В зависимости от тектоно-климатических особенностей территории русловые потоки претерпевали соответствующие изменения гидродинамического и энергетического режимов, нашедших отражение в неоднократных изменениях структуры осадков. Днище котловины было суходольным, спуск ингрессионных вод завершился, по всей видимости, к началу казанцевского времени, так как именно с этого отрезка широкое развитие во впадине получили отложения из иных парагенетических рядов континентальных осадочных образований.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант №05-05-97281 Байкал).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НАЛИМОВСКОЙ ВПАДИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Налимовская (Горячинская) впадина расположена на юго-восточном побережье оз. Байкал. Депрессия имеет северо-восточную ориентировку, воронкообразно сужается вверх по течению р. Налимовки на 17-18 км, наиболее широкая ее часть вытянута вдоль берега бухты Безымянной на 6,5 км. На пологонаклонном в сторону Байкала, террасированном днище котловины с абсолютными высотами 456-540 м развит равнинный (в прибрежной полосе, а также нижнем течении рек Налимовка и Безымянка) и холмисто-увалистый (в среднем и верхнем течении р. Налимовка) аккумулятивный рельеф. Еще одной характерной особенностью депрессии является цепочка пологосклонных сопок с куполообразными вершинами, сложенная кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и амфиболитами архейской черногривинской свиты, вытянутая в северо-восточном направлении и разделяющая впадину на две, несколько непропорциональные, части.

Для познания неоплейстоценовой истории развития изучаемой депрессии наибольший интерес представляют разноуровневые и разновозрастные поверхности ее днища озерного и озерно-аллювиального генезиса. *Седьмой эрозионно-аккумулятивный уровень* высотой 120-140 м имеет ограниченное распространение, залегает в виде неширокой фрагментарной полосы, размытой сетью небольших эпизодических водотоков на ряд вытянутых и округлых наклонных площадок средним размером 1х0,5 км вдоль подножья черногривинского склона впадины. Сложен серовато-коричневатыми с очень мелкими и мелкими слойками субгоризонтально-слоистыми мелко-среднезернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц $x=0,36-0,44$) кварцевого состава (80 %). Доминантой выступает фракция 0,63-0,315 мм, на ее долю приходится от 43 до 50 % общей массы вещества, несколько меньше частиц мелкозернистой размерности (0,315-0,14 мм) – 34-36 %, низкие содержания характерны для соседних фракций – крупнозернистой – 1,25-0,63 мм (4-15 %) и алевроитово-глинистой – <0,14 мм (5-12 %). В гранулометрическом спектре присутствует также минимальное количество грубозернистых частиц (до 1 %) и единичные включения мелкого гравия (0,1 %). Из этих осадков на основе радиотермомлюминесцентного (РТЛ) метода получена абсолютная дата (1000000 ± 90000 , ГИН СО РАН-399), соответствующая верхнему эоплейстоцену (субзона Харамильо ортозоны Матуяма по общей магнитостратиграфической шкале квартера) и коррелирующаяся с эоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовым этапом седиментогенеза Байкальской рифтовой зоны. Следует заметить, что на сегодняшний день это самые древние отложения исследуемого района, возраст которых подтвержден инструментально.

Осадки характеризуются очень хорошей и хорошей сортировкой ($S_0=1,43-1,47$; $\sigma=0,19-0,28$), что отражает среднее расстояние их перемещения в бассейне седиментации (таблица). Кроме того, они имеют асимметричное распределение со сдвинутой в сторону крупных частиц модой ($S_k < 1$, $\alpha > 0$), значение которой равно 0,54 мм, что соответствует диаметру наиболее часто встречающихся частиц в породе. Энергетизм живых сил седиментации при их накоплении обладал некоторым динамизмом, тектонические условия осадконакопления были стабильными с определенным дефицитом поступающего вещества ($\tau > 0$). Коэффициент вариации определяет происхождение данных осад-

ков ($v=0,52-0,64$) как аквальное и принадлежит смешанному полю аллювиально-озерного генезиса.

Палеопотамологические исследования позволяют реконструировать следующую обстановку аккумуляции песчаных отложений данного уровня. Накопление их могло совершаться в условиях слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков, транспортировавших сюда обломочный материал. Палеоречи характеризовались равнинным ($Fr \leq 0,1$) типом естественных блуждающих русел с площадью водосбора $>100 \text{ км}^2$ в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n=38,2-39,5$). Минимальные значения срывающих скоростей водного потока, при которых наносы с заданными гранулометрическими параметрами приходили в движение и испытывали перенос, составляли 0,35 м/с, новое их осаждение происходило с уменьшением придонной скорости до 0,21-0,23 м/с. Поверхностные скорости течения палеорек были в пределах 0,5 м/с, уклоны водного зеркала равнялись 0,8-1,1 м/км. Максимальные глубины в меженный период составляли 0,3 м, ширина русел в момент наибольшего заполнения водой до выхода на пойму колебалась в пределах 10-22 метра.

Статистические параметры осадков

Номер пробы (терраса)	Коэффициент сортировки, S_0	Коэффициент асимметрии, S_k	Среднезернистый размер частиц, x , мм	Стандартное отклонение, σ	Коэффициент вариации, v	Коэффициент асимметрии, α	Эксесс, τ
124 (7)	1,43	0,87	0,36	0,19	0,52	1,15	5,10
1509-1 (7)	1,35	0,98	0,44	0,28	0,64	2,61	20,13
126 (6)	1,45	0,90	0,40	0,28	0,70	3,29	25,01
128 (6)	1,49	0,75	0,39	0,26	0,68	1,65	5,37
120 (5)	1,38	0,87	0,43	0,28	0,66	3,27	25,00
1505-1 (5)	1,38	0,95	0,41	0,23	0,55	1,16	2,16
113 (4)	1,41	1,02	0,58	0,39	0,69	2,41	10,48
1502-2 (4)	1,53	0,99	0,43	0,25	0,59	1,16	1,98
109 (3)	1,22	1,02	0,45	0,25	0,50	1,93	8,57
111 (3)	1,32	1,22	0,51	0,31	0,59	2,95	17,69
1501-2 (2)	1,36	0,97	0,57	0,32	0,57	2,05	11,64

Шестая эрозионно-аккумулятивная терраса ранне-среднеплейстоценового возраста (высота 60-80 м) распространена преимущественно вдоль северо-западного склона хр. Черная Грива, прислоняясь, как правило, к телу седьмого уровня. Она состоит из отдельных, разобщенных участков ввиду размыва существовавшей ранее единой поверхности временными потоками и мелкими ручьями. Выполнена серовато-коричневыми субгоризонтально-слабоволнисто- и наклонно-слоистыми с прослоями небольшой мощности мелко-среднезернистыми песками ($x=0,39-0,40$ мм) полевошпат-кварцевого (30 и 65 % соответственно) и кварцевого (80 %) состава. Фракционный состав имеет схожие черты с предыдущим уровнем – характерны стабильные одновершинные, открытые в правой части эмпирических полигонов распределения псаммитового материала с господством фракций 0,63-0,315 и 0,315-0,14 мм (42-52 и 21-32 %), подчиненным значением крупнозернистой (8-15 %) размерности и тонкого субстрата (11-18 %), а также редкими грубыми (до 1 %) и гравийными частицами (0,5 %). Ухуд-

шение параметра сортировки (хорошая до умеренной) указывает на сокращение длины транспортировки транзитных фракций от источников разрушения материала до приемного седиментационного бассейна, динамизм которого отличался самодостаточным энергетическим потенциалом ($S_k < 1$, $\alpha > 0$), позволяющим осуществлять должным образом обработку привносимого материала на фоне относительной тектонической стабильности ($\tau > 0$) (таблица).

Коэффициент изменчивости принадлежит сектору перекрытия параметров, определяющих лимническое и речное происхождение, и, следовательно, соответствует аллювиально-озерному генетическому типу континентальных осадочных образований. Условия среды осадконакопления этой толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов с сетью палеопотоков равнинного типа ($Fr \leq 0,1$), имеющих постоянное, сравнительно чистое русло с отсутствием органических остатков ($n=38-39$) и площадью водосбора не менее чем 100 км^2 . При достижении порога срывающих придонных скоростей $0,35 \text{ м/с}$ в русле происходил размыв его ложа: частицы приходили в движение и испытывали перенос сальтационным способом. Новая аккумуляция наступала с уменьшением этих скоростей до своего нижнего предела – $0,22 \text{ м/с}$. Скорости потока по вертикали его глубины были не более $0,5 \text{ м/с}$, уклоны водного зеркала равнялись $0,89-0,93 \text{ м/км}$. Максимальные меженные глубины составляли $0,3 \text{ м}$, паводковые – до $2,1 \text{ м}$, ширина русла в момент выхода на пойму – $4-5 \text{ м}$. Фациальная природа данных осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестречневых фаций речной макрофации.

В первой половине среднего неоплейстоцена произошло формирование *пятой эрозионно-аккумулятивной террасы* высотой $40-50 \text{ м}$. Данная поверхность приурочена к присклоновой части котловины со стороны хребта Черная Грива, занимает самое низкое положение в серии высоких террас и окаймляет неширокой полосой до $0,5 \text{ км}$ внутривпадинный выступ (порог) кристаллического фундамента. Осадки ее представлены довольно однообразным литологическим составом – коричневато-желтоватыми, серовато-желтоватыми субгоризонтально-слоистыми с наклонными и слабоволнистыми маломощными прослоями полевошпат-кварцевыми (25 и 74%) мелко-среднезернистыми песками ($x=0,41-0,43 \text{ мм}$). Набор фракций и их процентное содержание, а следовательно, статистические и палеопотамологические характеристики не имеют существенных отличий от таковых их более высоких уровней данной депрессии, что является доказательством существования схожих обстановок седиментации, имевших место на исследуемой территории в данный промежуток квартала.

Значительно большее распространение имеет *четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса* (вторая половина среднего неоплейстоцена, $25-35 \text{ м}$), которая занимает большое по площади вытянутое по направлению к продольной оси впадины пространство перед приподнятой тектонической перемычкой в пределах расширенной части депрессии, примыкающей непосредственно к береговой зоне озера Байкал. Изученное вещество являет собой песчаный промытый преимущественно кварцевый (до 80%) материал коричневатого, серовато-коричневатого, серого, серо-желтого цвета мелко- ($x=0,42-0,45$) и крупно-среднезернистой структуры ($x=0,51-0,58$), с четко выраженной субгоризонтальной, пологоволнистой, реже косой, линзовидной текстурой, а также отдельными прослоями малой мощности илистых и гравелистых песков с мелкопсефитовыми частицами 3-4 класса окатанности. Эмпирическим полигонам распределения свойственна ярко выраженная почти симметричная гомомодальность (значения коэффициента асимметрии Траска $S_k \approx 1$) при наличии вариаций сортированности субстрата – от совершенной (коэффициент сортировки Траска $S_0 = 1,25-1,32$ – значительный путь перемещения или длительная обработка в достаточно подвижной среде) до умеренной

($S_0=1,53-1,58$ – сокращение времени транспортировки или менее продолжительная дифференциация) при соответствующей корреляции изменений тектонического фона – от более стабильного сценария явлений (значения τ в пределах первых десятков единиц) к менее устойчивому (значения τ в пределах первых единиц). Показатели коэффициента вариации ($v=0,55-0,69$) сопоставляются с полем смещения двух обстановок седиментации, но с учетом близости к Байкалу и того факта, что они не превышают верхнего предела в 0,8 единиц для осадков лимнического генезиса, данные пески следует считать озерными, накапливавшимися в высокодинамичных условиях прибрежно-пляжевой фациальной зоны (таблица).

Верхнеплейстоценовые *третья* (15-25 м) и *вторая* (9-12 м) аккумулятивные террасы развиты широким фронтом вдоль берега на всем его протяжении. Сложены схожими в структурно-текстурном отношении серовато-желтоватыми, желтоватыми, охристо-желтоватыми высокой степени промытости (содержание алевритово-глинистых частиц – менее 5 %) мелко- ($x=0,42-0,45$ мм) и крупно-среднезернистыми ($x=0,50-0,57$ мм) песками с общей долей псаммитовых частиц до 90-95 %. Имеются включения мелкогравийного материала (до 2,5 %) со схожим его распределением по всему разрезу. Слоистость – маломощная, характер залегания субгоризонтальный, волнистый, реже – косые серии обохренных гравелистых песков. Статистические параметры определяют некоторые различия динамики седиментационных бассейнов – более равновесную событийность периода аккумуляции осадков третьей террасы и повышенный в сравнении с ней энергетизм условий накопления осадков второй террасы, связанный, в первую очередь, с возможным увеличением количества свободной воды в каргинское межледниковье, что подтверждается РТЛ-датированием этих отложений (>42000 л.н., ГИН СО РАН-396, субзона Лашамп ортозоны Брюнес по общей магнитостратиграфической шкале квартара). Возраст осадков третьей террасы – ермаковский (>84000 л.н., ГИН СО РАН-397, та же субзона).

Таким образом, анализируя характер седиментогенеза Налимовской впадины, можно констатировать, что уже в верхнем эоплейстоцене в котловине имел место озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа, осаждение его происходило преимущественно в подводно-дельтовом положении. Схожие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена – депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных соров, так как в соседней, подобной, отрицательной морфоструктуре – Нижнетуркинской впадине – в отложениях этого возраста обнаружены спикулы байкальских губок *Ephydatia fluviatilis* L., *Lubomirskia baikalensis* Pall., осколки спикул *Spongilla* и остатки волосков *Coloptera* [1], которые могли существовать в нижнем-среднем неоплейстоцене и свидетельствовать о тесной связи вод, покрывавших котловину, с водами оз. Байкал. Возникновение и столь длительное существование подобных обстановок явилось следствием дифференцированных тектонических движений, охвативших территорию Прибайкалья, приведших к поднятию юго-западной рамы впадины Байкала и ингрессиям его вод в понижения горного обрамления. Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления и в верхнем неоплейстоцене – котловина, по крайней мере до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и, следовательно, представляла собой Налимовский палеосор.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 05-05-97281_байкал).

[1] Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – Т. XIII. – С. 5–92.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДАЙКОВЫХ РОЕВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*К.М. Константинов**, *М.З. Хузин***, *Д.П. Гладкочуб***

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

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

В пределах южной краевой части фундамента Сибирского кратона дайки, силлы и маломощные штоки диабазов и габбро-диабазов пользуются достаточно широким распространением [1]. При этом выделяется несколько полей интенсивного проявления базитового магматизма, составляющих дайковые рои. Возраст даек, согласно геохронологическим данным, полученным за последние 5 лет, составляет 740-780 млн лет.

Дайки имеют преимущественно северо-западное направление (330-340°), однако на отдельных участках преобладающее направление простирания меняется на северо-восточное. Протяженность закартированных даек самая разная – от нескольких сотен метров до нескольких километров. Мощность даек варьирует от нескольких метров до ста метров. Мощные тела нередко дифференцированы. Краевые части тел сложены микродиабазами, центральные же части характеризуются развитием габбро-диабазов. Преобладающее количество даек сложено полнокристаллическими средне- и мелкозернистыми породами с офитовой или пойкилоофитовой структурой. Это типичные долериты и габбро-долериты с варьирующими соотношениями главных породообразующих минералов, среди которых ведущую роль играют клинопироксен и плагиоклаз. В меньшей степени распространены оливин и пижонит. Типичным среди аксессуарных минералов является титаномagnetит, в магнезиальных разностях пород встречается хромит в виде мелких включений в оливине. По химическому составу диабазы относятся преимущественно к субщелочной серии.

В последние годы палеомагнитные исследования диабазовых даек особенно интенсифицировались, так как они стали основными геологическими объектами изучения при составлении траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) и палинспастических реконструкций для различных блоков земной коры в докембрии. Объекты палеомагнитных исследований, используемые для достижения этой цели, должны иметь надежное возрастное определение и необходимые доказательства (тесты) первичности природы естественной остаточной намагниченности (ЕОН). В основе геодинамических реконструкций эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) в позднем докембрии лежат данные, полученные по вулканитам наиболее крупных блоков, составляющих Сибирскую платформу (Учуро-Майский район Алданского блока и Шарыжалгайский выступ Ангарского блока), а также прилегающих к ней террейнов южного горного обрамления Алтае-Саянской, Байкало-Патомской и Монголо-Охотской складчатых областей [1-7].

При изучении даек, развитых в пределах юга Сибирской платформы, установлен ряд характеристических компонент ЕОН (таблица), среди которых и компонента **Vnr** неизвестной природы (рис. 1). Среднее направление полученной компоненты **Vnr**, рассчитанное по 35 образцам, составляет: $D=253^\circ$, $J=-75^\circ$, $k=11,0$, $\alpha_{95}=7,7^\circ$. Палеомагнитное датирование компоненты **Vnr** предварительно оценивается в пределах 270-250 млн лет (рис. 2). Не исключено, что на ряде объектов (реки Китой и Онот) она ведет себя как метахронная компонента ЕОН, а в дайках юго-западного побережья оз. Байкал возможна ее первичная природа.

Полученное по дайкам долеритов юга Сибирской платформы палеомагнитное

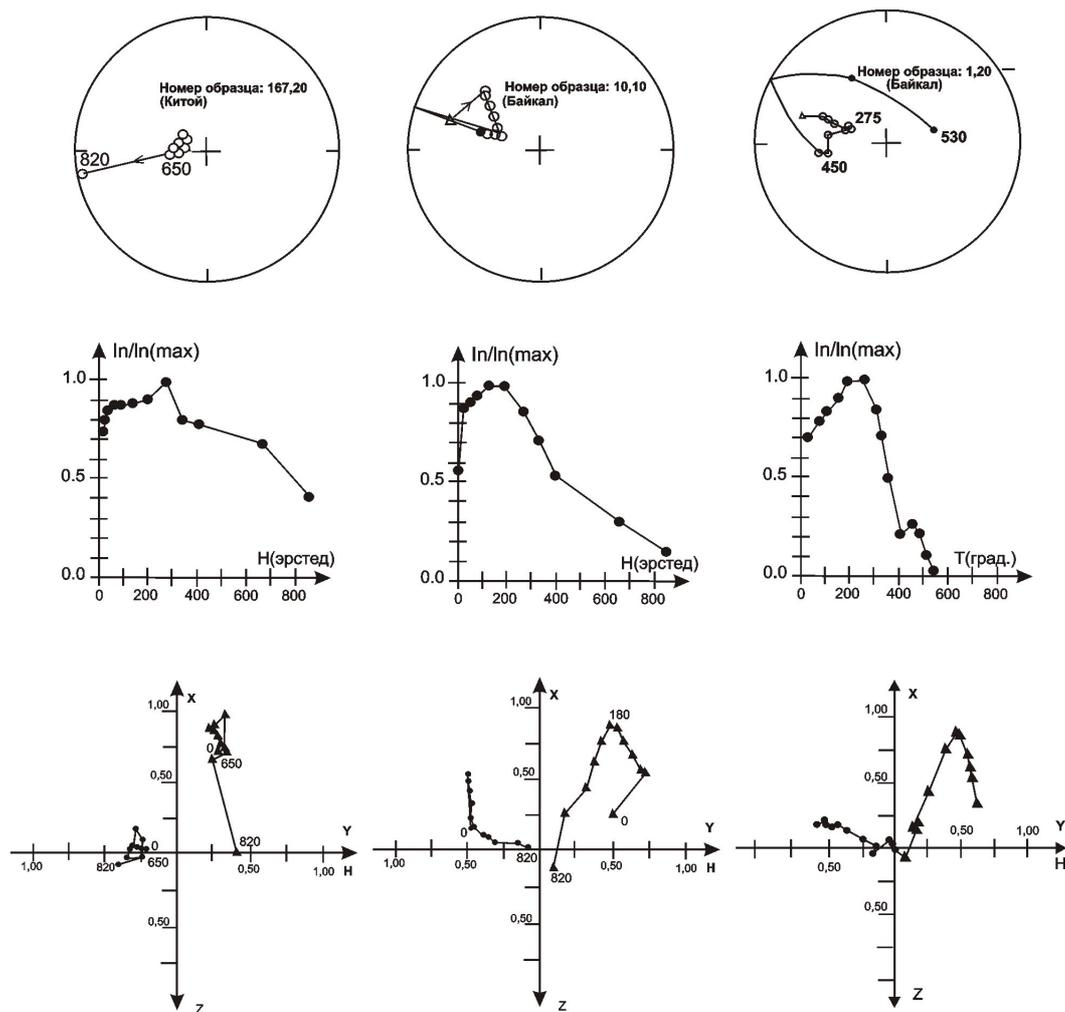


Рис. 1. Примеры размагничивания образцов габбро-долеритов, содержащих характеристическую компоненту ЕОН **Vnr**. Стереограммы: черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН, треугольники – исходные направления. Диаграммы Зийдвервельда: кружочки/треугольники – проекции векторов ЕОН на горизонтальную/вертикальную плоскости.

Палеомагнитные полюсы, полученные в результате настоящих исследований даек габбро-долеритов юга Сибирской платформы

Объекты	Компонента ЕОН	Координаты объекта		Палеомагнитный полюс		
		φ	λ	PolLat	PolLong	dp/dm
1. Дайки долеритов Шарыжалгайского выступа, R3	Vnr			52	150	12.8/14.1
	Cnr	52	103	-21	102	4.5/8.0
	Dnr			-3	22	1.9/3.8
2. Габбро Средне-Мамаканского плутона, R3	Bsm+ja	56.5	114.5	44	115	10.2/10.4
	Cpdr+sm	56.4	114.5	-16	24	1.8/3.3
3. Базальты якорной толщи, R3-V	Cja			3	30	3.2/6.3

Пояснения: φ и λ – широта и долгота точек отбора проб, палеомагнитный полюс с координатами PolLat – широта и PolLong – долгота, овал доверия с полюсами dp/dm. Все значения в градусах.

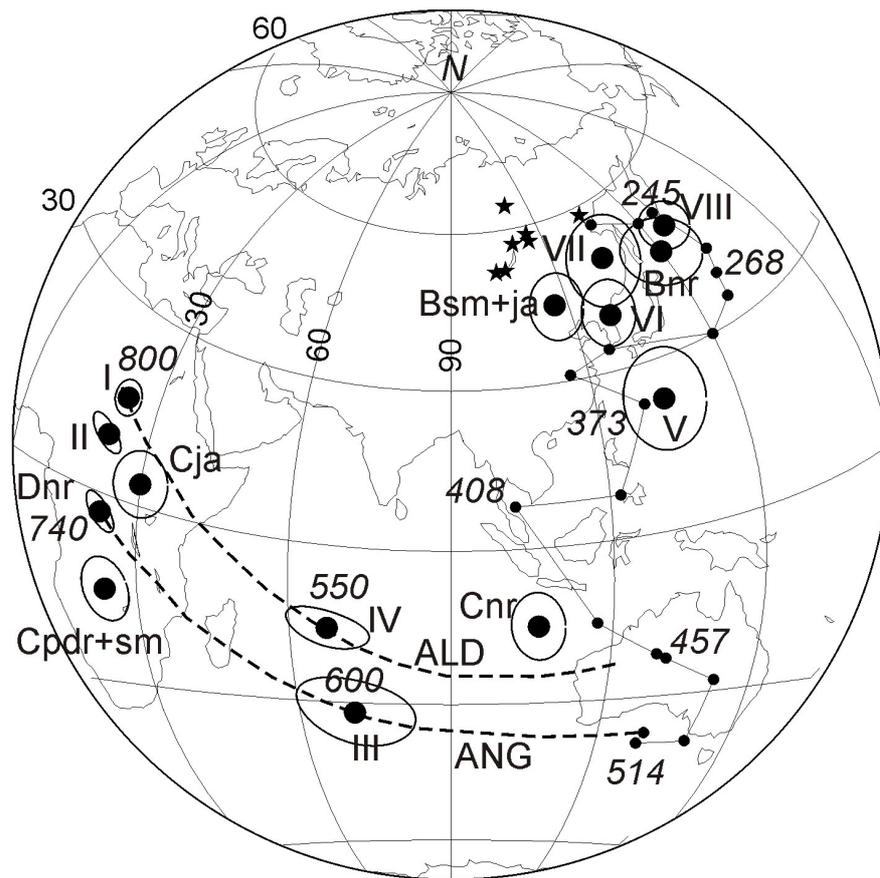


Рис. 2. Сравнительное положение новых палеомагнитных полюсов и базовых палеомагнитных данных. Точки – ТКМП Сибирского кратона по [8]; арабские цифры – возраст (в млн лет); пунктирная линия – предполагаемая экстраполяция ТКМП Ангарского (ANG) и Алданского (ALD) блоков на поздний докембрий-ранний палеозой. Латинские буквы возле полюсов – обозначения полюсов, рассчитанных по соответствующим компонентам ЕОН (таблица). Римские цифры – палеомагнитные полюсы: I – игни-канская св., II – мамаканская+нижезолотовская св., III – шаманская св., IV – пестроцветная св., V – метасинхронная намагниченность пород холоднинской св., VI – лампрофиры кадали-бутуинского комплекса, VII – метасинхронная намагниченность пород падроканской св., VIII – пермь-триасовые траппы Тунгусской синеклизы. Звездочки – районы палеомагнитных исследований.

определение компоненты ЕОН **Bnr** дополняет наши представления о геодинамическом развитии ЦАПП в позднепалеозойское время. Своим появлением в дайках она может быть обязана либо аккреционным процессам (подобно метасинхронной компоненте в падроканской свите венда), протекающим на границе Сибирской платформы [6], либо активной магматической деятельности, совпадающей по времени с формированием Тунгусской синеклизы [9]. Для более корректных выводов необходимо провести дополнительные палеомагнитные исследования даек Прибайкалья и получить по ним абсолютные возраста.

- [1] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. – 2006. – V. 147, № 3-4. – P. 260–278.
- [2] Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // *Докл. РАН*. – 1994. – Т. 336, № 4. – С. 533–537.

- [3] Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый вывод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. – 1997. – № 6. – С. 42–55.
- [4] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоозиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
- [5] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Paleomagnetic study of the Vendian – Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia: Was the Siberian platform assembled at this time? // Precambrian Research. – 2001. – P. 61–92.
- [6] Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. канд. дис. – Иркутск, 1998. – 18 с.
- [7] Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a paleomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geol. Mag. – 1984. – 121. – 189–203.
- [8] 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.
- [9] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. – 2002. – № 48. – P. 1–33.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ С ЗОНАМИ РИФТОГЕНЕЗА

А.Э. Конторович, С.Ю. Беляев, А.К. Башарин, Р.О. Кузнецов, Т.М. Хамхоева

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

Тектонический фактор играет существенную роль в распределении месторождений углеводородов в осадочных бассейнах, в том числе и на территории Западной Сибири. Исследователи неоднократно обращались к этой проблеме в течение всего периода изучения Западно-Сибирского бассейна.

Целенаправленные исследования по выявлению влияния тектонических факторов на размещение углеводородов в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГ) проводились и проводятся сотрудниками ИНГГ СО РАН [1-4].

В одной из последних своих работ И.С. Грамберг [5] обосновал «возрастной ряд современных океанов Земли» (с. 18) в результате глобального рифтинга, начавшегося в триасе. Он писал: «Что касается рифтогенной стадии, предшествующей разрастанию океанического дна, то это триасовый период, являющийся временем широкого развития рифтогенеза на всей планете» (там же). Последовательное возникновение современных океанов (ранняя юра для Атлантики, поздняя юра для Индийского и поздний мел-кайнозой для Северного Ледовитого океана) свидетельствует, на наш взгляд, о том, что глобальный рифтогенез, начавшийся в триасе, продолжается и по сей день. Этот тезис подтверждает и продолжающийся спрединг в глобальной рифтовой системе в океанах. Это крайне важно отметить, так как существует точка зрения, что Западно-Сибирская геосинеклиза (ЗСГ), в фундаменте которой наблюдаются многочисленные крупные трогии триасового возраста, является недоразвившимся океаном.

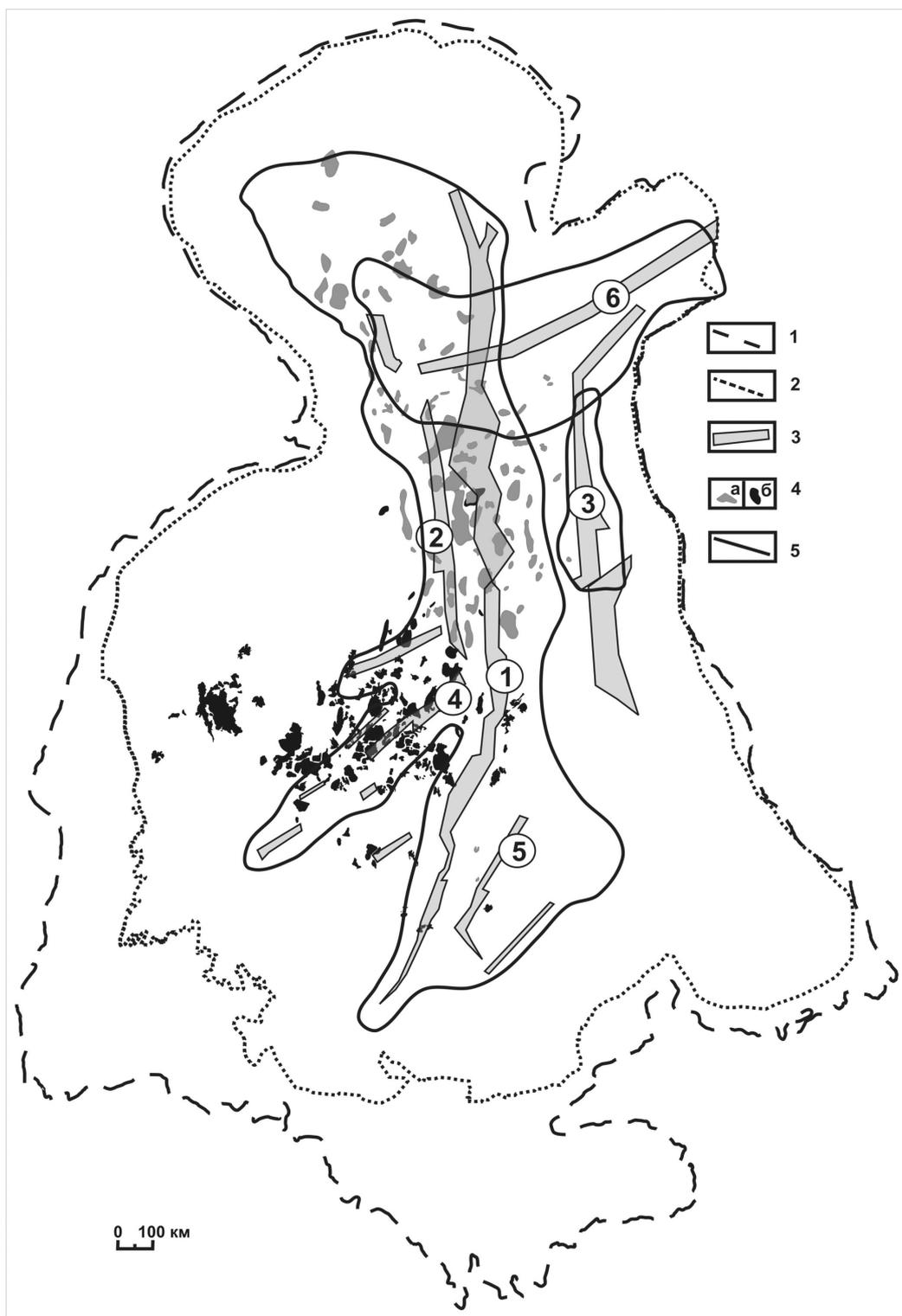
С другой стороны, многочисленные работы [6, 7 и др.] показывают, что любой тектонический процесс, в том числе и рифтогенез, развивается пульсационно, с периодами активизации и ослабления. И данный фактор нельзя не учитывать при оценке его влияния на нефтидогенез.

В данной работе представлены предварительные результаты исследований по выявлению возможной связи пространственного размещения месторождений нефти и газа в пределах Западно-Сибирского бассейна с рифтогенными структурами, с импульсами активизации и ослабления процессов рифтогенеза.

На рисунке показана рифтовая система ЗСГ по В.С. Суркову и О.Г. Жеро [8]. Авторами добавлен только Енисей-Хатангский рифт. Ранее нами уже предполагалось, что триасовые рифты в значительной степени связаны с тектонической активизацией в байкальских сутурных зонах, возникших при формировании Северо-Азиатского кратона. Вулканизм, связанный с рифтовыми процессами, прекратился к середине триаса. Затем на территории, подверженной рифтогенезу, накапливались преимущественно континентальные терригенные отложения тампейской серии триаса и юрские морские и континентальные толщи. Мощности юрских отложений на территории рифтов и в смежных погруженных областях больше, следовательно, в них сосредоточены большие количества органического вещества, из которого могли генерироваться углеводороды.

Унаследованное тектоническое развитие было нарушено в начале мела. В это время активно воздымалась восточная часть территории ЗСГ и Сибирская платформа. Накапливался неоккомский комплекс, имеющий клиноформное строение. В позднем мелу центральная часть геосинеклизы, совпадающая пространственно с Колтогорско-Урен-

гойским и окружающими рифтами, вновь погружается более быстро, а периферические области отстают в погружении.



Рифтовые зоны и месторождения углеводородов.

1 – граница Западно-Сибирской геосинеклизы; 2 – граница Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции; 3 – рифтовые зоны (цифрами обозначены крупные зоны: 1 – Уренгойско-Колотогорская, 2 – Худуттейская, 3 – Худосейская, 4 – Аганская, 5 – Усть-Тымская, 6 – Енисей-Хатангская); 4 – гигантские и крупные месторождения (а – газовые, б – нефтяные); 5 – области распространения структур чехла, связанных с рифтогенезом.

В кайнозойское время (неоген) рифтовые зоны вновь активизировались. Наиболее ярко проявились блоковые разнонаправленные движения. Ориентировка блоков обычно совпадает с ориентировкой рифтов. В результате в структуре осадочного чехла выделились обширные области, в которых сформировались контрастные линейные положительные и отрицательные тектонические элементы. В это же время на обширных территориях нефтематеринские формации вошли в главную фазу нефтеобразования. Совпадение во времени интенсивной генерации углеводородов и наличие высокочемических ловушек обусловили более высокие перспективы нефтегазоносности территорий, на которые оказали влияние процессы, связанные с рифтовыми зонами.

Совмещение тектонической карты осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы и схемы расположения рифтов позволило наметить вышеупомянутые области, в которых под воздействием неотектонической активизации рифтов формировались контрастные линейные структуры (рисунок).

Анализ карты показывает, что в пределах Западной Сибири выделяются три таких области. Первая охватывает ареал воздействия Колтогорско-Уренгойского, Худуттейского, Аганского, Усть-Тымского и мелких рифтов, их осложняющих. Эта область наиболее крупная. Она протягивается с севера на юг, где разделяется на три ветви Нижневартовским и Сургутским сводами. К этой области приурочено наибольшее количество месторождений углеводородов в Западной Сибири, причем на севере преобладают газовые месторождения, а на юге нефтяные. Интересно отметить, что гигантское Краснотинское месторождение и более мелкие месторождения Шаимского района расположены обособленно, но на западном продолжении группы Аганских рифтов.

Структуры во второй области формировались под воздействием Енисей-Хатангского рифта. В то же время она накладывается на области прогибания, которые приурочены к северным частям Худуттейского, Колтогорско-Уренгойского и Худосейского рифтов. Вероятно, в связи с этим линейные структуры здесь ориентированы и субмеридионально и субширотно. В этой области распространены, преимущественно, газовые месторождения, при этом в северной и северо-восточной частях находятся средние и мелкие по запасам углеводородов месторождения, а в северо-западной – гигантские и крупные.

Третья область расположена южнее и приурочена к Худосейскому рифту. Мощность осадочного чехла в этой области значительно меньше, что свидетельствует о меньшем прогибании в мезозое. К меридиональным положительным структурам (Ванкорская и др.) приурочены только крупные, средние и мелкие месторождения, а гигантов не отмечается.

Гигантские и крупные месторождения углеводородов тяготеют к положительным надрифтовым и околарифтовым структурам (центральной частям выделенных областей), а более мелкие – к периферийным.

Проведенный статистический анализ количества и запасов гигантских месторождений углеводородов показал следующее. В пределах выделенных областей располагаются 17 (95 %) из 18 газовых гигантов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В них сосредоточено 94,7 % запасов газа гигантов ЗСНГ, или 70 % газа всей провинции. В этих областях находится 7 (58 %) из 12 нефтяных гигантов ЗСНГ. Они вмещают 35 % нефти всех гигантов, или 13 % запасов нефти всей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Таким образом, благоприятным тектоническим фактором формирования крупных месторождений углеводородов является близкое расположение рифтовых зон. Тектоническая деятельность в этих зонах на протяжении мезозоя обусловила формирование мощного осадочного чехла. Активизация этих зон в кайнозой обеспечила вовлечение органического вещества в процессы активной генерации углеводородов. Возникшие

разрывные нарушения создали каналы для вертикальной миграции жидких и газообразных углеводородов. Сформировались крупные контрастные положительные структуры, послужившие ловушками для углеводородов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64385, Российско-Белорусский проект № 04-05-81001-Бел2004а, а также Программ фундаментальных исследований ОНЗ.1 и ОНЗ.10.

- [1] Хамхоева Т.М., Беляев С.Ю. Условия размещения нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Материалы докладов VII международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. – М.: «Книжный дом», 2005. – С. 230.
- [2] Беляев С.Ю., Хамхоева Т.М. Тектонический контроль крупных и гигантских месторождений нефти и газа в северной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. – Иркутск.: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. – С. 38–40.
- [3] Хамхоева Т.М., Кузнецов Р.О. Некоторые факторы, влияющие на распределение месторождений нефти на территории Юганского Приобья Западно-Сибирской геосинеклизы // Нефть и газ Западной Сибири: Материалы международной научно-технической конференции (25-27 октября 2005 г.). – Тюмень, 2005. – С. 11–12.
- [4] Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Хамхоева Т.М., Кузнецов Р.О. Структурная позиция и вероятный тектонический контроль размещения крупных и гигантских месторождений углеводородов в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ВНИИОЭНГ, 2006. № 5–6. – С. 27–34.
- [5] Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеанологии, 2002. – 960 с.
- [6] Вейл П.Р., Митчелл Р.М.(мл.), Томсон С. Глобальные циклы относительных изменений уровней моря // Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. – М.: Мир, 1982. – С. 160–183.
- [7] Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 3–24.
- [8] Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 193 с.

МЕГАКРИСТЫ ГРАНАТА, ДЕФОРМИРОВАННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ АСТЕНОСФЕРНОГО ИСТОЧНИКА

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

* Иркутск, Институт геохимии СО РАН, serkost@igc.irk.ru

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

Астеносферный источник является одним из тех основных, которые привлекаются для объяснения происхождения кимберлитов, минералов мегакристной ассоциации, какталазированных мантийных пород. В научной литературе широко дискутируется вопрос о том, где образовались деформированные перидотиты – в верхней части астеносферного слоя или в подошве литосферной плиты. С. Бюргесс, Б. Харт [1] аргументируют литосферное происхождение деформированных перидотитов и приводят доказательства по рефертилизации низов литосферы астеносферными расплавами. Дискуссионным остается вопрос о происхождении самого астеносферного источника.

В настоящей работе приводятся новые данные по геохимии редкоземельных элементов (REE) в гранатах из ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-восточная, а также из Cr-бедных мегакристаллов граната из кимберлитов трубок Удачная-западная, Удачная-восточная, Мир, Зарница, Дальняя. Анализы проведены в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по ранее описанной методике [2]. Авторы ставили своей целью показать характер распределения REE в Gnt из деформированных перидотитов и мегакристаллов, определить геохимическую эволюцию расплавов, равновесных с этими минералами, и обсудить их возможную природу.

Исследованные ксенолиты и мегакристаллы были детально изучены в образцах и в шлифах. Мегакристаллы Gnt и Gnt из деформированных перидотитов в центральных и краевых частях зерен были проанализированы на содержания главных оксидов на рентгеновском микроанализаторе «JXA-33» фирмы «Jeol» в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Содержания редких элементов в гранате и клинопироксене получены методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе «Cameca IMS ion probe» в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [4]. Последний метод обеспечивал точность измерений редких элементов с концентрациями > 0,1 г/т, 10–15 отн. % и с концентрациями < 0,1 г/т, 40–50 отн. %

Деформированные перидотиты. В трубке Удачная-восточная деформированные перидотиты представлены преимущественно гранатовыми лерцолитами, различающимися по структуре (крупнопорфировый и мелкопорфировый типы), по модальному составу минералов (соотношению оливина, граната и пироксенов) и по степени деформированности. Для крупнопорфирового типа ксенолитов характерны обогащенность гранатом и клинопироксеном (до 25-30 % каждого минерала), относительно крупные порфирокласты граната (1-6 мм), а также сравнительно узкие (0,1-0,5 мм) келифитовые каймы на гранате. В гранате нередко отмечаются включения полуограненных кристалликов Crx, Ol и глобулей сульфидов. Гранат имеет коричнево-красную, оранжево-красную окраску, близкую окраске мегакристаллов. В составе этого типа выделяются специфические породы, включающие сильно деформированные мегакристаллы Gnt, Crx, Орх, Ol, Пт. Мелкопорфировые гранатовые лерцолиты резко обеднены Gnt (обычно менее 10 %) и Crx (менее 3-5 %), при этом Gnt имеет широкие (до 2 мм) келифитовые каймы. Только в мелкопорфировом типе встречены деформированные гранатовые гарцбургиты. Gnt в мелкопорфировых лерцолитах и гарцбургитах имеет вишнево-красный, вишнево-красный, фиолетово-красный цвет. В популяции деформированных перидотитов

крупнопорфировые разновидности составляют приблизительно треть ксенолитов.

Мегакристы граната. Все мегакристы представлены гладкими округлыми и эллипсоидальными желваками размером от 1 до 5 см. Мегакристы имеют грубую кливажность, которая сечется под косым углом тонкой трещиноватостью. Обычно в мегакристах содержатся мелкие каверны, выполненные субмикроскопическим полиминеральным агрегатом и представляющие, по-видимому, бывшие расплавные включения.

Химизм гранатов. Изменчивость состава мегакрист граната была изучена нами ранее [3]. Для них характерны широкие вариации окислов, типичные для подобных мономинеральных образований из других кимберлитовых провинций Мира [4, 5]. Магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$) гранатов варьирует, как правило, в интервале 0,74-0,83, в отдельных трубках достигая крайних пределов – 0,68 и 0,86. Близкие вариации магнезиальности демонстрируют мегакристы из трубок других кимберлитовых провинций. Изученная коллекция мегакрист граната относится к низкохромистой ассоциации – содержание Cr_2O_3 в них обычно не превышает 2-3 %. Наиболее высокохромистым разновидностям мегакрист отвечает более высокомагнезиальный состав.

Высокая корреляция между окислами является отражением трендов кристаллизации мегакрист граната. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 1) фигуративные точки состава мегакристов граната образуют тренд, параллельный оси Mg-Fe при относительно постоянном Ca. Четко различаются по составу выделенные по структурным

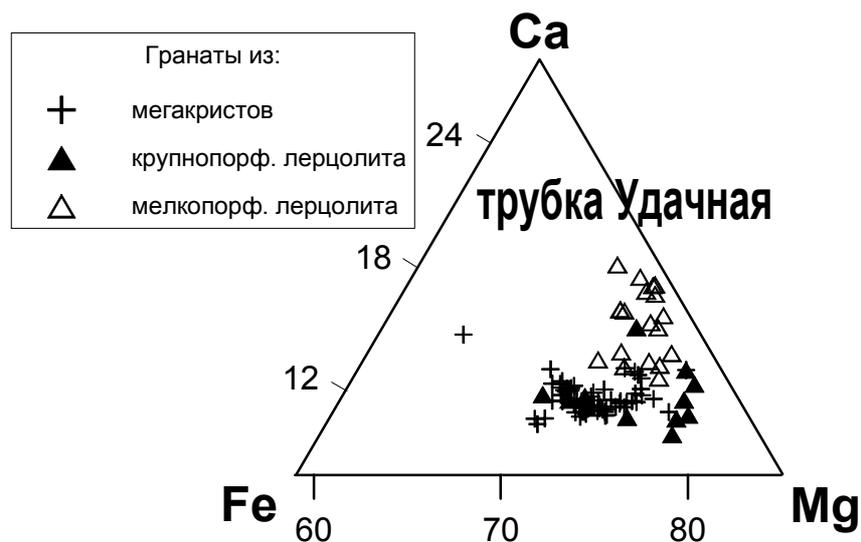


Рис. 1. Треугольная диаграмма состава гранатов из мегакристовой ассоциации и деформированных ксенолитов.

и модальным признакам две группы деформированных ксенолитов граната. Гранаты крупнопорфирового типа ксенолитов в подавляющем большинстве относятся к низкохромистой высокотитанистой ассоциации, демонстрируя высокий уровень сходства с мегакристами граната. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 1) фигуративные точки состава граната из крупнопорфировых лерцолитов и мегакрист образуют единый тренд, параллельный оси Mg-Fe при относительно постоянном Ca. Исключением является ксенолит 02-49, гранат в котором характеризуется относительно высоким содержанием Cr_2O_3 (5,58 %). Гранаты мелкопорфирового типа ксенолитов характеризуются средне-, высокохромистым, высокомагнезиальным составом. На треугольной диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 1) их составы образуют типичный лерцолитовый тренд, параллельный оси Mg-Ca при относительно постоянном Fe.

Изучены особенности распределения редких несовместимых элементов в гранатах разных ассоциаций. На спайдер-диаграммах (рис. 2) показано распределение REE в Gnt в виде нормированных концентраций. Распределения редкоземельных элементов для крупно- и мелкопорфировых ксенолитов контрастно различаются. В крупнопорфировых лерцолитах, содержащих низкохромистый гранат, оно характеризуется последовательным увеличением нормированных содержаний от La к Yb и в целом отвечает равновесному магматическому типу распределения. Для крупнопорфировых лерцолитов, содержащих высокохромистый гранат (пробы 00-101 и 02-49), данное распределение нарушается в области тяжелых элементов (HREE). Здесь фиксируется явная тенденция к изменению равновесного распределения на синусоидальное. Для мелкопорфировых ксенолитов распределение REE характеризуется четкой синусоидальной формой кривых.

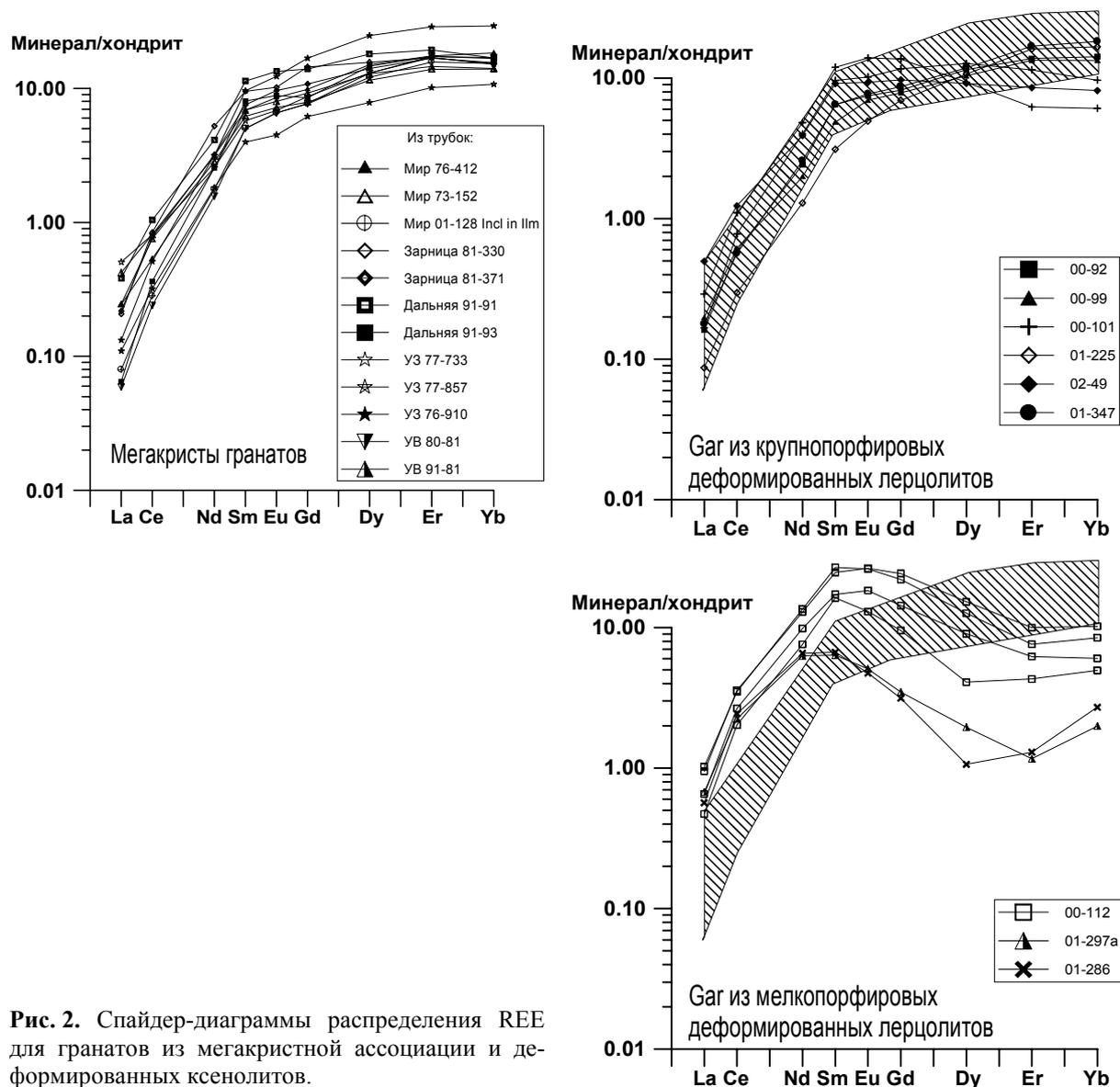


Рис. 2. Спайдер-диаграммы распределения REE для гранатов из мегакристной ассоциации и деформированных ксенолитов.

Особенностью распределения редкоэлементного состава гранатов из деформированных ксенолитов является его крайне неравномерный характер. Неоднородность проявляется как в возникновении зональности в составе зерен, обусловленной изменением концентрации отдельных элементов в краевых частях зерен, так и в заметных раз-

личиях в составе разных зерен граната из одного ксенолита или для разных микроблоков одного зерна. Более заметно неоднородность в составе проявляется в гранатах из мелкопорфирового типа ксенолитов, что подтверждает вывод о неравновесном характере распределения в них редкоземельных элементов. Для гранатов из ксенолитов устанавливаются два типа зональности. Первый тип, более характерный для крупнопорфировых ксенолитов, выражен в существенном возрастании концентраций LREE при постоянном уровне концентраций HREE. Второй тип зональности демонстрируют в основном гранаты из мелкопорфировых ксенолитов. Концентрация более тяжелых REE (от Eu до Yb) к краевым частям зерен неравномерно снижается, в то время как концентрация более легких элементов (от La до Sm) остается относительно неизменной, при этом синусоидальность соответствующих графиков распределения становится более четко выраженной.

Распределение редкоземельных элементов в мегакристаллах Gnt (рис. 2), как по уровню содержания, так и по типу кривых, близко к таковым в Gnt из деформированных крупнопорфировых ксенолитов с низкохромистым Gnt. Определенное отличие проявляется в том, что для Gnt мегакристалла фиксируется четкая положительная корреляция между содержанием REE и железистостью минерала. Линия Gnt из ильменит-гранатового мегакристалльного сростка (проба 76-910) пересекает параллельную систему линий остальных мегакристаллов, что, по-видимому, указывает на влияние сокристаллизации Gnt с ильменитом.

Для суждений о возможных составах и источниках расплавов, которые дали начало ассоциации мегакристаллов и преобразовывали вещество на границе литосфера – астеносфера в период кимберлитобразующего цикла, были рассчитаны составы расплавов, равновесных с Gnt. Расчет производился по формуле: $CL = C_{min}/K$, где CL – концентрация элемента в расплаве; C_{min} – концентрация элемента в минерале; K – коэффициент распределения элемента между минералом и расплавом. Для расчетов были взяты коэффициенты распределения из работ [6-8]. Рассчитанные составы L для зональных Gnt 00-92 и 02-49 показывают обогащение расплавов, равновесных с узкими краевыми зонами Gnt, наиболее несовместимыми редкими элементами, особенно Nb, La, Ce, резко проявленное для самой внешней зоны Gnt. Эта же тенденция прослеживается для изменения редкоэлементного состава Gnt мегакристалла. Существенное отличие составов L, равновесных мегакристаллам, заключается в обогащении последних всеми редкими элементами. Обогащение L Gnt мегакристалла возрастает с увеличением железистости Gnt, что может соответствовать трендам фракционной кристаллизации и снижению температуры. Единой чертой всех расплавов, равновесных с мегакристаллами Gnt и Gnt из мегакристаллических и крупнопорфировых лерцолитов, являются максимумы для HFSE (Nb, Zr+Hf, Ti) на кривых распределения несовместимых редких элементов.

Для объяснения поведения несовместимых редких элементов в Gnt из мега-крупнопорфировых деформированных перидотитов и мегакристалла привлекается механизм Б. Харта и др. [9]: просачивание расплава через твердую породную матрицу с одновременной фракционной кристаллизацией. Фракционирование Gnt приводит к накоплению в остаточном расплаве наиболее несовместимых редких элементов, в том числе LREE, и к его обеднению HREE [1]. Такой же эффект вызывает инфильтрация расплава через твердые породы, вследствие чего расплав последовательно обогащается наиболее несовместимыми элементами [1, 9].

Обсуждаются альтернативные гипотезы возникновения и магматической активации астеносферного слоя за счет действия плюма и в результате субгоризонтальных плитовых движений. Развитие на Сибирской платформе верхнедевонских алмазоносных кимберлитов связывается с якутским суперплюмом. Предполагается, что плюм, подошедший к подошве жесткой континентальной плиты, производит астеносферные

расплавы, родительские ассоциации Cr-бедных мегакрист, осуществляющие своеобразное магматическое замещение вещества в верхах астеносферного слоя и в нижней части литосферы. Гипотеза плюма [6] предполагает подъем изолированного в переходном слое мантии древнего кумулятивного материала, который несет геохимические черты, указывающие на обогащение мейджоритом и силикат-перовскитом. С другой стороны, делается предположение о сопряженности процессов катаклаза мантийных пород, движения плит, формирования и магматической активизации астеносферного слоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64756, 06-05-64981) и интеграционных грантов № 21 и ОНЗ-2.1.

- [1] Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // *J. Petrol.* – 2004. – V. 45. – P. 609–634.
- [2] Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // *Петрология.* – 1995. – Т. 3, № 5. – С. 487–495.
- [3] Костровицкий С.И., Митчелл Р.Х., Иванова Р.Н., Суворова Л.Ф. Тренды изменчивости состава мегакрист граната из алмазосодержащих и неалмазоносных кимберлитовых трубок (Якутия, Россия) // *Геология и геофизика.* – 1997. – Т. 38, № 2. – С. 444–453.
- [4] Nixon P.H., Boyd F.R. The discrete nodule association in kimberlites from Northern Lesotho // *Lesotho kimberlites, 1973.* – P. 67–75.
- [5] Gurney J.J., Jacob W.R.O., Dawson J.B. Megacrysts from the Monastery kimberlite pipe, S. Africa // *Proc. 2 IGC.* – Wash., 1979. V. 2. – P. 227–243.
- [6] Xie Q., McCuaig T.C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts // *Chem. Geology.* – 1995. – V. 126. – P. 29–42.
- [7] Zack T., Foley S.F., Jenner G.A. A consistent partitioning coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analyses of garnet pyroxenite from Kakanui, New Zealand // *News Jb. Miner. Abh.* – 1997. – V. 172. – P. 23–41.
- [8] Halliday A.N., Lee D.C., Tommasini S. et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the subcontinental mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – V. 133. – P. 379–395.
- [9] Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A 342.* – 1993. – P. 1–21.

ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИХ ТУРБИДИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ: ВКЛАД В ПРОБЛЕМУ РАСШИФРОВКИ СТРУКТУРЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТУРБИДИТОВОГО БАССЕЙНА

*Н.Н. Крук**, *Н.В. Сенников***, *С.П. Шокальский****, *Е.А. Крук**,
*И.В. Николаева**, *П.А. Серов*****

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

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

*** Санкт-Петербург, Всероссийский геологический институт, Sergey_Shokalsky@vsigei.ru

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

Позднекембрийские-раннеордовикские турбидитовые толщи, маркирующие начальный этап крупномасштабных коллизионных событий, широко распространены в пределах Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий. Под разными названиями они известны в Западном Саяне, южной части Горной Шории, на Салаирском кряже, распространены в Горном Алтае и примыкающих районах Китая и Монголии. В пределах Горного Алтая турбидитовые толщи позднего кембрия-раннего ордовика традиционно искусственно объединяются в «сборный» стратон – «горноалтайскую серию». «Искусственность» этого объединения выражается в том, что, согласно Стратиграфическому кодексу России [1], серия должна объединять свиты, сходные по генезису развития в едином бассейне и сформировавшиеся в относительно близкие отрезки геологического времени. Кроме того, свиты в составе серии должны иметь наблюдаемые геологические контакты, согласные или несогласные, а в «горноалтайской» серии большинство включаемых в нее стратонов имеет исключительно тектонические контакты с другими стратонами. Нижняя часть «горноалтайской серии» отличается преобладанием монотонных зелено-серых средне- и мелкозернистых песчаников и метаалевролитов. Верхние, «молассовые», части разрезов «горноалтайской серии» представлены более грубозернистыми незрелыми и слабее сортированными осадками пестрой окраски и грауваккового состава и часто характеризуются текстурными признаками активной динамики среды осадконакопления (косая слоистость, ксенокласты алевролитов в песчаниках, следы течения нелитифицированного осадка и т.д.). Известковистость таких пород немного повышена по сравнению с исключительно бескарбонатными отложениями низов разреза.

В составе «горноалтайской серии» выделено значительное количество отдельных стратонов [2-6 и др.], отличающихся преобладающими породными разностями и, видимо, отвечающих разным фаціальным зонам осадконакопления. Однако их стратиграфическая мощность, возрастной диапазон, геологические взаимоотношения и тектоническая интерпретация остаются в значительной мере условными и дискуссионными. Во многом этому способствует искажение первичной структуры осадочного бассейна более поздними тектоническими деформациями (в первую очередь – сдвиговыми) и неравномерно проявленным метаморфизмом. Как следствие, восстановить классическими методами палеофаціального анализа структуру первичного бассейна весьма сложно. Нерешенным до настоящего времени остается и вопрос о том, принадлежали ли данные толщи единому осадочному бассейну либо они представляют собой фрагменты нескольких палеобассейнов, тектонически совмещенных на более поздних этапах геологической истории региона. Если для кембро-ордовикских разрезов центральной и восточной частей Горного Алтая (Ануйско-Чуйский прогиб, Бийский и Катунский блоки) генетическая связь турбидитов с кембрийскими островодужными вулкани-

ческими образованиями доказываются геологическими методами, то в западной части Горного Алтая принадлежность пород «горноалтайской серии» остается крайне проблематичной.

Данная работа представляет собой попытку подойти к решению этого вопроса с использованием данных о химическом составе и изотопных характеристиках осадочных пород.

В ходе исследований были изучены геохимические характеристики турбидитов западной части Горного Алтая, входящих в состав «горноалтайской серии», относящихся к чарышской и суеткинской свитам; осадочные породы засурьинского стратона и маралихинской свиты, позднекембрийский-раннеордовикский возраст которых доказан в последние годы [7], а также толщи, относимые разными авторами к «горноалтайской серии» в сопредельных районах: песчанская толща в северной части Горного Алтая, катунская свита – в пределах Холзунско-Чуйского синклинория (обрамление Южно-Чуйского хребта) и Теректинского блока (бассейны рек Мульта и Сугаш).

Краткая характеристика осадочных толщ. *Чарышская свита* известна в северо-западной части Горного Алтая и представлена «немными» зеленоцветными турбидитами. Преобладающими породами являются зеленые и зеленовато-серые алевролиты, менее распространены мелкозернистые песчаники. Отмечены также редкие пласты гравелитов, содержащих, наряду с обломками основных и кислых вулканитов, значительное количество кварца и полевых шпатов. *Суеткинская свита* представлена более крупнозернистыми и менее сортированными породами (преобладающими являются мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники). Наряду с зеленоцветными часты пестроцветные разности, что заставляет предполагать «молассоидный» характер отложений.

Засурьинский стратон – по мнению некоторых исследователей, общая продолжительность формирования и последовательная смена степени проявления вулканической деятельности и кремнистости позволяют рассматривать засурьинский стратон в ранге самостоятельной вулканогенно-осадочной серии [8] – прослежен в виде непрерывной полосы шириной 2-5 км через всю территорию Северо-Западного Алтая. Свита сложена, преимущественно, черно- и сероцветными сланцами и мелкозернистыми песчаниками. Среди них встречаются пласты серых кремней и красноцветных яшм, с которыми ассоциируют нечастые маломощные пласты афировых и плагиоклаз-порфирировых базальтов, по химическому составу отвечающих MORB и OIB [9]. С юга и востока засурьинская серия ограничивает поле развития пород «аспидной» маралихинской свиты, сложенной черными сланцами с единичными прослоями кремней.

Песчанская свита (толща) распространена в северной и северо-западной частях Горного Алтая. Она представлена пестроцветными ритмично-слоистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В ритмичных песчанико-алевролитовых разрезах встречаются маломощные прослои красноцветных кремнистых пород. Изредка наблюдаются олистостромы, гравитационные микститы с обломками яшм, туфов базальтоидов и известняков. Кроме того, по данным В.А. Кривчикова с соавторами [10] в составе толщи встречаются пласты лейкобазальтов и андезитов, промежуточных по химическому составу между N-, E-MORB и островодужными толеитами.

Катунская свита широко распространена в южной части Горного Алтая, в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория, и ограничено – в пределах Теректинского блока. Свита представлена мощными ритмично-слоистыми толщами зеленоватых и лиловых алевролитов и полимиктовых песчаников.

Особенности вещественного состава пород. Общей особенностью петрохимического состава изученных осадочных пород являются высокие содержания TiO_2 (0,6-1,3 %) и Fe_2O_3+MgO (6-14 %). При этом алюмо-кремниевый модуль и показатель ще-

лочки варьируют в широких пределах. В целом такие составы наиболее близко отвечают современным продуктам разрушения океанических дуг, фельзитов островных дуг и активных окраин, т.е. коры переходного типа. Продуктов разрушения зрелого континентального сиалического материала среди изученных пород не выявлено.

Большинство изученных пород (за исключением пород песчанской толщи, характеристика которых будет дана ниже) характеризуются близкой формой спектров РЗЭ с $La/Yb_N = 6-10$ и незначительным европиевым минимумом. Суммарные содержания РЗЭ составляют 120-180 г/т, т.е. приближаются к среднему составу континентальной коры. Вместе с тем в составе осадков описанных свит намечаются существенные различия. Резко обособляются породы песчанской толщи. Для них характерны гораздо более низкие (35-85 г/т) содержания РЗЭ (преимущественно за счет элементов цериевой группы), слабо асимметричные спектры с $La/Yb_N = 1,5-3,6$. Кроме того, эти породы характеризуются максимальной железистостью, обеднены относительно других изученных осадков Zr, Nb, Hf, Th и U, обогащены Sr и, в меньшей степени, Ba.

Породы чарышской свиты характеризуются максимальными среди изученных образований содержаниями глинозема и титана, в наибольшей степени обогащены редкими землями, Zr, Hf, U и Th. Осадочные породы катунской свиты имеют максимальную магнезиальность, минимальную титанистость, пониженные концентрации Fe_2O_3 . Породы засурьинской серии и маралихинской свиты по содержанию перечисленных выше элементов не различимы между собой; по вещественному составу они занимают промежуточное положение между образованиями чарышской и катунской свит.

Суеткинская свита характеризуется наиболее «зрелым» характером осадочного материала: содержания глинозема, титана, железа и магния здесь минимальны.

Результаты изотопных исследований. Проведенные исследования изотопного состава Nd в позднекембрийских-раннеордовикских осадочных толщах Горного Алтая выявили их изотопную неоднородность.

Наиболее древними модельными возрастами 1,5-1,6 млрд лет характеризуются осадочные породы Катунской свиты южной части Горного Алтая [11]. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ для этих пород, рассчитанное на время их формирования (500 млн лет), составляет $-4 \dots -6$. Для осадков чарышской свиты характерны модельные возраста около 1,0 млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = +1 \dots +2$. Аналогичным изотопным составом Nd характеризуются породы суеткинской свиты. Черные сланцы маралихинской свиты и засурьинской серии имеют промежуточные изотопные характеристики: (DM)-2-ст = 1,3 млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = 0 \dots -1$. Наиболее высокие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (до +5) и самые молодые модельные возраста 0,85 млрд лет характерны для пород песчанской толщи.

Обсуждение результатов и главные выводы. Результаты изотопных исследований позволяют выделить в пределах западной части Горного Алтая три группы осадочных комплексов, различающихся по источникам осадочного вещества.

К первой группе относятся образования песчанкинской толщи северной части Горного Алтая, достаточно уверенно коррелируемые с одновозрастными осадочными толщами Салаира и, вероятнее всего, сформированные за счет вещества вулканических комплексов Салаирской дуги. Их геохимические особенности (повышенная железистость, низкие содержания калия и фосфора, деплетированность в отношении несовместимых элементов) отражают специфику состава пород Салаирской дуги [12].

Вторая группа включает в себя осадочные толщи катунской свиты, распространенные в пределах Холзунско-Чуйского и Теректинского блоков. Относительно древние модельные возраста указывают на формирование этих толщ преимущественно за счет вещества Алтае-Монгольского террейна. Необходимо отметить, однако, что позднекембрийский-раннеордовикский возраст этих толщ, традиционно признававшийся большинством геологов, в последние годы поставлен под сомнение. Установлено, что в

юго-восточном обрамлении Южно-Чуйского хребта на породы катунской свиты, совместно с гнейсами южно-чуйского метаморфического комплекса, накладывается высокоградиентный метаморфизм с возрастом 542 млн лет, что предполагает, по меньшей мере, раннекембрийский (а вероятнее всего, вендский или более древний) возраст этих осадочных толщ.

Наконец, третью группу составляют турбидитовые толщи собственно Горного Алтая: чарышская и суеткинская свиты. Сходство модельных возрастов этих толщ с модельными возрастными протолитами гранитоидов западной части АССО [13] свидетельствует, что формирование турбидитов происходило, преимущественно, за счет геологических комплексов Алтае-Кузнецкого вулканического пояса.

«Промежуточные» геохимические и изотопные характеристики осадочных пород маралихинской свиты и засурьинской серии указывают на то, что формирование этих толщ происходило за счет комбинированных источников, включавших материал геологических комплексов как собственно Горного Алтая, так и Алтае-Монгольского террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры») и РФФИ (проект № 04-05-64443).

- [1] Стратиграфический кодекс. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. Тр. МСК, 1992. – 120 с.
- [2] Нехорошев В.П. Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 262 с.
- [3] Перфильев Ю.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1959. – № 11. – С. 20–30.
- [4] Сенников В.М., Винкман М.К., Кононов А.Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 51–66.
- [5] Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1966. – 161 с.
- [6] Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). – Томск: Изд-во ТГУ, 1979. – 200 с.
- [7] Ивата К., Сенников Н.В., Шокальский С.П., Буслов М.П., Обут О.Т., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Верхнекембрийский-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 9. – С. 1421–1438.
- [8] Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1-2. – С. 156–171.
- [9] 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.
- [10] Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200000. Серия Алтайская, лист М-45-І. Издание 2-е. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- [11] Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. – 2002. – Т. 388, № 2. – С. 228–232.
- [12] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
- [13] Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. – 1999. – Т. 366, № 3. – С. 395–397.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ МАНТИИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ (ПО ДАННЫМ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

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

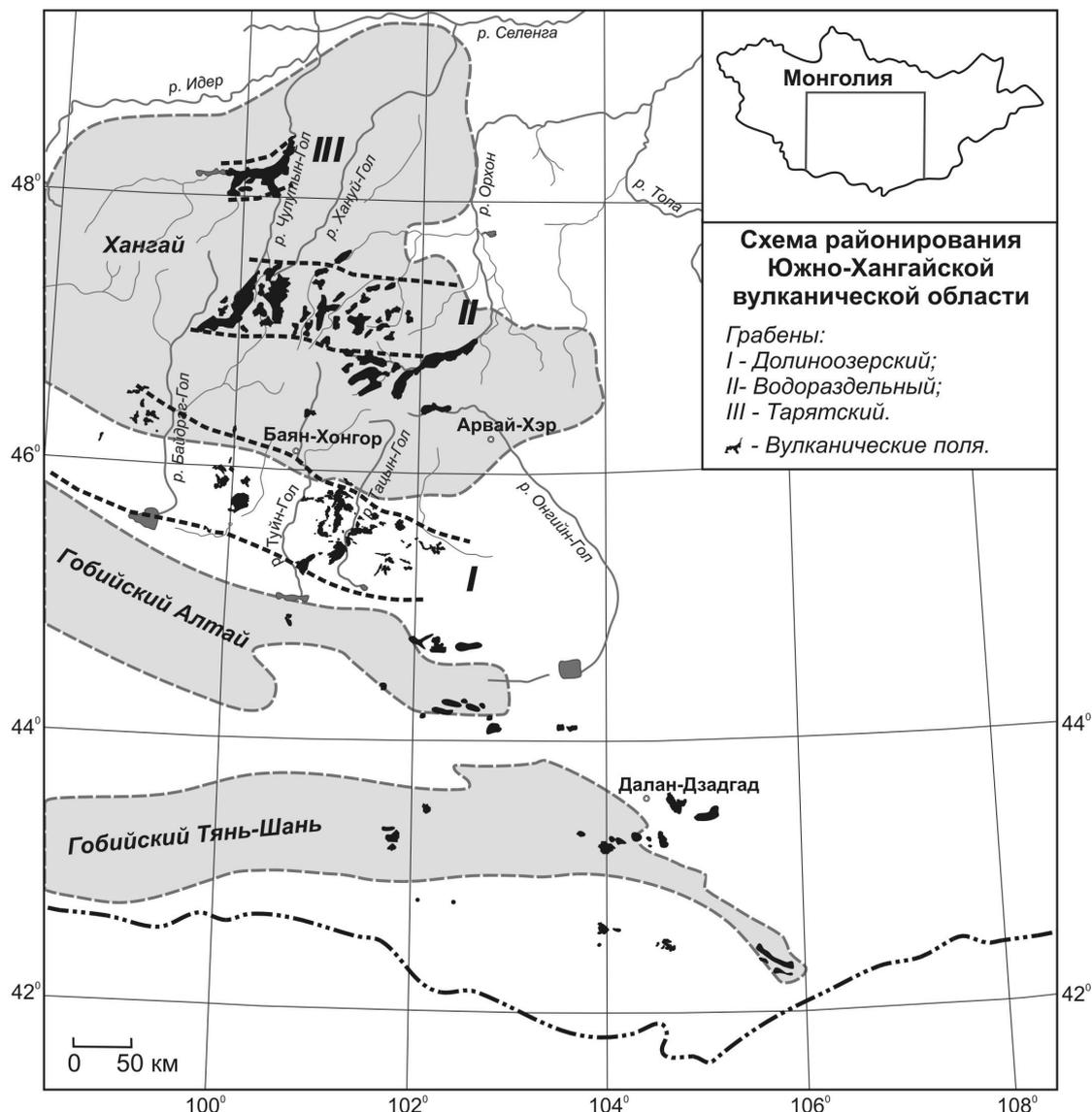
* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

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

Южно-Хангайская горячая точка мантии (или отвечающая ей одноименная вулканическая область) является одной из наиболее длительно формирующихся внутриплитных магматических областей позднемезозойской–кайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии [3]. Вулканическая область охватывает территорию центрального сегмента Монголии, где ее вулканические поля распространены от южной границы страны до Хангайского нагорья и его ближайшего северного и восточного обрамления включительно. История области прослеживается начиная с конца юры, но в настоящем сообщении будут охарактеризованы проявления вулканизма, сформированные в интервале последних 105 млн лет. Разновозрастные импульсы вулканизма, фиксируемые отвечающими им вулканическими полями, в это время, как правило, были территориально разобщены, что связывается с миграцией магмовыводящих зон в ходе формирования вулканической области. Выделяются следующие районы вулканизма (рисунок): Гоби-Тяньшаньский, Гоби-Алтайский, Долино-озерский (южный склон Хангайского хребта), Водораздельный (осевая часть Хангайского хребта) и Тарятский (северное подножие Хангайского хребта). Помимо этих вулканических районов выделяется ряд протяженных долинных лавовых потоков, сформировавшихся на склонах нагорья на заключительной стадии развития ареала.

Проведены систематические геохронологические исследования вулканических пород во всех районах их распространения. В соответствии с полученными результатами, во-первых, подтвержден ранее сделанный вывод [1, 3] о формировании Южно-Хангайской вулканической области в интервале, по крайней мере, последних 100 млн лет. Во-вторых, установлено, что вулканическая активность была многоимпульсной и не прерывалась паузами большой продолжительности. В-третьих, выявлены закономерные миграции центров вулканизма в истории развития области. Выделены следующие этапы вулканической активности: начало позднего мела (105-90 млн лет), конец позднего мела (88-71 млн лет), палеоцен–раннеэоценовый (62-47 млн лет), раннеолигоценый (37-31 млн лет), позднеолигоцен–раннемиоценовый (30-22 млн лет), среднемиоценовый (17-12 млн лет), позднемиоцен–плиоценовый (10-2.5 млн лет), плейстоценовый (1.3-0.2 млн лет) и голоценовый (<0.01 млн лет). В пределах каждого этапа дополнительно выделены отдельные импульсы вулканизма, отвечающие времени формирования отдельных вулканических полей или их групп.

Лавовые образования *начала позднего мела* связаны с Гоби-Алтайским ареалом (хр. Арц-Богд и его восточное обрамление). Они представлены двумя группами экстрезивных и субвулканических тел: первая – штоки, некки и дайки вулканитов, обычно содержащих ксенолиты лерцолитов, пироксенитов и мегакристы анортоклаза и пироксена в пределах грабена Арц-Богд; вторая – лавовые купола стекловатых пород, характеризующихся концентрически зональным строением. В *конце позднего мела* основной площадью распространения вулканических проявлений стала территория преимущественно юго-восточной части Гоби-Тяньшаньского ареала. Они локализуются вдоль



бортов крупной впадины Бордзонгийн-Гоби, а также в пределах широтного грабена Хурмэн, кроме того, отдельные небольшие штоки и экструзии пород известны восточнее и севернее за пределами этих структур. В это время была сформирована большая группа штоков, лакколлитов и даек. Кроме того, возникли лавовые поля небольшой мощности, площадью в первые десятки км², распределение которых контролировалось небольшими грабенами и системами сбросов. На протяжении палеоцена и раннего эоцена по обрамлению хр. Гурбан-Сайхан, расположенного в северной части Гобийского Тянь-Шаня, образовались группы разрозненных лавовых полей, связанных с деятельностью отдельных центров излияний, которые фиксируются руинами шлаково-бомбовых построек. Раннеолигоценовая вспышка вулканизма представлена группой лавовых полей, сконцентрированных преимущественно в межгорной впадине Гобийского Тянь-Шаня, разделяющей хребты Сэврэй и Ноен, а также отдельными экструзиями и лавовыми полями, рассредоточенными по южному и северному обрамлению хр. Арц-Богд в Гобийском Алтае. Лавовые поля позднеолигоцен-раннемиоценового этапа формировались практически исключительно в пределах Долиноозерского грабена. Излияния были связаны с многочисленными центрами излияний, фиксируемых руинами шлаковых конусов. Вул-

канические события среднего миоцена продолжили формирование Долиноозерского грабена, но, кроме того, зафиксировали начало вулканической активности в Водораздельном грабене. Они характеризовались высокой интенсивностью, в результате чего в грабене возникли лавовые толщи большой мощности ($n \times 100$ м). На протяжении позднего миоцена и плиоцена произошло несколько эпизодов вулканизма. До рубежа 7.5 млн лет они протекали в пределах Водораздельного грабена, то есть в центральной части ареала, а более поздние вулканические события (< 7.5 млн лет) охватили также его северный (Тарятский грабен) край. В плейстоцене наиболее масштабные вулканические излияния произошли в Тарятском грабене, где был сформирован мощный лавовый чехол по всей его площади. В этот же этап была сформирована система протяженных долинных лавовых потоков, растекающихся в стороны от осевой части Хангайского хребта и зафиксировавших своим формированием стадию активного роста гор. Голоценовый этап проявился в Тарятской впадине и был связан с деятельностью вулкана Хорго, потоки которого сформировали долинный поток протяженностью не менее 70 км.

Таким образом, на протяжении последних 105 млн лет вулканическая активность в пределах Южно-Хангайской вулканической области практически не прекращалась на длительные интервалы времени, превосходящие продолжительность отдельных вулканических этапов, и характеризовалась последовательной миграцией ее центров. Вначале в интервале 105-71 млн лет они переместились из районов восточной оконечности Гобийского Алтая к югу на территорию Юго-Восточного Гобийского Тянь-Шаня, а затем сдвигались с юга на север через хребты Гобийского Алтая и Долиноозерский грабен в Хангайское нагорье. Результирующая траектория этой миграции представляет собой крупную петлю, общей протяженностью более 1100 км при удаленности ее крайних точек более чем на 800 км.

Вулканиды ареала представлены лавами основных пород, реже это бомбы и шлаки, локализованные вблизи центров излияний, которые зафиксированы шлаковыми конусами. Породы разновозрастных уровней содержат мантийные ксенолиты – лерцоциты, пироксениты, мегакристы пироксена, полевого шпата, оливина, реже граната. В соответствии с петрохимическими данными установлено, что в составе вулканических ассоциаций преобладают трахибазальты, трахиандезитбазальты, базаниты, реже базальты, меланефелиниты и фонотефриты. Вариации состава охватывают диапазон по SiO_2 от 42.6 до 52.2 мас.% и по содержанию $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 4.6 до 9.7 мас.%. В целом они характеризуются повышенными содержаниями P_2O_5 (от 0.4 до 1.6 мас.%) и TiO_2 (> 1.7 мас.%) и умеренными содержаниями Al_2O_3 (< 17 мас.%). Магнезиальность в породах относительно низкая (0.4-0.6 при преобладании 0.5), что указывает на относительно высокую степень дифференцированности излившихся расплавов. Породы всех этапов имеют близкие содержания петрогенных элементов, хотя и характеризуются незначительными различиями.

Геохимические данные также свидетельствуют о сходстве состава разновозрастных пород. Вулканиды всех возрастных групп обладают близкими содержаниями несовместимых элементов. Спектр распределения этих элементов близок к спектру базальтов OIB-типа, но отличается от последнего в целом более фракционированным распределением редких земель, а также более высоким содержанием литофильных элементов (Rb, Ba, Sr) и более низким содержанием таких элементов, как Th, U, тяжелые PЗЭ. Особо следует отметить наличие ярко выраженного Ta-Nb максимума, типичного для пород всех структурных зон и в целом характерного для магматических источников внутриплитного магматизма.

По изотопному составу (Sr-Nd) породы ареала образуют тренд, который прослеживается из области умеренно деплетированных источников типа PREMA в область обогащенных легкими редкими землями источников типа EM-I. Наличие этого тренда

свидетельствует, что в образовании исходных расплавов вулканического ареала участвовала комбинация обоих этих источников. Наибольшая доля мантии типа EM-I в источнике фиксируется для пород Гоби-Тяньшаньского ареала и Долиноозерского грабена. В источнике пород других районов в основном преобладала мантия типа PREMA.

Представленные результаты свидетельствуют о том, что Южно-Хангайская вулканическая область возникла во внутриплитной обстановке в центре Азиатского континента вдали от границ литосферных плит. На всех стадиях своего развития она была лишена структурных связей с другими проявлениями внутриплитного магматизма в Центральной Азии, то есть развивалась автономно. Режим ее формирования характеризовался ярко выраженными условиями растяжения – рифтогенезом, что привело к образованию в пределах области рассредоточенной системы грабенов.

Состав вулканических продуктов Южно-Хангайской области свидетельствует о сходстве их источников с источниками базальтов океанических островов, формирование которых связывается с мантийными плюмами. Дополнительный аргумент в подтверждение этого представления дают результаты гравиметрических и сейсмологических исследований, показавших, что в основании литосферы Хангая, где сосредоточены новейшие проявления вулканической активности, расположен локальный выступ астеносферы, который достигает подошвы коры на глубине около 50 км [2]. Выступы располагаются также под другими областями позднекайнозойского внутриплитного вулканизма в Центральной Азии и, в частности, установлены в основании Южно-Байкальской, Витимской и Удоканской вулканических областей [2]. Подобная связь предполагает, что именно эти выступы горячей мантии (астеносферы) контролируют новейшую вулканическую активность в регионе, и, следовательно, их можно рассматривать как горячие точки мантии. Таким образом, следует считать, что модель связи вулканического ареала с горячей точкой мантии достаточно аргументирована, так как обоснована рядом независимых данных – геологических, петрологических, геофизических.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64000, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

- [1] Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – М.: Наука, 1981. – 196 с.
- [2] Зорин Ю.А., Балк Е.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 32-42.
- [3] 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.

Sr-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

*А.Б. Кузнецов**, *Е.Ф. Летникова***, *А.А. Постников****, *А.А. Терлеев****,
*Н.К. Гелетий*****, *С.В. Вещева*****

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

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

*** Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

**** Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Реконструкция последовательности геодинамического развития Центрально-Азиатского пояса требует точных возрастных ограничений на время формирования пород, слагающих основные структурные элементы этого пояса и обрамления примыкающей Сибирской платформы. Недостаток надежной биостратиграфической или изотопно-геохронологической информации для многих осадочных последовательностей позднего протерозоя обуславливает применение новых методов в решении стратиграфических проблем. Привлечение метода стронциевой изотопной хемотратиграфии (СИС), опирающейся на вековые вариации изотопного состава Sr в палеоокеане, может обеспечить независимое средство корреляции морских карбонатных осадков, не подвергшихся значительным постседиментационным преобразованиям. Сопоставление индивидуальной Sr-изотопной характеристики изучаемых отложений с аналогичной характеристикой стандартной («эталонной») кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет определять возраст исследуемых формаций.

Развитие методологии СИС в последнее десятилетие существенно расширило аналитическую базу и возможности хемотратиграфии. Применение нового методического подхода при изучении карбонатных отложений в стратотипических разрезах рифея и венда Восточной Сибири и рифея Южного Урала позволило детализировать соответствующие фрагменты кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднепротерозойском океане и предложить новый вариант стандартной кривой [1-3]. Наиболее обоснованная кривая вариаций с максимальным градиентом изменения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ построена для позднего рифея и венда. Именно этот возрастной интервал, частично соответствующий неопротерозою в хронологической шкале, является наиболее благоприятным для корреляции карбонатных отложений. Необходимыми условиями для получения корректной Sr хемотратиграфической характеристики карбонатных отложений являются: (1) геохимическая оценка степени сохранности Rb-Sr системы карбонатов (отношения Mn/Sr, Fe/Sr и Mg/Ca) и (2) селективное растворение анализируемых образцов для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз.

Основными объектами исследования стали карбонатные отложения, входящие в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и примыкающих областей периферии Сибирской платформы: голоустенской и улунтуйской свит байкальской серии и олхинской свиты Южного Прибайкалья; забитской свиты боксонской серии и иркутской свиты юго-восточной части Восточного Саяна; мурэнской свиты Северной Монголии; биджинской, мартюхинской и сорнинской свит Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау; шунтарской свиты тунгусикской серии Енисейского кряжа. В перечисленных свитах были отобраны представительные коллекции карбонатных образцов, в которых были определены содержания Ca, Mg, Mn и Fe. Изучение Rb-Sr систематики карбонатов проводилось с использованием последовательной обработки образца вначале раствором ацетата аммония, затем 10 %-ной уксусной кислотой [1-3]. Такая методика позволяет удалить легкоподвижные элементы из силикатной составляющей образца и час-

точно освободиться от новообразованных карбонатных фаз.

Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в обогащенной УК-фракции для карбонатов разных свит варьируют в диапазоне: голоустенской – 0.71094-0.71483, улунтуйской – 0.70842-0.70982, олхинской – 0.70830-0.71797, забитской – 0.70706-0.70887, иркутной – 0.70523-0.70989, мурэнской – 0.70742-0.70802, биджинской – 0.70778-0.70862, мартюхинской – 0.70774-0.70879, сорнинской – 0.70810-0.70852, шунтарской – 0.70553-0.70821. Вариации изотопного состава Sr вызваны проявлением целого комплекса пост-седиментационных преобразований на разных стадиях карбонатного литогенеза. Среди этих преобразований выделяются следующие: (1) раннедиагенетическая и эпигенетическая доломитизация, сопровождавшаяся обогащением карбонатной фазы Fe, Mn и радиогенным ^{87}Sr ; (2) обмен Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr между карбонатной и силикатной фазами в ходе погружения осадков, проходивший в условиях замкнутой или полузамкнутой системы и особенно заметный в карбонатах с большой долей терригенной примеси; (3) взаимодействие карбонатных пород с пресными водами и подземными флюидами, сопровождаемое частичной потерей первичного Sr и обогащением пород Mn и Fe.

Выбор наименее измененных вторичными процессами образцов карбонатов был произведен на основании геохимических критериев $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$. Количество наименее измененных образцов в каждой из изученных свит различно, однако в целом оно максимально в тех формациях, которые сложены известняками с низкой долей терригенной примеси. При выборе образцов, использованных для оценки отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, предпочтение отдавалось известнякам с $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$.

Sr-хемостратиграфические характеристики предполагают несколько возрастных интервалов для формирования изученных карбонатных отложений: средне(?)-поздне-рифейский – иркутная и шунтарская свиты; ранне-поздневендский – мурэнская, биджинская и мартюхинская свиты; поздневендский – забитская, олхинская и улунтуйская свиты, поздневендский-раннекембрийский – сорнинская свита. В большинстве случаев полученные методом СИС возрастные ограничения вышеперечисленных стратиграфических подразделений согласуются с новыми и опубликованными ранее биостратиграфическими и геологическими данными. Однако Sr-хемостратиграфические характеристики улунтуйских карбонатов противоречат имеющимся представлениям о возрасте накопления отложений байкальской серии. Последнее требует продолжения всестороннего исследования отложений байкальской серии, в частности проведения прецизионных изотопно-геохронологических работ, привлечения палеомагнитных методов и ревизии всего комплекса биостратиграфического материала.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах», а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты 04-05-65124, 06-05-64686, 05-05-64229) и Президиума СО РАН (ИП СО РАН 6.6).

- [1] 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.
- [2] Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвилском и пост-грнвилском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2002. – Т. 10, № 1. – С. 3–46.
- [3] 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 отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–34.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГАББРОИДОВ УЛАН-НУРСКОГО И ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВОВ ПРИОЛЬХОНЬЯ

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

* Новосибирск, Новосибирский госуниверситет, alavr@uiggm.nsc.ru

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

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

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

Улан-Нурский массив включается в бирхинский комплекс [1] и расположен на берегу озера Байкал в 11 км северо-восточнее Бирхинского массива. В плане массив представляет собой чечевицеобразное тело размерами до 2 км в поперечнике и до 4.5 км в длину, вытянутое в северо-восточном направлении. В минеральном составе пород преобладают плагиоклаз и зеленая роговая обманка, вследствие чего на геологической карте Приольхонья массив обозначен как диоритовый. При петрографическом изучении установлено, что зеленая роговая обманка является продуктом замещения клинопироксена, реликты которого встречаются в наименее измененных породах, при этом роговая обманка образует характерные ситовидные структуры. Из породообразующих минералов в реликтах встречаются также ортопироксен и оливин. По петрохимическим характеристикам породы Улан-Нурского массива аналогичны габброидам Бирхинского массива (рис. 1). Отмечено незначительное повышение щелочности пород, хотя на TAS-диаграмме фигуративные точки улан-нурских габброидов лежат в поле составов габброидов Бирхинского массива.

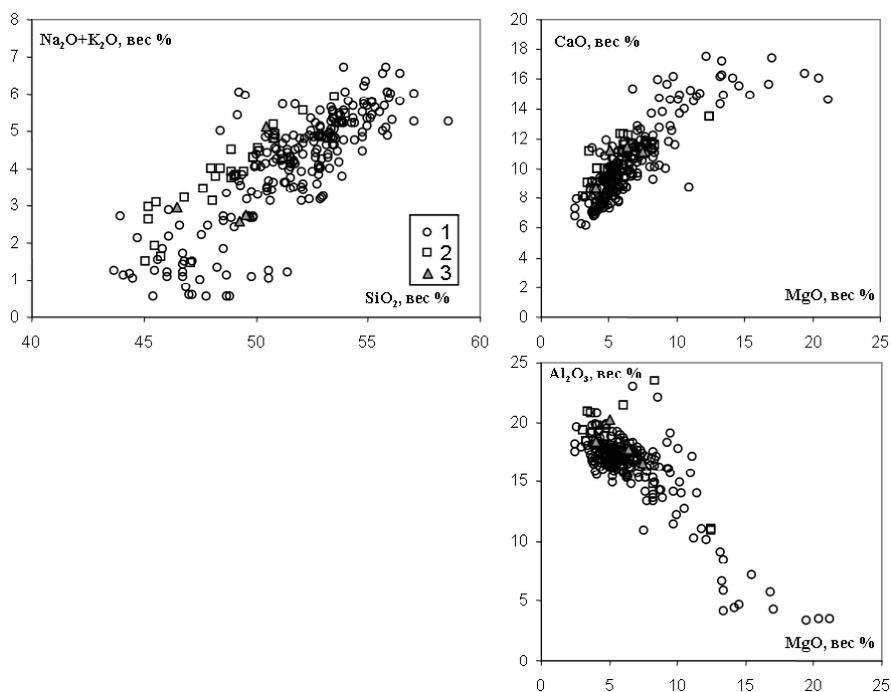


Рис. 1. Вариационные петрохимические диаграммы для базитов бирхинского комплекса: 1 – габброиды Бирхинского массива; 2 – габброиды Улан-Нурского массива; 3 – долериты из включений в амфиболитах в обрамлении Улан-Нурского массива. Данные о составе пород Бирхинского массива любезно предоставлены А.С. Мехоношиным.

Интрузивных контактов пород массива с вмещающими толщами не обнаружено, массив окружен толщей амфиболитов, при этом в сланцеватых амфиболитах сохраняются участки нерассланцованных пород, близких по минеральному и петрохимическому составу габброидам массива (рис. 1), т.е. формирование массива предшествовало этапу образования амфиболитов, что было показано ранее для обрамления Бирхинского массива [2].

В 2 км восточнее массива расположен Тажеранский массив, значительную часть которого слагают долериты и габброиды, также сильно амфиболизированные. По петрохимическим характеристикам габброиды Тажеранского массива разделяются на три группы: повышенной щелочности, умеренно-щелочные и высокомагнезиальные (рис. 2). Габброиды повышенной щелочности распространены по всему Тажеранскому массиву. В петрографическом плане они представляют собой трахидолериты, монцогаббро и монцодиориты, слагают как маломощные дайки, так и крупные интрузивные тела. Одно из таких тел наблюдается в береговых скальных обнажениях на протяжении 1.5 км береговой линии. На контакте габброидов с сиенитами наблюдается уменьшение зернистости монцогаббро при приближении к контакту, что свидетельствует о более позднем внедрении щелочных габброидов. Высокомагнезиальные габброиды локализируются в северной части Тажеранского массива. Они слагают дайки, прорывающие амфиболиты, и представляют собой, по-видимому, наиболее позднее проявление базитового магматизма в пределах Тажеранского массива. Более редки в Тажеранском массиве умеренно-щелочные долериты. Они, как и щелочные габброиды, характеризуются повышенными содержаниями титана, встречаются совместно с ними, не образуя самостоятельных тел.

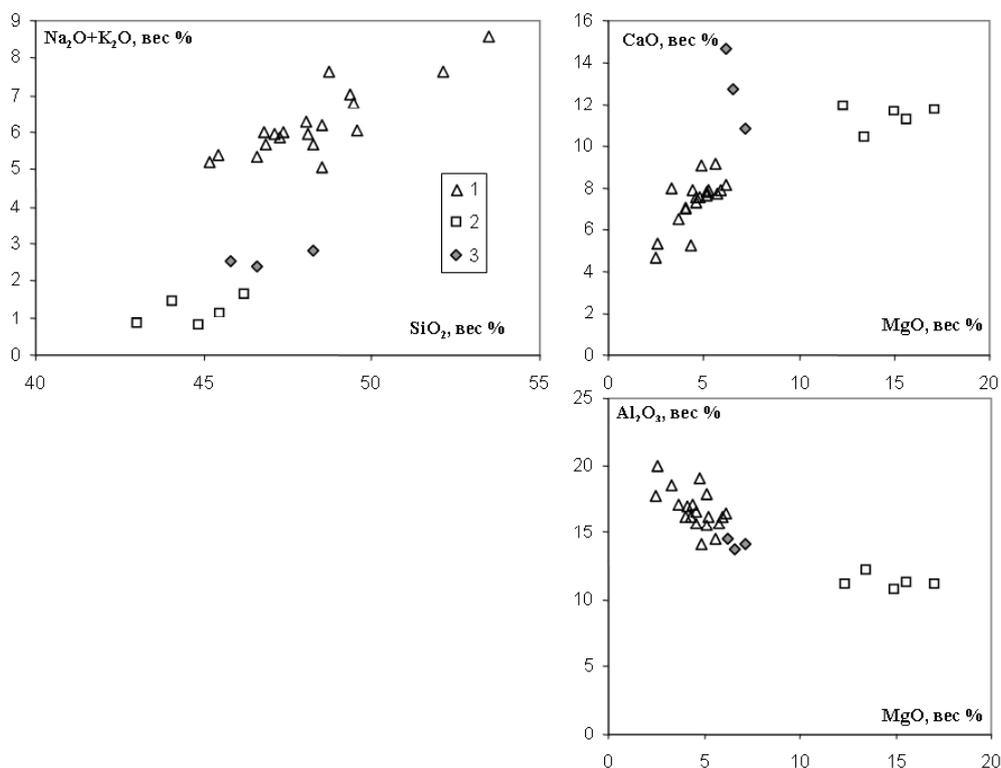


Рис. 2. Вариационные петрохимические диаграммы для базитов Тажеранского массива: 1 – трахидолериты, монцогаббро и монцодиориты; 2 – высокомагнезиальные долериты; 3 – долериты.

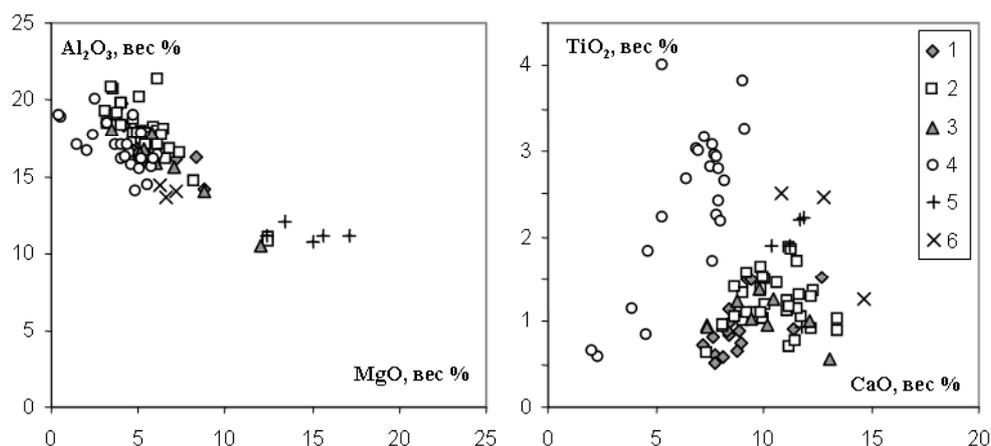


Рис. 3. Вариационные петрохимические диаграммы для базитов Тажеранского массива и габброидов бирхинского комплекса. Бирхинский комплекс: 1 – габброиды Бирхинского массива; 2 – габброиды Улан-Нурского массива; 3 – долериты дайкового комплекса Бирхинского и Улан-Нурского массивов; Тажеранский массив: 4 – трахидолериты, монцогаббро и монцодиориты; 5 – высокомагнезиальные долериты; 6 – долериты.

Наиболее отчетливо петрохимические различия габброидов бирхинского комплекса и Тажеранского массива просматриваются на диаграмме CaO-TiO₂ (рис. 3). Выделяется два поля: поле низкотитанистых габброидов бирхинского комплекса с высокомагнезиальными породами Тажерана и поле высоко- и умеренно-щелочных габброидов Тажеранского массива повышенной титанистости. Дайки долеритов, прорывающие габброиды Бирхинского и Улан-Нурского массивов, по петрохимическим характеристикам не отличаются от самих габброидов. Поля составов практически не перекрываются, что, с одной стороны, может свидетельствовать о различном генезисе двух типов габброидов, с другой – представляет надежный механизм их идентификации.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64504) и гранта Президента РФ (МК-1415.2005.5).

- [1] Юдин Д.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г., Казанцева Д.А. Первые результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования габброидов Бирхинского массива и «законсервированных» в них гранитных жил (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Научного совещания по Программе фундаментальных исследований, Иркутск, 19-22 окт., 2004. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. – С. 168–171.
- [2] Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В. Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст и геохимические признаки синколлизонных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 2. – С. 251–255.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

П.С. Лапин

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

В 60-70 годы были проведены детальные исследования рельефа Сибири и Дальнего Востока. Большое внимание уделялось установлению соответствия структурного плана рельефа с неоднородностями мезо-кайнозойского чехла. В пределах Западно-Сибирской равнины Ю.А. Мещеряковым [1] отмечена общность в характере деформаций поверхности плиты и орографического плана дневной поверхности и выделена система меридиональных и широтных орографических волн. По его мнению, молодые волнообразные деформации широтного направления подтверждают «большой закон распределения нефтяных месторождений» И.М. Губкина.

Орографические волны, фиксируясь в формах рельефа, являются видимым результатом волнового характера рельефообразующих процессов. Часть из них приводит к формированию форм рельефа в виде застывших и движущихся больших и малых волн. Процессы мобильны и своим действием могут оказывать влияние на структуру чехла и на размещение и экранирование залежей.

Наибольший интерес вызывает анализ «глубинных процессов» [2], которые проявляются в «литодинамических потоках» Н.А. Флоренсова. Глубинные процессы имеют различную природу. Они фиксируют физические, химические или биологические изменения, происходящие в глубинных слоях чехла, и проявляются в формах и элементах земной поверхности.

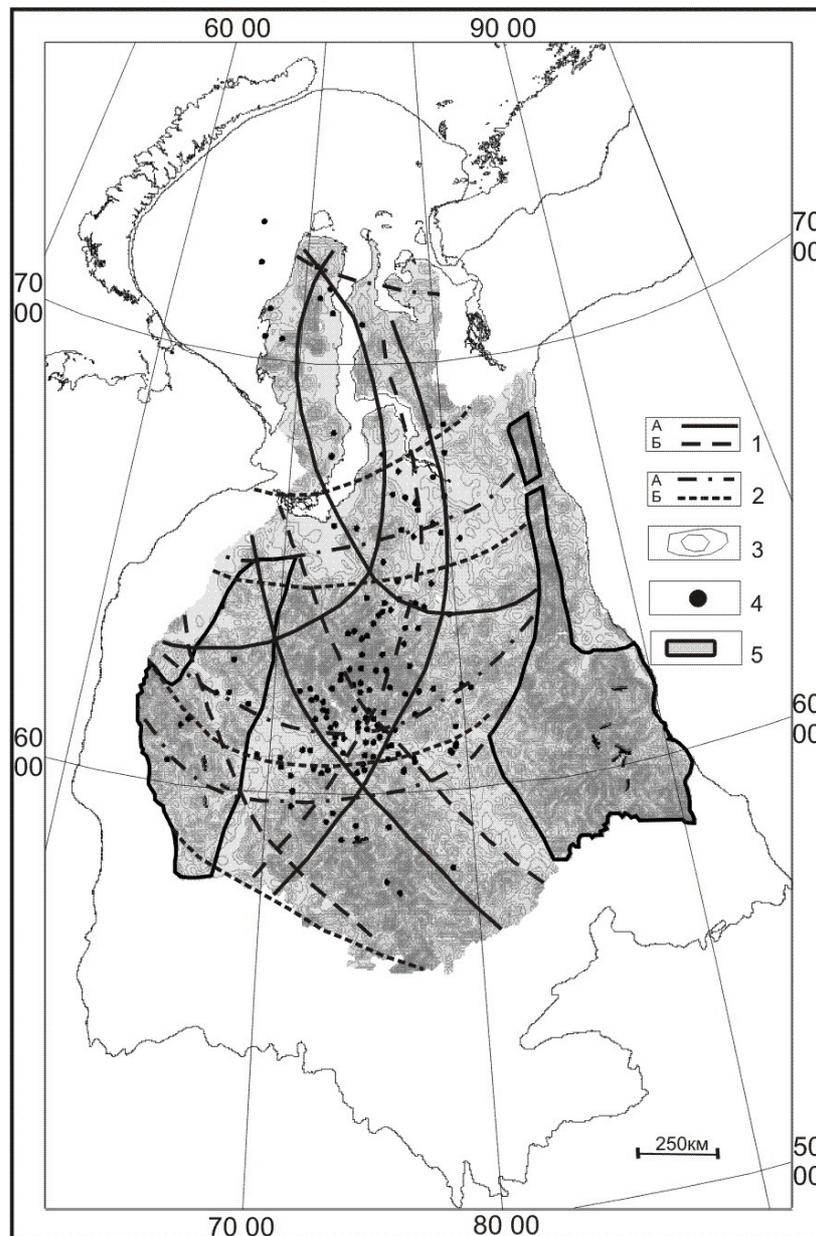
Для выявления «литодинамических потоков» оценивалась интегральная характеристика – работа водного потока. Основной целью исследования являлось определение особенностей процессов, а не их направленности и интенсивности. Задача сводилась к выбору элементов земной поверхности, на основании анализа которых можно получить интегральную характеристику проявления процессов. Предполагали, что процессы считаются глубинными, если в значениях вычисленной характеристики находят отражение особенности строения доюрского комплекса.

Анализ особенностей развития флювиальных процессов позволил выделить элементы рельефа земной поверхности, которые, вероятнее всего, фиксируют глубинные процессы. Вычислялся показатель общего эрозионно-денудационного расчленения земной поверхности. Далее его значения нормировались по площади нефтегазоносных районов. Районирование осуществлено с привлечением хорошо известной методики, предложенной А.Н. Ласточкиным. Выделены гребневые и килевые линии анализируемого показателя.

Построена карта (рисунок) и установлено, что помимо орографических волн в рельефе Западной Сибири выделяется система волн глубинных процессов. Они имеют различную природу. По направленности широтные волны, отражающие процессы, совпадают с орографическими, но отмечаются их смещения относительно друг друга. Эти смещения свидетельствуют о существенной роли процессов в развитии чехла. Меридиональные волны имеют юго-западное и юго-восточное направления. Установление их природы выходит за рамки данной работы. В первом приближении можно отметить соответствие полученных результатов данным, полученным Е.А. Ёлкиным, А.Э. Конторовичем, В.А. Конторовичем и др. [3].

Широтные и долготные волны, пересекаясь между собой в центральной части За-

падно-Сибирской плиты, позволяют выделить сегмент, в котором сосредоточены почти все крупные месторождения нефти. Месторождения, выделенные в сегменте, описываются как нисходящей, так и восходящей широтными волнами, что, скорее всего, связано с колебательным в кайнозойском характером развития южной и северной частей плиты.



Система меридиональных и широтных волн глубинных рельефообразующих процессов. 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 – местоположение крупных месторождений нефти и газа; 5 – области значений показателя, характеризующие соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы сибирид и казахстанид.

Таким образом, анализ элементов земной поверхности позволил предположить, что в мезо-кайнозойском чехле выявлены следы глубинных процессов, которые фиксируют наличие «литодинамических потоков». Пространственные соотношения волн с

крупными месторождениями имеют достаточно сложную природу. Познание её будет способствовать совершенствованию методов, направленных на оценку современного состояния чехла Западно-Сибирской плиты.

- [1] Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. – М.: Мысль, 1972. – 520 с.
- [2] Тимофеев Д.А. Принципы типизации геоморфологических процессов // Геоморфология. – 2004. – № 4. – С. 16–20.
- [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 // Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 129–132.

**ОБ ИНДИКАТОРНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК
ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ-2006)**

*В.И. Лебедев**, *Г. Энжин***, *В.В. Ярмолюк****, *И.К. Козаков*****, *В.П. Ковач*****,
*Д.В. Коваленко****, *А.М. Козловский****, *Е.А. Кудряшова****, *А.А. Монгуш**,
*Ч.К. Ойдуп**, *К.М. Рычкова**, *А.М. Сугоракова**, *В.М. Саватенков*****, *Е.Е. Чернов****

* Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
tikopr@tuva.ru

** Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии, enjin@mongol.net

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

**** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
ivan@IK4843.spb.edu

Тувинско-Монгольской экспедицией ТувИКОПР СО РАН, в состав которой входили сотрудники ИГЕМ РАН, ИГДД РАН и ИГМР АН Монголии, в пределах герцинид (включая Южно-Гобийский микроконтинент), каледонид (Баянхонгорская и Озерная зоны) и Тарбагатайского раннепротерозойского микроконтинента проведены экспедиционные исследования геологических комплексов, индикаторных для ранних стадий формирования и преобразования земной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Работы носили комплексный характер и включали изучение состава и строения магматических и метаморфических комплексов с систематическим отбором проб для их геохронологической, изотопной характеристики и палеомагнитных исследований.

1. В пределах герцинской складчатой области проведены два ее пересечения. Одно из них проходило через хр. Гурван-Сайхан и далее к югу вплоть до Цаган-Улинского блока Южно-Гобийского микроконтинента, второе к югу от сомона Манлай (северный борт герцинской области) через массив Хан-Богд и Улан-Ульский блок Южно-Гобийского микроконтинента до Солонкерской зоны индосинид.

1.1. Изучены офиолитовые комплексы хр. Гурван-Сайхан в разрезе лавовой Берхеулинской свиты. В ее строении выделены два комплекса: нижний – шаровых лав и верхний, представляющий собой чередование осадочных и вулканических пород. Участвующие в строении офиолитовой серии кремнистые породы представлены гурбансайханской свитой, начисто лишенной излившихся лав и, вероятно, отвечающей разрезу аккреционной призмы. Здесь же (в районе хр. Дзойлен) был изучен массив банатитовой (тоналит-плагиогранитной) ассоциации, прорывающей офиолитовый разрез. Установлено, что к югу от хр. Гурван-Сайхан развиты островодужные и окраинно-континентальные магматические комплексы, представленные базальт-андезитовыми ассоциациями с подчиненными породами кислого состава. В районе хр. Номгон поля их распространения осложнены широтным грабеном, выполненным породами бимодальной ассоциации, сформированной в условиях рифтогенеза на позднепалеозойской активной континентальной окраине Палеоазиатского континента. В этой части герцинид изучены массивы гранитоидов банатитовой ассоциации, сформированные, очевидно, совместно с вулканическими толщами активной окраины. Южное обрамление герцинид в рассматриваемом пересечении образуют метаморфические комплексы Цаган-Ульского позднеприбрежного блока. С севера они ограничены базальт-андезитовой вулканической дугой, относящейся к комплексам позднепалеозойской активной окраины, тогда как собственное их строение определяют преимущественно мраморизованные карбонатные толщи позднего рифея, образующие чехол для погребенного основания неизвестного

возраста. Для характеристики возраста метаморфических толщ и оценки модельного возраста формирования их фундамента проведено опробование гнейсовидных плагио-гранитов, прорывающих мрамора, а также более поздних средне-позднепалеозойских биотитовых гранитов. По всему этому трансекту опробованы вулканические разрезы и разновозрастные гранитоиды с целью получения изотопно-геохимических характеристик и оценки параметров палеогеографической позиции их формирования. Особое внимание уделено опробованию кремнистых и алевролитовых осадочных пород из офиолитовых и островодужных комплексов, неодимовые изотопные характеристики которых позволят оценить степень удаления областей формирования этих комплексов от континентальных областей сноса. В итоге может быть выяснена геодинамическая природа герцинской области, а именно, является ли она результатом аккреции островодужных, островных и других структур, аккретированных со стороны открытого океана, или же – развития ограниченного морского бассейна, возникшего в результате рифтинга в пределах каледонского супертеррейна.

1.2. В пределах второго трансекта выявлены связи рифтогенного магматизма, приведшего к формированию крупнейшего в Центральной Азии Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива, с комплексами позднепалеозойской активной окраины. Изучены вулканические ассоциации бимодального комплекса рамы в обрамлении Хан-Богдинского массива, а также базальт-андезитовые ассоциации дифференцированного комплекса в области их наиболее полного развития в районе хр. Цохетуин-Нуру. Установлено, что разрезы дифференцированного комплекса повсеместно подстилаются мощными толщами базальных конгломератов, залегающих на базитовом (островодужном?) основании, метаморфизованном вплоть до образования амфиболитов, а также то, что породы бимодального комплекса формировались после образования пород дифференцированного комплекса. В этом же районе были изучены массивы банатитовой и тоналит-плагиогранитной ассоциации, по-видимому, отвечающие разным стадиям формирования активной окраины.

2. В пределах Баян-Хонгорской зоны в обрамлении офиолитов изучены метаморфические комплексы, формировавшиеся в интервале 565-540 млн лет (неопубликованные результаты работ 2005 г.), и ассоциирующие с ними гранитоиды, возможно отражающие коллизионные процессы на границе офиолитов и Байдарикского блока.

2.1. В результате структурных исследований выделены этапы деформации метаморфических комплексов с определением позиции связанных с ними гранитоидов, абсолютное датирование которых позволит оценить возраст метаморфических событий. Особое внимание уделено массивам расслоенных габбро, габбро-диоритов к востоку от р. Тациин-гол, характер соотношений которых с вулканиками офиолитовой ассоциации позволяет предполагать их автономное формирование и принадлежность к мафитам уральского (аляскинского) типа.

2.2. Выполнены исследования дайкового пояса, прорывающего ульзийтгольскую черносланцевую толщу, вовлеченную в метаморфические события предположительно в позднем рифее. Дайки обладают большой мощностью (до 50 м) и могут служить индикатором существования суперплюма в основании региона на момент их формирования. Возможно, что на основании их датирования нам удастся зафиксировать время распада Родинии и отчленения Байдарикского блока от суперконтинента.

3. В районе Центрального Хангая обнаружены и опробованы щелочные граниты, ранее здесь неизвестные. Эти граниты, по-видимому, могут рассматриваться как одно из свидетельств формирования Хангайского батолита в связи с воздействием горячей точки на литосферу Центрально-Азиатского складчатого пояса. С целью проверки этой гипотезы выполнено геохронологическое и геохимическое опробование массивов Хангайского батолита и связанных с ними базитовых даек по линии Тариатская впадина –

Джаргалант.

4. Важным открытием полевых работ стало обнаружение крупного массива анортозитов на северном склоне Тарбагатайского хребта. Анортозиты связаны с телами расчлененного габбро, а также – рапакивигоподобными гранитами. Выполнено прослеживание ксенолитов анортозитов в кровле массивов Хангайского батолита. Эти анортозиты составляли одно целое с протерозойскими (~1750 млн лет) анортозитами Мустулинского массива, образуя, таким образом, крупнейший анортозитовый батолит Центральной Азии.

5. В Восточном Танну-Ола, в бассейне р. Ирбитей, установлена вулканоплутоническая ассоциация основного-среднего состава раннекембрийского возраста – габбро-диоритовый Ирбитейский интрузив и субвулканический андезитобазальтовый комплекс, локализованный в ирбитейской свите. Возраст габброидов определен U-Pb методом по цирконам и составляет 519 млн, возраст фаунистически охарактеризованной ирбитейской свиты соответствует ботомскому ярусу нижнего кембрия. Геодинамическая позиция ирбитейской вулканоплутонической ассоциации может соответствовать надсубдукционной постостроводужной (возраст дуги $V_2-C_1^1$) и доколлизии (время коллизии в масштабах Центральной Азии C_3-O_1) обстановке.

6. Установлена генетическая связь между карбонатитами и вмещающими их алюмосиликатными магматическими породами (гранитоидами) в Центрально-Тувинском карбонатитовом поясе. По выделенному из субщелочных биотитовых гранитов Карасугского рудного поля акцессорному циркону в лаборатории ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) уран-свинцовым методом был определен возраст 119 ± 1 млн лет. Выполненное рубидий-стронциевым изохронным методом датирование карбонатитов Карасугского и Улатайского полей дало возраст 118 ± 9 млн лет. Практическое совпадение радиологических возрастных датировок гранитов и карбонатитов на Карасугском месторождении ставит вопрос, по меньшей мере, об их парагенетической связи.

7. Исследован изотопный состав гелия в источниках подземных вод района Билин-Бусийнгольского грабена, который свидетельствует о современной разгрузке тепломассопотока, инициированного верхнемантийным плюмом в Хамар-Дабанской кульминации. Разгрузка тепломассопотока из мантии наблюдается на гораздо большей территории, чем это было установлено ранее по данным о распространении продуктов новейшего вулканизма. Аномальные значения изотопов гелия установлены западнее Тункинского мантийного изотопно-гелиевого максимума. Коромантийные породы востока Тувы в большей степени «прогреты» по сравнению с породами из впадин Байкальской рифтогенной зоны, что обусловлено более высоким положением (подъемом материала) астеносферной линзы.

Таким образом, экспедиция обеспечила сбор новых геологических, геохронологических и изотопно-геохимических материалов; опробование ряда объектов, крайне важных для решения ключевых проблем геологии Центральной Азии; возможность сравнительного анализа выявленных особенностей формирования земной коры Центральной Азии в разных ее геоблоках.

Работа выполнена при поддержке РФФИ – гранты 04-05-64093, 05-05-97210, 05-05-97214, 05-05-225, 06-05-79014, 06-05-64235, экспедиционных грантов СО РАН и в рамках интеграционных проектов СО РАН 6.5, 6.11.

КАА-ХЕМСКАЯ РИФТОГЕННАЯ ЗОНА ТУВИНСКОГО РЕГИОНА: ЕЁ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

*В.И. Лебедев**, *В.В. Ярмолук***, *И.К. Козаков****, *В.П. Ковач****

* Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
tikopr@tuva.ru

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

*** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
ivan@IK4843.spb.edu

В основе подхода к выявлению тектонической структуры Каа-Хемской рифтогенной области лежит разделяемое многими исследователями представление о том, что в позднем докембрии–раннем палеозое восточная половина Алтае-Саянской области располагалась в пределах активизированного шельфа Сибирского континента. Тувинский регион размещался на участке медленного прогибания литосферы, залегающем между куполовидными поднятиями астеносферного слоя. Прогибание, вызванное, по-видимому, утяжелением литосферы под воздействием фазовых переходов и начавшееся в докембрии, сопровождалось возникновением в приподошвенной части литосферного слоя клиновидного блока мантии, ограниченного нормальными сбросами и обращенного острой вершиной вверх. Постепенное разрастание этого клиновидного блока в вертикальном направлении и достижение им подошвы коры, завершившееся, по-видимому, в позднем рифее, обусловили дифференциацию единой погружающейся области на ряд обособленных прогибов и зарождение крупных структурно-формационных зон (СФЗ): Западно-Саянской, Таннуольско-Хамсаринской и разделяющей их Центрально-Тувинской. Две первые из названных зон относятся к категории симметрично расположенных, но асимметрично эволюционировавших краевых прогибов. Западно-Саянская СФЗ, ограниченная Борусско-Кандатской и Хемчикско-Куртушибинской линейными зонами интенсивного базальтоидного вулканизма и офилитогенеза, представляла собой глубоководную котловину, в которой накапливались рифейско-кембрийские флишоидные отложения. В Таннуольско-Хамсаринской СФЗ значительное погружение фундамента полностью компенсировалось накоплением мощных терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений, обуславливая тем самым её «геоантиклинальный (островодужный)» характер. Важной особенностью развития Центрально-Тувинской СФЗ явилось то, что в венде-раннем кембрии на фоне вертикального разрастания клиновидного блока мантии и его «протрузии» в подошву консолидированной коры происходило мозаичное дробление последней с одновременным неравномерным (клавишным) опусканием отдельных блоков и накоплением в таких грабенообразных прогибах грубообломочных толщ (олистостромовый комплекс).

Заложение и развитие Каа-Хемской рифтогенной зоны, ориентированной вкрест простирания Таннуольско-Хамсаринской и Центрально-Тувинской СФЗ, связано с относительно быстрым однонаправленным проседанием литосферного блока, которое сопровождалось возникновением серии дугообразных расходящихся обратных сбросов. Наиболее крупными из них являются Каа-Хемский и Азасский разломы, ограничивающие рифтогенную зону в плане. На фоне общего погружения её фундамента, в подошвенной части коры происходило обособление и вертикальный рост центрального антиклинорного поднятия, фиксируемого на современном эрозионном срезе Агойско-Бийхемским и Улугойско-Ожинским горст-антиклинальными выступами, с синхронной протрузией мантийных гипербазитов в консолидированную кору вдоль плоскостей обратных сбросов. Перечисленные выше процессы и обусловили в целом специфику тек-

тонической, магматической и металлогенической зональности Каа-Хемской рифтогенной зоны.

Тектоническая зональность Каа-Хемской рифтогенной зоны асимметрично-симметричная. Асимметричная составляющая зональности связана, во-первых, с различием в интенсивности развития симметрично расположенных структурных элементов в условиях стеснённой деформации, а во-вторых, – с общим наклоном в запад-северо-западном направлении коровых пластин Таннуольско-Хамсаринской и Центрально-Тувинской СФЗ. В тектонической структуре зоны выделяется ряд кулисообразно расположенных подзон, ограниченных дугообразными обратными сбросами, эшелонированно смещающих друг друга по простиранию рифтогенной зоны с востока на запад. В этом же направлении наклонена и кровля фундамента, в связи с чем при продвижении на запад вскрываются всё более высокие гипсометрические уровни подзон. Асимметричность в строении центрального антиклинорного поднятия проявляется в том, что в восточной половине рифтогенной зоны ось его максимального гребневидного проникновения в верхние горизонты смещена к югу от длинной оси последней (Агойская часть Агойско-Бийхемского выступа), а западной – к северу, где наиболее интенсивно проявлен нижнекембрийский риолит-базальтовый вулканизм (анахемский и туматтайгинский вулканические комплексы Улугойской и Харальско-Ондуттайгинской подзон), что указывает на значительную роль термальных процессов в формировании рассматриваемого понятия. В южной половине рифтогенной зоны нижнекембрийские вулканы андезит-дацит-риолитового состава широко представлены лишь в пределах её борта – Ондумской подзоне.

Из нижнепалеозойских интрузивных образований в Каа-Хемской рифтогенной зоне наиболее широко проявлены гипербазиты актовракского, габброиды тесхемского, мажалыкского и гранитоиды таннуольского комплексов. Последние входят в состав протяжённого Восточно-Тувинского гранитоидного пояса, в пределах которого образуют практически сплошное поле. Это свидетельствует о пластообразном залегании гранитоидных тел в разрезе земной коры. Пластообразный характер залегания подтверждается и тем, что при пересечении Каа-Хемской рифтогенной зоны происходит ступенчатое смещение гранитоидного пояса к востоку. Относительно широкое распространение в гранитоидах «останцов», представленных габброидами предшествующего этапа интрузивного магматизма, может указывать на наличие под гранитоидами пластообразных залежей габброидов. Непосредственно в Каа-Хемской рифтогенной зоне интрузии гипербазитов, габброидов и гранитоидов образуют небольшие по площади «кольцеобразные» магматические ареалы (Дерзиг-Ужепская, Каа-Хемская и Ондумская подзоны). При продвижении от восточных (юго-восточных) окончаний подзон вдоль их простирания на запад (Каа-Хемская и Дерзиг-Ужепская подзоны) имеет место смена «кольцеобразных» ареалов интрузий гипербазитов, габброидов и гранитоидов. В целом это указывает на пространственную совмещённость проявлений интрузивного магматизма в рифтогенной зоне с участками наиболее интенсивного протрузивного проникновения в верхние горизонты коры мантийских гипербазитов. Имеет место также и концентрация гипербазитовых протрузий в пояса, пересекающие подзоны в диагональном направлении от южного борта к северному. Это обусловлено тем, что на уровне верхнерифейско-нижнекембрийского вулканогенно-осадочного чехла протрузивное проникновение гипербазитов осуществлялось преимущественно вдоль поверхностей межформационных перерывов, а не вдоль плоскостей обратных сбросов.

Металлогенический профиль Каа-Хемской рифтогенной зоны определяют золоторудные и колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления. Металлогеническая зональность проявляется в том, что в пределах каждой из её подзон происходит последовательная смена золоторудных узлов колчеданно-полиметаллическими

при продвижении с востока на запад. Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления пространственно ассоциируют с центрами нижнекембрийских вулканических извержений, тогда как золоторудные узлы – с «кольцеобразными» ареалами гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Отмеченные закономерности указывают на общность эндогенных источников рудного вещества и пространственную совмещённость путей миграции рудоносных флюидов рудообразующих систем колчеданно-полиметаллических и золоторудных проявлений рифтогенной зоны, в том числе и проявлений, представленных на площадях распространения черносланцевых образований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ – гранты 04-05-64093, 05-05-97214, 06-05-79014, и в рамках интеграционного проекта СО РАН 6.8.

ПРОЦЕССЫ ВНУТРИПЛИТНОЙ ЭНДОГЕННОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ НА КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЕ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Ф.А. Летников**, *А.Б. Котов***, *М.М. Шершакова****, *А.В. Шершаков****,
*Ю.А. Костицын*****, *Е.В. Сальникова***, *С.С. Яковлева***, *В.А. Халилов*,
*А.Ф. Летникова******, *А.А. Заячковский******

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

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

*** Казахстан, Горно-геологическая компания «Ак-Бура»

**** Москва, Институт геохимии и аналитической химии РАН

***** Иркутск, Иркутский государственный университет

***** Казахстан, ОАО «Кокшетаугидрогеология»

По мнению многих исследователей, Кокчетавская глыба представляет собой докембрийский срединный массив в обрамлении завершенных и незавершенных каледонид. Впервые такую точку зрения высказал Е.Д. Шлыгин [1], и в дальнейшем она тиражировалась в многочисленных работах геологов, работавших в Северном Казахстане. Судя по последним геологическим и геофизическим данным Кокчетавская глыба является частью Туранско-Западно-Сибирской докембрийской плиты, перекрытой на севере более молодыми осадочными породами [2], а на юге – преимущественно палеозойскими породами [3]. В последнее время высказываются сомнения в докембрийском возрасте Кокчетавской глыбы [4]. Поскольку сторонники последней точки зрения работали преимущественно в зонах долгоживущих глубинных разломов, в которых заключены месторождения тонкодисперсных алмазов Кумды-Куль и Барчи, выделявшиеся ранее как Срединная и Чаглинская зоны активизации [5], зоны мегамеланжа [6, 7], а метаморфические породы Кокчетавской глыбы изучались нами на площади ~ 100000 км², то мы вправе сконцентрировать внимание на этом немаловажном обстоятельстве. Кокчетавская глыба четко выделяется по геофизическим данным и характеризуется утолщенной земной корой (40-45 км), что свойственно докембрийским срединным массивам [3].

Рассмотрим очередность проявления эндогенных процессов на Кокчетавской глыбе, во многом обусловленных потоками глубинных флюидов, обязанных своим проявлением тектоническим или плюмовым воздействиям на земную кору и верхнюю мантию. Обратимся прежде всего к геологическим фактам. В региональном плане метаморфические породы на территории глыбы разделяются на две серии: зерендинскую, сложенную гнейсами, кристаллическими сланцами, карбонатными породами, амфиболитами, метаморфизованными преимущественно на уровне амфиболитовой фации, и шарыкскую, породы которой в площадном плане метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации. Сама шарыкская серия с метаморфическим и тектоническим несогласием залегает на породах зерендинской серии. Это общеизвестный факт, не требующий особых доказательств. В базальных горизонтах шарыкской свиты широко развиты древние метаморфизованные ильменит-рутил-цирконовые россыпи, образовавшиеся за счет размыва кор выветривания и кристаллических пород зерендинской серии [8, 30]. А.С. Зырянов обнаружил богатые цирконом (до 35 %) фрагменты таких россыпей в керне скважины под сложенной эклогитами сопкой Сулу-Тюбе, где эклогитовая линза в зоне глубинного разлома оказалась надвинутой на породы обеих серий. Цирконы из этого пропластка были проанализированы К. Иокаямой U-Th-Pb (общий) изохронным методом в лаборатории университета Нагайя, Япония. Статистические данные получены по двум грациям с ошибкой < 10 и < 15 % по 170 цирконам. В обоих случаях устанавливается протерозойский возраст цирконов, где наибольшее число определений

падает на интервал 1.6-1.3 млрд лет. Меньшее число определений приходится на интервал 1.05-1.0-0.95-0.9 млрд лет. Судя по Zr/Hf отношениям изученных цирконов, которые варьируют от 61 до 98, мы в данном случае имеем дело с цирконами из гранито-гнейсовых комплексов, при размывании которых и сформировались в рифейское время эти россыпи [9].

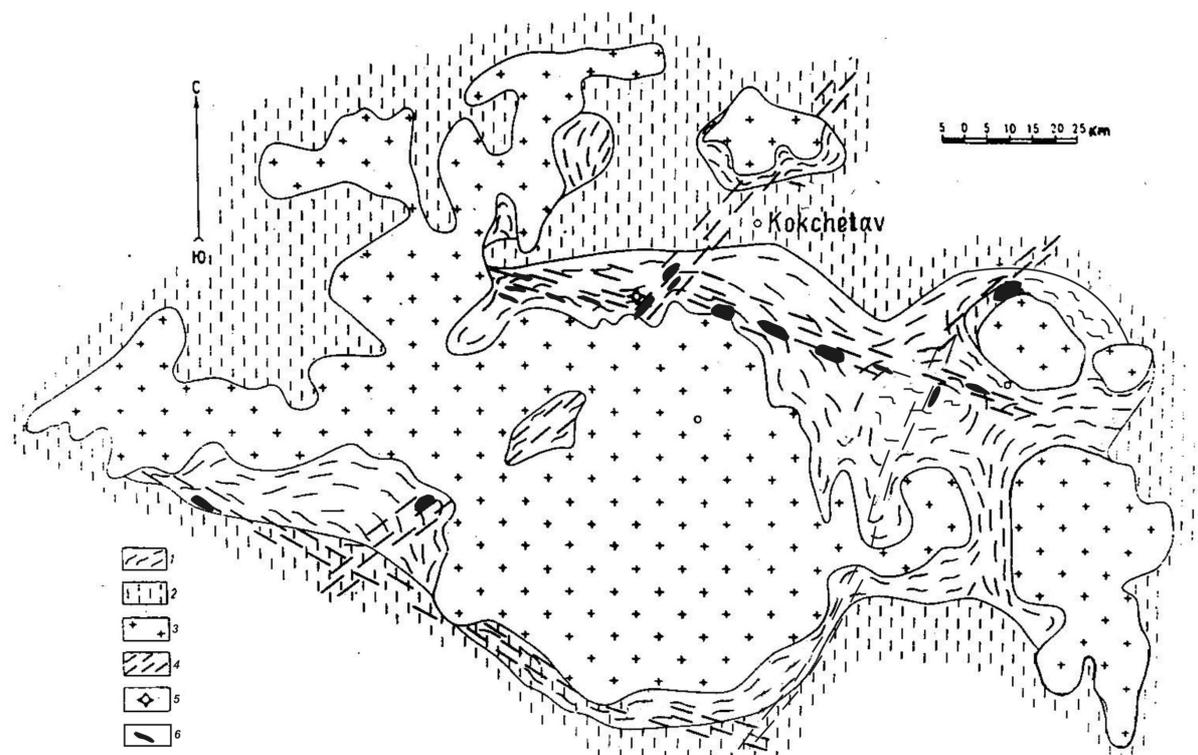
Согласно U-Pb определениям по цирконам из кислых эффузивов куспекской свиты шарыкской серии их возраст был оценен в 1.0-1.1 млрд лет [10]. И наконец, уже в 2006 г. в лаборатории А.Б. Котова (Институт геологии и геохронологии РАН, г. Санкт-Петербург) по цирконам, выделенным из плагиогранитов в составе плагиогнейсово-амфиболитовой метаморфической пачки СВ Боровского массива и отобраным М.М. и А.В. Шершаковыми, был определен U-Pb изохронным методом возраст цирконов в 1.0-1.1 млрд лет. На основе этих данных мы с уверенностью можем утверждать, что в позднепротерозойское время на глыбе протекали процессы гранитообразования, приведшие к формированию плагиогранит-гнейсовых толщ, с линзами амфиболитов, которые в палеозойское время подверглись обширно проявленной гранитизации и в ореолах гранито-гнейсовых палеозойских куполов были деформированы и вовлечены в процесс формирования конформных очертаниям куполов метаморфических ореолов [11, 5]. Таким образом, в плагиогранитах нами зафиксирован процесс наиболее раннего протерозойского этапа воздействия гранитообразующих флюидов на породы континентальной коры, когда первичные структуры залегания этих пород были уничтожены более поздними процессами.

Вероятно, в рифее Кокчетавская глыба представляла собой субплатформенную структуру, на которой в сравнительно спокойной тектонической обстановке отлагались осадочные породы шарыкской серии. Наличие сформировавшихся в это время кислых эффузивов куспекской свиты указывает и на проявление в этих условиях кислого вулканизма, что синхронно образованию плагиогранитов и позволяет однозначно датировать эти процессы как проявление протерозойского этапа воздействия гранитизирующих флюидов на более древний субстрат. На это указывают отдельные возраста цирконов из древних россыпей с возрастом 2.1; 2.4-2.6 млрд лет [9]. Поскольку протерозойские плагиогнейсы и плагиограниты являлись субстратом для проявления более поздней, существенно калинатровой палеозойской гранитизации, то для более четкой реставрации этих двух эпох гранитообразования во время геологических съемок необходимо было выделять плагиогнейсы и собственно микроклин-биотитовые гнейсы, что, к сожалению, сделано не было.

До возрастного рубежа ~ 600 млн лет значительных по масштабам процессов флюидизации земной коры на глыбе не зафиксировано. Но, судя по косвенным данным, уже на границе кембрия на глыбе произошло заложение нескольких мощных долгоживущих глубинных разломов. В силу бытовавших в 60-е годы представлений они были выделены как долгоживущие линейные зоны активизации [12-14] в протерозойском субстрате. Две из таких зон в центральной части глыбы были названы затем зонами мегамеланжа [6, 7], хотя этот сугубо тектонический термин не отражает всей гаммы эндогенных процессов, проявленных в их пределах. В составе этих зон развиты разнообразные метаморфические, магматические и метасоматические породы, объединяемые нами в единый внутриразломный полихронный комплекс пород. Всего выделены четыре главные зоны глубинных разломов: Срединная, Чаглинская, Южная и Восточная (рисунки), при мощностях 10-20 км они прослежены по геологическим и геофизическим данным на десятки и сотни километров и детально описаны нами ранее [5, 14].

Породы внутриразломного комплекса наиболее полно представлены на глубоких эрозионных срезах в субстрате зерендинской серии. Все тела эцлогитов, описанных на глыбе, локализованы в этих разломах и четко трассируют эти зоны своим размещением

(рисунок) [15]. Этот факт послужил основой для вывода о связи процессов эклогитизации пород, приуроченных к зонам сдвига, описанных также в Беломорском подвижном поясе [16] и других метаморфических сдвиговых зонах [17]. В такой ситуации не нужно погружать породы, подвергавшиеся эклогитизации, на большие глубины, в условиях сдвиговых деформаций этот процесс может протекать *in situ* в земной коре [18, 19].



Условные обозначения: 1 – породы амфиболитовой фации метаморфизма, преимущественно зерендинская серия, протерозой; 2 – породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Шарыкская серия (рифей) и вулканогенно-осадочные породы кембрия-ордовика-девона; 3 – палеозойские граниты; 4 – зоны глубинных разломов; 5 – месторождение Кумды-Куль; 6 – скопление будин эклогитов и отдельные крупные тела эклогитов.

В равной мере это относится и к меньшим по размерам тектоническим зонам в пределах главных зон глубинных разломов. В этих небольших по мощности (десятки, реже сотни метров) и протяженности (несколько сотен метров) при одновременном воздействии стресса и гипербарических высокоуглеродистых глубинных флюидов на месторождения Кумды-Куль и Барчи шло отложение графита и тонкодисперсного алмаза, который можно рассматривать как метастабильную фазу. Данные SHRIMP датирования цирконов из алмазоносных пород указывают на их средний возраст в пределах 535 ± 9 млн лет [20, 21]. Под воздействием таких же флюидов в Восточной зоне разлома отлагался рентгеноаморфный углерод с аномально высокими содержаниями редких и рассеянных элементов. Наличие микроминералов алмаза и коэсита в blastsилонитах Кумды-Куля и Барчи, возможно, указывает на их синтетектоническую природу под воздействием сдвиговых деформаций при одновременной «продувке» по сланцеватости высокобарного высокоуглеродистого флюида [22]. И в этом случае нет необходимости погружать (субдуцировать) эти породы на глубину 200 км в область устойчивости алмаза, а затем обдуцировать обратно. В подобном случае породы с микроалмазами при высоких температурах должны обдуцировать к поверхности Земли миллионы лет, на-

ходясь в области устойчивости графита, а не алмаза [22]. В таких условиях сохранность микроалмаза маловероятна, и эта тема заслуживает отдельного специального обсуждения.

В пределах выделенных зон глубинных разломов и сопряженных с ними оперяющих структур по данным U-Pb датировок по цирконам в интервале 460-410 млн лет [23] и по данным Ar-Ar датировок по слюдам из Срединной зоны разлома 529-484 млн лет [24] происходили в громадных масштабах процессы образования синтетектонических метасоматитов, представленных слюдяными (биотит, фенгит, мусковит, серицит) сланцами [14, 23].

Позднее, после проявления внутриразломной мусковитизации вдоль протяженных зон гранитизации, фиксируемых геофизиками как линейные зоны гравитационных и магнитных минимумов шириной до 10-15 км (рисунок), начали расти гранитогнейсовые купола [11, 5], которые на стадии расплавления перешли в гранитные массивы («батолиты») с возрастными 470-440 млн лет [25, 26]. Последующий цикл гранитообразования в пределах ранее сформированных Зерендинского, Боровского, Макинского и других крупных массивов произошел в интервале 420-410-390 млн лет.

По результатам U-Pb датирования по цирконам установлен самый молодой возраст процесса гранитообразования Беркутинского массива в 180-200 млн лет, что близко по времени к проявлению суперплюма на Сибирской платформе [27] и в Западно-Сибирской низменности [28]. Эта цифра близка к K-Ar датировкам «омоложения» гранитоидов и метаморфических пород на всей площади глыбы в 360-215 млн лет [29]. Близко по времени в региональных зонах глубинных разломов были широко проявлены процессы мантийного магматизма: в Срединном разломе – Красномайский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (460 млн лет) [31], в Чаглинской зоне Дубравский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (древнее 440 млн лет), в Южной зоне – дайки лампрофиров, диабазовых порфиритов, спессартитов (моложе 440 млн лет и древнее 395±8 млн лет). Иными словами, на Кокчетавской глыбе в докембрийское время близко одновременно протекали процессы эндогенной флюидизации земной коры и мантии, что проявилось в аномально широком гранитообразовании, которое достигло максимума в 460-440 млн лет, повторилось в интервале 420-390 млн лет и в единичном случае зафиксировано в диапазоне 180-200 млн лет.

В Срединной зоне глубинного разлома процессы воздействия глубинных высокоуглеродистых флюидов локально проявились в максимуме около 530 млн лет, наиболее широко и интенсивно во всех зонах глубинных разломов в разное время в диапазоне 529-440 млн лет (но раньше формирования массивов гранитов) интенсивно проявились процессы мусковитизации (± фенгит) по алюмосиликатным породам. Дайки основного состава в Южной зоне глубинного разлома внедрялись в земную кору уже после образования гранитов, когда дайки кислого состава с возрастом 395 млн лет пересекают эти дайки, более молодых метаморфических пород в разломах встречено не было.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64243) и программы поддержки научных школ (грант НШ-4496.2006.5).

- [1] Шлыгин Е.Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана // Проблемы сов. геологии. – 1936. – Т. V, № 2. – С. 17–23.
- [2] Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. Метанокомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1986. – 193 с.
- [3] Любецкий В.Н. Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1988. – С. 6–25.
- [4] Добрецов Н.Л. Предисловие к спецвыпуску «Геология и метаморфизм Кокчетавского массива» // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 4. – С. 425–427.
- [5] Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 214 с.

- [6] Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiko Y.A. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massiv (Kazakhstan) // *Tectonophysics*. – 1994. – V. 233. – P. 267–279.
- [7] Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнов Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казakhstan) // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39, № 2. – С. 1645–1666.
- [8] Данилов Ю.С., Панкратова Н.В. Рutil-ильменит-цирконовые россыпи докембрия Кокчетавской глыбы // *Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол.* – 1965. – № 1. – С. 21–34.
- [9] Летников Ф.А., Ватанабе, Котов А.Б., Йокаяма, Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладкочуб Д.П. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы // *Докл. РАН*. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 518–521.
- [10] Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Розен О.М., Полянов А.Л. О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // *Геохимия*. – 1970. – № 1. – С. 113–116.
- [11] Розен О.М., Серых В.И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива // *Труды ЦКГУ*. – 1967. – Вып. 3. – С. 116–130.
- [12] Летников Ф.А., Красильникова А.В., Степаненко Н.И., Шеманаева З.В., Эйшлин Р.А. Расчленение гранитоидов Кокчетавской глыбы на основании минералого-геохимических исследований // *Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана*. – Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1968. – С. 187–191.
- [13] Летников Ф.А., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе // *Металлогения активизированных областей*. – Иркутск, 1973. – С. 14–16.
- [14] Летников Ф.А., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. – М.: Наука, 1975. – С. 262–268.
- [15] Перчук Л.Л., Летников Ф.А., Удовкина Н.Г., Ленных В.И., Мудров В.И. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы // *Докл. АН СССР*. – 1969. – Т. 186, № 2. – С. 441–444.
- [16] Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С., Степанова А.В. О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации // *Области активного тектогенеза*. Т. II. – М., 2006. – С. 312–315.
- [17] Леонов М.Г. О формах и природе вещественных преобразований горных пород в зонах метаморфического течения // *Тектоника и метаморфизм*. – М.: ГИН РАН, 1994. – С. 49–53.
- [18] Остапенко Г.Т. Рекристаллизация минералов в условиях стресса // *Геохимия*. – 1968. – № 2. – С. 234–236.
- [19] Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петрова В.П. Локальные вариации P-T параметров тектоно-метаморфизма в зоне пластического сдвига // *Докл. РАН*. – 1998. – Т. 361, № 3. – С. 370–374.
- [20] Claone-Long, Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massiv, USSR // *Geology*. – 1991. – V. 19. – P. 710–713.
- [21] Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С. Возраст метаморфизма алмазоносных пород // *Геология и геофизика*. – 2006. – Т. 47, № 4. – С. 513–520.
- [22] 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.
- [23] Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме изотопного датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // *Докл. РАН*. – 1994. – Т. 334, № 3. – С. 352–355.
- [24] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород // *Геология и геофизика*. – 2006. – Т. 47, № 4. – С. 428–444.
- [25] Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита // *Докл. РАН*. – 1994. – Т. 336, № 5. – С. 674–676.
- [26] Летников Ф.А., Костицын Ю.А. Rb-Sr датирование анатектических гранитов балкашинского комплекса // *Докл. РАН*. – 2002. – Т. 387, № 3. – С. 378–381.
- [27] Добрецов Н.Д. Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // *Докл. РАН*. – 1997. – Т. 354, № 2. – С. 220–223.

- [28] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Сандерс А.Д. Сравнительная оценка абсолютного возраста пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. – Иркутск, 2002. – С. 158–159.
- [29] Летников Ф.А., Комлев Л.В., Гантимурова Т.П., Федорищев А.М. и др. Флюидно-геохимическая характеристика гранитоидного магматизма и процессов «омоложения» на Кокчетавской глыбе // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. – Иркутск, 1977. – С. 66–69.
- [30] Данилов Ю.С., Копяткевич Р.А., Летников Ф.А., Нарвайт Г.Э., Шлыгин Е.Д. О металлогенности древних кварцитовых толщ Кокчетавского антиклинория // Вестник АН Каз. ССР. – 1963. – № 1. – С. 88–90.
- [31] Летников Ф.А., Костицын Ю.А., Владыкин Н.В., Заячковский А.А., Мишина Е.И. Изотопные характеристики Красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород (Сев. Казахстан) и др. // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399, № 6. – С. 401–406.

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИОЛЬХОНЬЕ

Ф.А. Летников, В.Б. Савельева

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

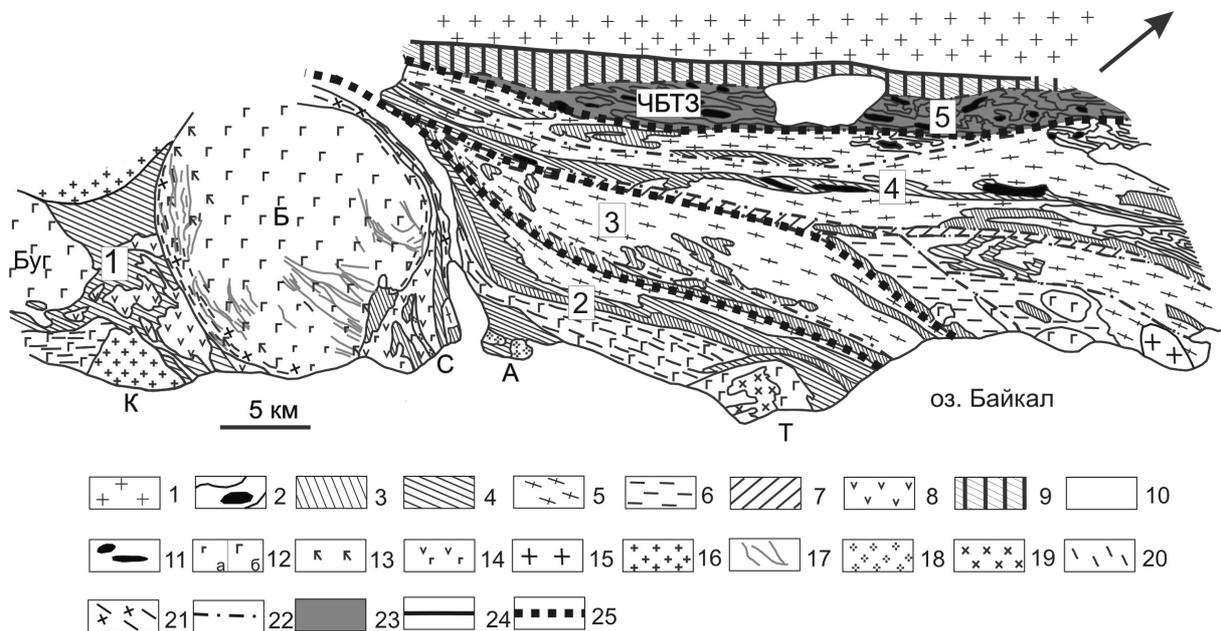
В средней части Западного Прибайкалья Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [1] был выделен Приольхонский блок, получивший впоследствии для краткости название Приольхонье. В настоящее время он рассматривается как каледонский террейн [2], но вопрос о его происхождении остается открытым. Слагающий Приольхонье вулканогенно-осадочный комплекс или сформировался на материковом склоне Сибирской платформы, или является тектоническим террейном, причлененным к Сибирской платформе в каледонское время. В любом случае его каледонский возраст сомнений не вызывает, и вся гамма процессов воздействия на слагающие его породы глубинных флюидных систем произошла в каледонское и позднекаледонское время. Каждый прорыв глубинных флюидных систем в Приольхонье запечатлен в совокупности пород в пределах определенных структурно-вещественных комплексов.

Наиболее древними породами, к которым причленен Приольхонский блок, являются раннедокембрийские метаморфические и магматические комплексы фундамента Сибирской платформы (сарминская серия и раннепротерозойские граниты рапакиви приморского комплекса), с которыми Приольхонский блок граничит через зону бластомилонитов (рисунок). Между зоной бластомилонитов и массивом приморских гранитов в результате новейших тектонических движений заложилась зона современного Приморского разлома. Приольхонский блок преимущественно сложен раннепалеозойскими метаморфическими породами с заключенными в них телами метасульфидитов и метабазитов. Судя по геологическим данным, наиболее древними продуктами флюидизации коры и подстилающей мантии являются габброиды, слагающие довольно крупные тела, включая наиболее крупный Бирхинский массив, и сравнительно мелкие тела метасульфидитов и базитов, как правило будинированных среди более пластичных мраморов и гнейсов в ходе тектонических деформаций, сближенных во времени с общим метаморфизмом всей толщи. Возраст этого тектоно-термального воздействия точно не известен, но по сумме структурных наблюдений он проявился после образования Бирхинского массива. Породы метаморфического комплекса подверглись более поздним метасоматическим преобразованиям, и в плане геохимических реставраций их информативность неоднозначна, что, прежде всего, относится к плагиогнейсам, мигматитам, гранитогнейсам. Наиболее достоверная информация об эволюции флюидного режима эндогенных процессов в Приольхонье может быть получена путем изучения постметаморфических гранитных массивов и зон глубинных разломов.

Судя по геофизическим данным [3], под Бирхинским массивом находится тело кислого алюмосиликатного состава, а сам массив интенсивно изменен в ходе процессов кремнещелочного метасоматоза и пронизан жилами гранитов и пегматитов, что позволяет рассматривать его как апикальную часть скрытого на глубине гранитогнейсового купола [4]. Мощность зон милонитизации и разгнейсования по периферии массива 250-500 м, а в центре массива – до нескольких метров. Процессы динамометаморфизма тесно сопряжены с процессом плагиогранитизации: замещением пироксенов амфиболом ($Al_2O_3=8.0-8.5\%$), раскислением основного плагиоклаза до олигоклаза (Al_{28-30}), последующим увеличением содержания биотита ($TiO_2=2.2-2.9\%$, $f=43-57\%$), замещающего амфибол, и кварца. Зоны плагиогранитизации развиты преимущественно в юго-западной, относительно слабо эродированной, части массива, здесь же в основном встреча-

ются дайки биотитовых плагиогранитов ($Ан_{23-27}$), часто с реликтами апогабброидных бластомилонитов.

Дальнейшее нарастание процессов гранитизации знаменуется возрастом во флюидах роли K по отношению к Na , что выражается в росте количества микроклина и смене плагиофельдшпатизации микроклинизацией. При интенсивном проявлении этого процесса происходило образование сиенитов, но чаще габброиды преобразуются в породы гранодиоритового состава. Гранитизированные и сиенитизированные габброиды секутся жилами и дайками двуполевошпатовых гранитов, пегматоидных гранитов и пегматитов. Состав гранитов: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (от $Ан_{24-26}$ до $Ан_{14-18}$), биотит, гранат, магнетит. Для пегматитов характерно преобладание микроклина над плагиоклазом ($Ан_{10-17}$) при наличии мусковита, эпидота, магнетита, апатита, турмалина, граната и циркона. Возраст гранитов по данным $Rb-Sr$ метода составляет 481 ± 7 млн лет [5]. Интрузивные граниты с этими датировками завершают этап гранитизации в Приольхонье.



Схематическая геолого-петрографическая карта Приольхонья (по А.С. Ескину, Ю.А. Морозову, В.В. Эзу [15] с дополнениями по данным В.С. Федоровского.

1 – раннедокембрийский метаморфический комплекс Сибирской континентальной плиты (породы сарминской серии и граниты приморского комплекса); 2–9 - раннепалеозойские метаморфические образования: 2 – мраморы, пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, плагиогнейсы нерасчлененные, 3 – амфиболиты, 4 – мраморы, 5 – мигматиты, гранитогнейсы, 6 – мраморы, кварциты и плагиомигматиты нерасчлененные, 7 – мраморы, известково-силикатные сланцы и амфиболиты нерасчлененные, 8 – андезитобазальтовые метапорфириты и туфы, 9 – бластомилониты в зоне коллизионного шва; 10 – рыхлые отложения; 11–19 - интрузивные образования: 11 – метаультрабазиты и метабазиты, 12 – габброиды (а – мелко-среднезернистые, б – крупнозернистые), 13 – разгнейсованные и гранитизированные габброиды в Бирхинском массиве, 14 – габброиды и основные вулканиты нерасчлененные, 15 – плагиограниты шаранурского комплекса, 16 – граниты хайдайского комплекса, 17 – жилы гранитов и пегматитов хайдайского комплекса в Бирхинском массиве габброидов, 18 – граниты аинского комплекса, 19 – щелочные породы Тажеранского массива; 20 – рассланцевание в габброидах; 21 – наложенная фельдшпатизация; 22 – наиболее крупные разрывные границы последнего этапа деформаций; 23 – Чернорудско-Баракчинская тектоническая зона; 24 – зона современного Приморского разлома; 25 – границы зон метаморфизма по А.И. Смутьской и С.П. Кориговскому [15] (1–5 – зоны метаморфизма: 1 – ставролит-хлоритовая и ставролит-биотит-андалузитовая объединенные, 2 – ставролит-силлиманитовая, 3 – биотит-мусковит-гнейсовая, 4 – биотит-силлиманит-ортоклазовая, 5 – гранулитовая высоких давлений). Массивы габброидов: Б – Бирхинский, Буг – Бугульдейский; массивы гранитоидов: К – Крестовский, А – Аинский, С – сигмоидальная дайка; Т – Тажеранский массив щелочных и нефелиновых сиенитов.

Судя по составу и взаимоотношениям с гранитизированными породами Бирхинского массива, к этому гранитообразующему этапу относится и образование Крестовского гранитного массива, изотопные датировки по которому отсутствуют. U-Pb методом по циркону калиевые метасоматиты в эндоконтактной зоне Бирхинского массива датируются цифрой 490 млн лет (по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что близко к проявлению процессов гранитизации в массиве [6].

По-видимому, к этому же гранитообразующему этапу приурочено и внедрение сигмоидальной дайки вдоль тектонической зоны в восточной части Бирхинского массива, возраст которой по Rb-Sr датировкам 480-465 млн лет, а около 440 млн лет Rb-Sr изотопная система была нарушена в результате стрессовых деформаций [5].

Представителем более позднего гранитообразующего этапа является Аинский массив (рисунок), который резко отличается от более древних гранитов. И хотя с вмещающими амфиболитами и мраморами ангинской серии, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации, у массива все контакты тектонические, тепловое воздействие интрузии на вмещающие породы выражается в пятнистом скарнировании мраморов и частичном ороговиковании алюмосиликатных пород. То есть, по сравнению с жилами Бирхинского массива, это менее глубинные образования. Петрография Аинского массива детально изучена [7, 8]. Его корневые части сложены средне-крупнозернистыми биотитовыми слабо гнейсовидными гранитами. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и более поздним микроклином, замещающим ортоклаз и плагиоклаз. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{22-28}) и в меньшей степени альбит-олигоклазом, выполняющим промежутки между ранее образованными минералами и замещающим микроклин. Часто проявлена мусковитизация биотита. Гипсометрически выше массив сложен лейкогранитами с гранатом и биотитом, в них плагиоклаз An_{9-15} преобладает над микроклином на фоне общего повышения содержания кварца. На отдельных участках проявлена интенсивная мусковитизация. В западной части массива среди гранитов отмечаются гнезда альбититов (An_{5-15}) или альбит-микроклиновых пород, иногда гематитизированных. Жильная фация представлена пегматитовыми и кварцевыми жилами, среди пегматитов отмечаются амазонитовые. Акцессорные минералы [7] представлены цирконом, флюоритом, шеелитом, фергусонитом, рутилом, самарскитом, апатитом, касситеритом, Ta-Nb минералом, содержание которых возрастает в апикальной части интрузии. Для гранитов Аинского массива получена Rb-Sr изохрона, возраст гранитов 447 ± 6 млн лет [5].

Чернорудско-Баракчинская тектоническая зона (ЧБТЗ) представляет собой зону глубокого разлома, для которой характерны неоднократное чередование сдвиговых деформаций с этапами спокойной тектонической обстановки, повышенный тепловой поток (устойчивость гранулитовых парагенезисов), базит-гипербазитовый магматизм, интенсивная флюидная проработка, выразившаяся в проявлении многостадийного метасоматоза, аномальная графитизация и признаки участия восстановленного мантийного флюида в эндогенных процессах [9, 10]. Породы ранней генетической группы представлены диопсид- и двупироксен-плагиоклазовыми плагиосланцами, плагиогнейсами, мраморами, кварцитами. Гранитоиды слагают небольшие жилы и штоки [11]. Догранитный метасоматоз в алюмосиликатных породах имел отчетливую базификатную направленность и протекал в условиях низкого $P_{\text{H}_2\text{O}}$, что нашло отражение в развитии пироксеновых, шпинель-пироксеновых, анортозитоподобных метасоматитов. Выплавление гранитов происходило в условиях инверсии флюидного режима от восстановленного к окисленному и роста $P_{\text{H}_2\text{O}}$, на что указывает преобразование кристаллосланцев и пироксеновых метасоматитов вокруг жил в гигантозернистые амфиболовые породы, где амфибол находится в сростках с графитом, а также образование локальных зон догранитных амфибол-плагиоклазовых диафторитов с проявлением микроклинизации.

^{40}Ar - ^{39}Ar методом по амфиболу из гигантозернистых амфиболовых метасоматитов А.В. Травиным (ОИГГМ СО РАН) по нашим пробам получен возраст 440-436 млн лет, а U-Pb возраст сиенитов, прорывающих метасоматиты, 416-411 млн лет [12]. Постгранитный метасоматоз представлен окварцеванием, также сопровождавшимся отложением графита.

Для гранитоидов ЧБТЗ характерны лейкократовость, отсутствие зон закалки, неравномерно-зернистая текстура, нередко метасоматическая структура с замещением крупными порфиробластами полевых шпатов мелкозернистой основной массы, иногда реликтовая гнейсовидность и пестрый петрографический состав. Выделяются лейкократовые граниты с плагиоклазом An_{15-22} , плагиограниты (An_{25-30}), диориты и анортозиты (An_{28-36}), сиениты и породы промежуточного между анортозитами и сиенитами состава. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, амфиболом, биотитом. Диориты, анортозиты и монцониты обычно слагают эндоконтактные зоны гранитных тел, для них характерны повышенные содержания клинопироксена и титанита. Сиениты обычно слагают жилы среди диафоритов. Они содержат 70-90 % калиевого полевого шпата, представленного промежуточным ($\Delta\text{p} \leq 0.5$) или максимальным ($\Delta\text{p} = 0.85-0.87$) микроклином, с 15-20 % пертитовых вростков олигоклаза (An_{18-20}). В небольшом количестве присутствуют зерна плагиоклаза (An_{28-32} , иногда An_{23-28}), часто окруженные каймой альбита и образующие скопления, корродируемые микроклином. Графит – обычный акцессорный минерал сиенитов, монцонитов, анортозитов. Он представлен чешуйками, розетковидными скоплениями, щетками. Образование графита происходило в основном на постмагматической стадии, на что указывают его сростки с мусковитом и эпидотом.

Таким образом, в каледонское время в Приольхонье последовательно проявились три этапа флюидизации земной коры, когда основой для образования новых пород служила метаморфическая толща Приольхонья, на которую воздействовали глубинные флюидные системы. Итогом такого процесса явилось образование новых пород по формуле: исходная матрица+флюид, при этом нарастание степени флюидизации удаляет новообразованную породу от исходной матрицы. Каждому эндогенному этапу свойственны свои флюидные системы. Для раннего этапа, кислые магматические производные которого – жилы Бирхинского массива – отнесены предыдущими исследователями к хайдайскому комплексу [8], характерны процессы плагиогранитизации меланократовых пород, однако В.А. Макрыгина и З.И. Петрова [13] показали сходство гранитов хайдайского комплекса по геохимическим характеристикам с соскладчатыми гранитами шаранурского комплекса, слагающими протяженные полосы в центральной части Приольхонья.

Два первых этапа гранитообразования протекали под воздействием окисленных флюидных систем, в которых преобладала H_2O ; в Аинских гранитах на конечном этапе становления массива возрастала роль F. В отличие от них в ЧБТЗ все процессы протекали под воздействием восстановленных высокоуглеродистых глубинных флюидов. Эти три флюидные системы существенно отличаются и по спектру привносимых элементов. 1. Гранитообразующие флюидные системы раннего этапа привносили Si, K, Rb, Ba и в меньшей мере Na, Pb, Nb, Zr и TR, однако лишь содержания Sr в плагиогранитах и Ba в двуполевошпатовых гранитах превышают кларковые. 2. Выплавление гранитов Аинского массива и сигмоидальной дайки протекало при участии обогащенных F флюидов с существенным привнесом K, Na, Si, Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Sn, Be, что, вероятно, связано с флюидовыводящим разломом более глубокого заложения, достигающим уровня астеносферы, обогащенной редкими элементами [14]. 3. В Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне процессы протекали под воздействием восстановленного флюида, недосыщенного кремнеземом и щелочами, что обусловило пред-

шествующую выплавлению гранитов базификацию алюмосиликатных пород. Характерно обеднение флюида литофильными элементами, за исключением Sr и Ba.

Таким образом, на сравнительно небольшой территории в интервале 485-440 млн лет проявились три этапа флюидизации пород земной коры под воздействием разнородных флюидных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 05-05-64243, 06-05-64203, и Программы поддержки научных школ НШ-4496.2006.5.

- [1] Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. – М.: Наука, 1964. – 128 с.
- [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] Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья // Советская геология. – 1982. – №5. – С. 111–116.
- [4] Летников Ф.А., Савельева В.Б., Шилина Е.В. Процессы гранитизации в надкупольной части Бирхинского гранитогнейсового купола // Записки ВМО. – 2004. – №34. – С. 1–9.
- [5] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Архейский возраст протолита палеозойских гранитогнейсов Ольхонского региона (Байкал): Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2005. – С. 56–59.
- [6] Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // Докл. АН СССР. – 1995. – Т. 344, №1. – С. 96–100.
- [7] Михайлова Т.С. Характерные признаки постпротерозойских гранитных интрузий центральной части Западного Прибайкалья на примере массива Ая // Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. – С. 72–85.
- [8] Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. – М.: Наука, 1980. – 219 с.
- [9] Летников Ф.А., Савельева В.Б., Гореванов Д.Е., Халилов В.А. Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы // Геотектоника. – 1996. – №5. – С. 15–26.
- [10] Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заири Н.М. Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 1997. – №3. – С. 83–88.
- [11] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.
- [12] 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.
- [13] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1996. – №7. – С. 637–649.
- [14] Летников Ф.А. Геохимия гранитоидных комплексов полихронного Зерендинского массива (Сев. Казахстан) // Геохимия. – 2005. – №7. – С. 691–711.
- [15] Геология гранулитов (путеводитель экскурсии). – Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1981. – 98 с.

ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ХРЕБЕТ АЗЫРТАЛ)

Е.Ф. Летникова*, А.Б. Кузнецов**, А.А. Терлеев***, С.В. Вещева****,
А.А. Юлдашев****

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

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

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

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

В стратиграфии верхнего докембрия разрезы енисейской серии хр. Азыр-Тал восточного склона Кузнецкого Алатау являются эталонными для всей Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [1]. Это обусловлено наличием непрерывного разреза от рифея до нижнего кембрия, обилием органических остатков (микрофитолиты, строматолиты, эдиакарская фауна, невландиевая проблематика, водоросли, спикулы губок и др.), прекрасной обнаженностью и легкодоступностью. Однако несмотря на то, что этот регион в геологическом, стратиграфо-палеонтологическом отношении изучается более ста лет, многие вопросы до сих пор служат предметом многочисленных дискуссий, например, такие ключевые, как возраст и обстановки их накопления. Возрастной диапазон седиментогенеза енисейской серии варьирует от среднего рифея [1, 2] до венда [3]. В геодинамическом плане эти отложения рассматриваются либо как породы чехла микроконтинента [4], либо как отложения симаунта [5]. Во многом решение этих вопросов стало возможным при комплексных биостратиграфических, геохимических и изотопных (O, C, Sr) исследованиях карбонатных отложений енисейской серии в ее стратотипической местности. Опорные разрезы данной свиты находятся в пределах полосы распространения карбонатных толщ Кутеньбулукской синклинали от г. Мартюхиной на северо-востоке до пади Тунтугес на юго-западе и слагают приподнятый уступ над Минусинской степью. В настоящей работе принята схема четырехчленного строения енисейской серии (снизу-вверх): чарыштагская, биджинская, мартюхинская и сорнинская свиты.

В изученных разрезах енисейской серии чарыштагская свита представлена двумя верхними пачками – пятой и четвертой. Это частично окремненные доломиты, массивные и слоистые, строматолитовые, разнообразной окраски: от белой и розовой до темно-серой с прослоями кремней, которые вверх по разрезу сменяются серыми доломитами и переслаивающимися окремненными доломитами, черными слоистыми известняками. Контакт с перекрывающей биджинской свитой четкий, согласный. В основании биджинской свиты выделяют так называемый «помадковый горизонт», представленный известняками, обогащенными полуторными окислами и содержащими в нерастворимом остатке магнетит, ильменит, кварц и слюду. В этом горизонте определены известковые водоросли *Gemma sp.*, спикулы губок, проблематика *Archaeosphaera* и *Vicinospaera* [3]. Выше разрез наращивается серыми неявно слоистыми доломитами, содержащими, местами, небольшие биогермы столбчатых строматолитов. В средней части разреза залегают слои светло-серых и серых крустификационно-слоистых, микрофитолитовых доломитистых известняков. Встречаются линзы и прослои брекчий, сложенных обломками слойков, сцементированных микритовым материалом. Верхняя часть представлена чередованием черных и темно-серых микрофитолитовых известняков, светлых доломитов и их переходных разностей. В известняках преобладает парал-

лельная слоистость, хотя фрагментарно проявлена косая слоистость. Нередки оползневые складки, гофрировка слоев, их срезание и тела оползневых брекчий. Органические остатки пачки обильны и разнообразны, представлены водорослями и микрофитолитами. Венчает разрез биджинской свиты монотонная пачка темно-серых и черных углеродистых известняков, со слоистыми и массивными текстурами. Спорадически встречаются прослои типичных карбонатных турбидитов. Нередко проявлены оползневые текстуры и оползневые брекчий.

На отложениях биджинской свиты согласно залегают отложения мартюхинской свиты. Это серые мелко- и среднекристаллические массивные, плитчатые и часто тонкопараллельно- и тонковолнисто-полосчатые доломиты и известняки, образовавшиеся в результате литификации микробиальных матов.

Разрез сорнинской свиты, расположенной выше по разрезу, состоит из двух частей. Первая согласно залегает на карбонатах мартюхинской свиты и представлена темно-серыми, плитчатыми, тонковолнисто-полосчатыми известняками с прослоями и линзами кремней и кремнистых желваков с концентрически зональным строением. В верхней части пачки (80 м) описана эдиакарская фауна *Ediakaria flindersi* [6], проблематика *Archaesphaera cambrica*, *Calcisphaera sp.*, SSF (мелкораковинная фауна): *Cloudina sp.*, *Sinotabulites sp.*, микрофитоциты *Osagia tenuilamellata* [3]. Ранее Н.М. Задорожная [6] слои, содержащие эти органические остатки, относила к мартюхинской свите.

Далее, со значительным перерывом в наблюдениях, разрез наращивается фосфатоносной кремнисто-карбонатно-терригенной пачкой с горизонтом баритов. Эта пачка перекрывается переслаивающимися пестроцветными кремнями, сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, доломитами и известняками. Сорнинская свита согласно перекрывается туфогенно-терригенной кутень-булукской свитой нижнего кембрия.

Как указывалось выше, в отношении возраста свит енисейской серии хр. Азыр-Тал существуют различные мнения. Так, микрофитоциты, распространенные в отложениях енисейской серии, имеют широкий возрастной диапазон распространения от начала верхнего рифея (байкалий) до нижнего кембрия включительно. Окремненные водоросли в верхней части чарыштагской свиты известны из верхнего рифея–венда. Наибольший интерес здесь представляет находка строматолита *Inzeria tjomusi*, характерного для верхнего рифея. Находки известковых водорослей *Gemma sp.*, спикул губок (пачка «помадка») и строматолитов *Sacculia ovata* («чаластагские доломиты») из нижней части биджинской свиты свидетельствуют о вендском возрасте. *Ediacaria flindersi*, обнаруженная в верхах мартюхинской свиты, также характерна для вендских отложений. Нижняя граница кембрия достаточно уверенно проводится в основании пачки 2 сорнинской свиты по появлению представителей рода *Epiphyton* [3]. Палеонтологические свидетельства, согласное перекрытие кутень-булукской свитой базаихского надгоризонта раннего кембрия, а также данные по корреляции с другими разрезами АССО [3] позволяют сделать заключение о примерном соответствии чарыштагской свиты верхнему рифею, биджинской, мартюхинской и нижней части сорнинской свиты – венду, верхней части сорнинской свиты – нижнему кембрию.

Проведенные изотопные (Sr, C, O) исследования карбонатных отложений енисейской серии в стратотипической местности дали следующие результаты. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах и известняках верхней части чарыштагской свиты составляет 0.7078-0.7082 и 0.7079-0.7080, соответственно. Известняки, начинающие разрез биджинской свиты («помадковый» горизонт), характеризуются повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.7085-0.7086, сменяющие их доломиты первой пачки имеют более низкие значения – 0.7079-0.7083, а известняки верхних пачек – 0.7082-0.7086. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах мартюхинской и сорнинской свит варьирует в пределах 0.7077-0.7088 и 0.7081-0.7085, соответственно. Сопоставление полученных Sr изотоп-

ных данных в наименее измененных образцах с обобщенной кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неопротерозойском океане ограничивает время накопления карбонатных отложений енисейской серии с конца раннего до конца позднего венда и, возможно, начала кембрия (590-530 млн лет).

Изучение изотопного состава углерода в карбонатах биджинской свиты показало, что в известняках «помадковского» горизонта преобладают очень низкие отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ (-7.2...-7.3 ‰), которые повышаются до -1.8...-0.4 ‰ в доломитах первой пачки, затем сменяются положительными +2.4...+4.5 ‰ в известняках вышележащих пачек и достигают двух максимумов (+6.1 ‰) в низах третьей пачки. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части мартюхинской свиты колеблются от +1,07 ‰ до +1,97 ‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части сорнинской свиты изменяются от -0,1 ‰ до -2,58 ‰ и вверх по разрезу (баритоностная часть) значения смещаются от +0,54 ‰ до +3,71 ‰. Полученная кривая вариации изотопного состава C для карбонатных отложений енисейской свиты хорошо коррелируется с данными, полученными ранее для венд-кембрийских карбонатных отложений боксонской серии Восточного Саяна [9]. На основании корреляций с кривыми $\delta^{13}\text{C}$, опубликованными в работах [7] и [8], биджинская, мартюхинская и нижняя часть сорнинской свиты отнесены к позднему венду, а верхняя, баритосодержащая, часть сорнинской свиты отлагалась в позднем венде-раннем кембрии. Граница венда и кембрия проходит в сорнинской свите выше баритового горизонта.

Для восполнения пробела в изучении вещественного состава отложений енисейской серии было проведено изучение распределения редких, рассеянных и редкоземельных элементов в карбонатных породах.

Карбонатные отложения биджинской свиты характеризуются низкими значениями всех изученных редких и рассеянных элементов. Исключение составляет Sr, содержания которого во второй пачке превышают кларк для карбонатных пород (720 мкг/г). Подобное распределение характерно для нижележащей чарыштагской и вышележащих мартюхинской и нижней части сорнинской свиты, а также богградской и бродовских свит, являющихся аналогами средней части разреза енисейской серии. Это свидетельствует о том, что накопление всех вышеперечисленных свит происходило субсинхронно в едином осадочном бассейне при пассивном тектоническом режиме. Значительные геохимические отличия характерны для верхних горизонтов сорнинской свиты. Для нее типичны превышающие кларк более чем в 50-80 раз содержания Ba, кларковые содержания Sr, для ряда проб – высокие содержания Cr, Ni, Ti и Nb. Формирование отложений с подобной геохимической спецификой могло происходить при существенном влиянии на состав осадков подводных гидротерм в пределах вулканических островов при активном тектоническом режиме.

Тренд распределения РЗЭ в отложениях основания биджинской свиты имеет пологий наклон, со слабовыраженной Ce отрицательной аномалией и отсутствием Eu аномалии. Для вышележащих карбонатных отложений биджинской, мартюхинской и нижней части сорнинской свиты характерен слабонаклонный тренд распределения РЗЭ с обогащением LREE относительно HREE с типичными отрицательными Eu и Ce аномалиями. Для карбонатных отложений верхней части сорнинской свиты характерна положительная Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1$) и плоский тренд распределения РЗЭ ($\text{LREE}/\text{HREE} = 1,87$). В этих отложениях выявлены рудопроявления и месторождения Ba, которые по распределению РЗЭ не отличаются от вмещающих карбонатных пород, имея еще более выраженную положительную Eu аномалию.

Таким образом, данные, полученные при изотопных исследованиях, согласуются с результатами биостратиграфических исследований и могут быть использованы как эталонные при определении границы венда-кембрия в пределах Алтае-Саянской складчатой области. При этом следует учитывать, что отложения верхних горизонтов сор-

нинской свиты накапливались в осадочном бассейне другого типа относительно всех остальных нижележащих отложений енисейской серии. Так, в поздневендское время в пределах Кузнецкого Алатау можно выделить как минимум два типа осадочных бассейнов – шельфовый в пределах блока с пассивным тектоническим режимом (чарыштагская, биджинская, мартюхинская и нижняя часть сорнинской свиты) и океанический, где накопление происходило в пределах океанических островов при активной подводной гидротермальной деятельности (верхняя часть сорнинской свиты).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 06-05-64686, 04-05-65124, 05-05-64229, ИП СО РАН № 6.6, ИП СО РАН – ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и программы поддержки научных школ.

- [1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1 (Верхний протерозой и нижний палеозой). – Новосибирск, 1983. – 215 с.
- [2] Краевский Б.Г., Шипицын В.А. Строение докембрийского разреза хр. Азыр-Тал // Геология и геофизика. – 1981. – № 10. – С. 137–143.
- [3] Терлеев А.А., Лучинина В.А., Сосновская О.В., Багмет Г.Н. Известковые водоросли и нижняя граница кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 485–491.
- [4] Хераскова Т.Н. Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Литология и полезные ископаемые – 1990. – № 4. – С. 54–70.
- [5] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 1. – С. 63–81.
- [6] Задорожная Н.М. О находке медузы в верхнем докембрии Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 281, № 2. – С. 423–425.
- [7] Brasier M., McCaron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciations and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // *Geology*. – 2000. – 28. – P. – 175–178.
- [8] Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chemical Geology*. – 1999. – 161. – P. 37–57.
- [9] Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. – 1999. – Т. 7, № 3. – С. 23–41.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ НА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ

О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.А. Бобров, Е.В. Плюснина

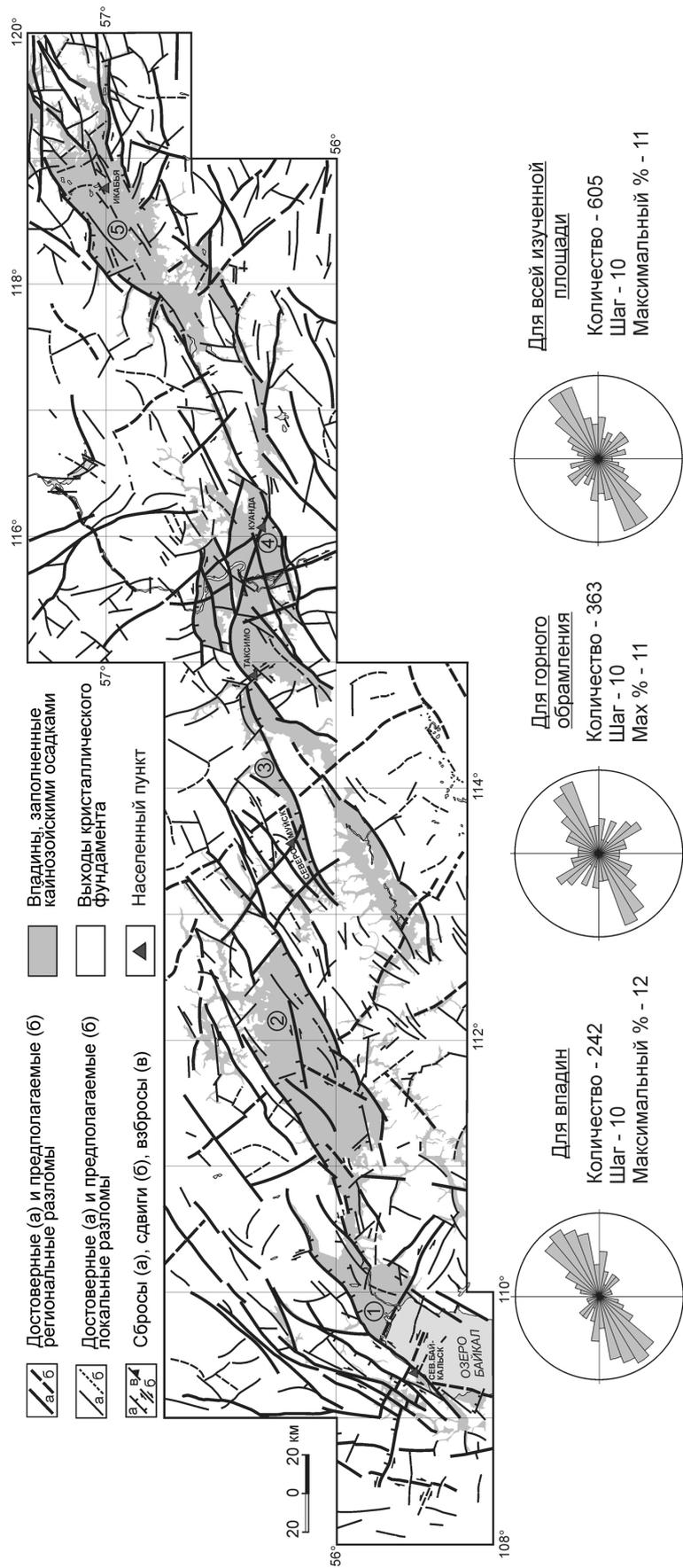
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

Изучение разломно-блокового строения северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) является продолжением аналогичных работ, проведенных нами для Тункинского и Баргузинского рифтов [1, 2]. Цель этих исследований – картирование на базе единого методического подхода активных в позднем кайнозое разрывных нарушений в пределах рифтовых впадин и их горного обрамления, анализ особенностей разломно-блоковых структур и их сопоставление в дальнейшем с другими геолого-геофизическими процессами.

Северо-восточный фланг БРЗ представляет собой серию сухоходльных рифтовых впадин, наиболее крупными из которых являются Кичерская, Верхнеангарская, Муйская и Чарская. Именно в этих структурах, а также вдоль северо-западного борта оз. Байкал, в межвпадинных перемычках и Муяканской долине были сосредоточены наши полевые геолого-структурные и тектонофизические исследования. С позиций геологии и геодинамического развития регион исключительно интересен и многообразен как в фундаментальном, так и в прикладном плане. Он является краевой и наиболее молодой по образованию частью БРЗ, однако его протяженность (более 800 км) превышает центральную часть рифтовой зоны. Для северо-восточного фланга характерна высокая современная сейсмическая активность, что определяет необходимость исследований разломов этой территории, в пределах которой проходит Байкало-Амурская железнодорожная магистраль (БАМ) и сосредоточено несколько относительно крупных населенных пунктов.

Наиболее широкомасштабные исследования в пределах северо-восточного фланга БРЗ, завершившиеся не потерявшим и сегодня своей актуальности серийным изданием «Геология и сейсмичность зоны БАМ», были проведены более 20 лет назад. Они дали уникальный материал по общей неотектонике региона, детальному строению некоторых участков, сейсмогеологии и сейсмическому районированию трассы БАМ [3, 4]. Среди более поздних работ необходимо отметить исследование В.А. Санькова с соавторами [5], которое позволило получить новые данные о возрасте послеледниковых террас Муйского рифтового бассейна, приблизительном направлении, скорости и суммарном растяжении поперек впадин, а также об их возможном возрасте. Согласно работе [5] формирование самой древней впадины на северо-восточном фланге БРЗ началось не ранее 7 миллионов лет назад.

Главным результатом наших исследований явилась карта разломно-блокового строения северо-восточного фланга БРЗ (рисунок), составленная на базе масштаба 1:200000 и впервые представляемая на этом совещании. В основу построения данной карты легли материалы государственной геологической съемки масштаба 1:200000, результаты дешифрирования цифровых космических снимков «Landsat» и трехмерных моделей рельефа, а также полевые данные о разломах и трещиноватости, собранные в 105 точках геолого-структурных наблюдений между населенными пунктами Северобайкальск и Икабья. Были задокументированы 69 станций в позднекайнозойских осадочных отложениях, что вместе с анализом рельефа позволило выделить разрывные нарушения, активные на позднекайнозойском этапе развития территории. При этом не все линейные элементы, проявленные в рельефе, нашли отражение на схеме, а только те,



Карта разломно-блокового строения северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Цифрами в кружках на карте обозначены впадины: 1 – Кичерская, 2 – Верхнеангарская, 3 – Муянганская, 4 – Муйская, 5 – Чарская. Внизу приведены розы-диаграммы простираения разломов изученной территории.

которые подтверждаются другими данными. В свою очередь, далеко не все разломы, показанные на листах государственной геологической съемки, остались на новой карте, так как многие из них не проявлены в морфологии.

Разломно-блоковое строение северо-восточного фланга БРЗ определяется главным образом разрывными нарушениями СВ-ЮЗ и ВСВ-ЗЮЗ направлений (рисунок). Разломы других простираний имеют подчиненное значение. Однако в горном обрамлении, по сравнению с впадинами, наблюдается более широкое распространение дизъюнктивов СЗ-ЮВ ориентировки. Такая закономерность характерна и для Тункинского рифта, расположенного на юго-западном фланге БРЗ [1], где СЗ-ЮВ разрывные нарушения за пределами впадин преобладают.

Примечательно, что строение крупных впадин изучаемой площади заметно различается. Так, например, Верхнеангарская, Муяканская и Муйская впадины ограничены крупными системами разломов с обоих бортов, в то время как в Кичерском и Чарском бассейнах с юго-восточной стороны многочисленные разрывные нарушения не образуют единых хорошо выраженных систем. Согласно карте плотности дизъюнктивов наибольшая раздробленность земной коры отмечается в зоне перехода от БРЗ к Сибирской платформе, по северо-восточному берегу оз. Байкал и в юго-восточной части Кичерской впадины, в районе Верхнеангарско-Муяканской межвпадинной перемычки, в Муйской впадине и на северо-восточном замыкании Чарского бассейна. Грубое сравнение возможного возраста впадин [5] с относительной степенью их раздробленности свидетельствует о том, что прямой зависимости между этими двумя параметрами не существует. Это предполагает то, что динамика их развития во времени существенно различается.

Кинематика разломов северо-восточного фланга БРЗ, установленная по прямым наблюдениям и анализу трещиноватости, подчиняется в основном тем же закономерностям, что и разрывные нарушения других районов БРЗ, т.е. СВ-ЮЗ, ВСВ-ЗЮЗ и субширотные дизъюнктивы являются сбросами, левосторонними сдвиго-сбросами или сбросо-сдвигами. Локально наблюдаются обратные подвижки. Субмеридиональные, СЗ-ЮВ и ССЗ-ЮЮВ разломы несут следы преимущественно правосторонних сдвиговых смещений, а ЗСЗ-ВЮВ – левосторонних. Многие из них также имеют сбросовую компоненту.

Нами проведено сопоставление пространственных параметров разломов и землетрясений, для которых известны механизмы очагов, полученные иркутскими сейсмологами А.В. Солоненко, Н.В. Солоненко, В.И. Мельниковой, Н.А. Радзиминович и доступные в ряде их публикаций. Розы-диаграммы простираний установленных нодальных плоскостей и откартированных разломов практически совпадают, что может свидетельствовать о потенциальной активности последних не только в позднем кайнозое, но и на современном этапе. При этом СВ-ЮЗ, ВСВ-ЗЮЗ и субширотные дизъюнктивы являются главными сейсмоконтролирующими структурами, хотя разломы других направлений иногда также генерируют сейсмические события с магнитудой, достигающей 5.5. Анализ углов падения сопряженных систем трещин, разломных зон и нодальных плоскостей показывает, что на глубине наклон разрывных нарушений положе, чем в приповерхностной части: основной максимум на розе-диаграмме для первых находится в пределах 60-90°, для вторых – 50-60° и 70-90°, для третьих – 40-70°. Эпицентры землетрясений с $K \geq 10$ за период с 1950 г. по 2005 г. (данные каталога Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН) на северо-восточном фланге БРЗ располагаются как вблизи разломов, так и в блоковом пространстве, что указывает на активное формирование новых дизъюнктивов, которые еще не получили яркой выраженности на поверхности. При этом в первом приближении можно увидеть, что более сильные сейсмические события чаще приурочены к зонам разломов, чем к центральным частям

блоков.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что карта разломно-блокового строения, составленная для позднекайнозойского этапа развития на базе тщательного анализа различных данных и сравнительно новых методических подходов (таких, как спецкартирование и изучение деформаций в рыхлых и слабосцементированных отложениях), является важным результатом, который открывает новые возможности для проведения различных исследований геолого-геофизических процессов, в которых роль разломов имеет ведущее значение.

Работа выполнена при поддержке проекта № 134 Лаврентьевского конкурса СО РАН, комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.13, грантов РФФИ № 04-05-64148 и INTAS № 05-109-4383 в рамках интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

- [1] Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура Тункинского рифта – отражение процесса косоугольного растяжения // Докл. РАН. – 2004. – 398 (4). – С. 516–518.
- [2] Лунина О.В., Гладков А.С., Плюснина Е.В. Новая карта разломно-блокового строения Баргузинского рифта // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 33–36.
- [3] Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. – Новосибирск: Наука, 1985. – 192 с.
- [4] Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. – Новосибирск: Наука, 1984. – 208 с.
- [5] San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y. et al. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // Tectonics. – 2000. – 19 (4). – P. 707–722.

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ НА ПРИМЕРЕ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ)

О.В. Лунина

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

В исследованиях, связанных с оценкой сейсмической опасности, первое место принадлежит изучению активных разломов. Однако при всем комплексе применяемых в практике методов сейсмоактивные разломы рассматриваются как единичные структурные объекты, в то время как они являются элементами разломно-блоковой среды, которая при энергетическом воздействии на нее приходит в неустойчивое динамическое состояние. Движения по одному разлому вызывают движения и по другим близлежащим разрывным нарушениям, вследствие чего увеличивается площадь сейсмических сотрясений, происходит перераспределение напряжений в земной коре и повторные толчки. Отталкиваясь от этих представлений, мы полагаем, что при оценке сейсмической опасности первым этапом должно быть картирование разломно-блоковой структуры и изучение напряженного состояния, что и было проведено ранее для Баргузинского рифта [2, 3]. Вторым важным этапом исследований является установление тех активных разломов, которые могут быть сейсмогенерирующими или представлять реальную опасность при строительстве народнохозяйственных объектов даже в пределах слабосейсмичных территорий. То, что активные разломы надо классифицировать по степени активности, обсуждалось и ранее. А.В. Чипизубов [6] предложил выделять активные разломы пяти классов, заложив в основу своей классификации возраст активизации. При этом, как отмечает сам автор, многие прямые и косвенные признаки активности дизъюнктивов не нашли отражения в его работе. На основе имеющихся представлений, собственного опыта и общеизвестных для тектонистов знаний о признаках активности разломов и методах их изучения [5] нами на примере Баргузинского рифта, расположенного в пределах Байкальской рифтовой зоны, был разработан комплексный подход к количественной оценке степени активности разрывных нарушений, основанный на составлении соответствующей базы данных.

База данных об активности разломов, их отдельных сегментах или системах состоит из двух основных разделов. Первый включает общие сведения о разрывных нарушениях и их важнейших параметрах, второй – различные признаки их активности, за которые в зависимости от их значимости присваиваются экспертные баллы. Наполнение базы данных основывается как на собственных материалах, так и на литературных источниках. Естественно, чем больше необходимой информации будет заложено в каталог, тем достовернее будет оценка степени активности разломов. Ниже приводится структура разработанной базы данных:

- I. Общие сведения о разломе, его отдельном сегменте или разломной системе:
 - 1) № разлома (соответствующий номеру на карте разломно-блокового строения);
 - 2) название (если имеется);
 - 3) простирание;
 - 4) азимут падения;
 - 5) угол падения;
 - 6) длина, км;
 - 7) минимальная ширина зоны активного динамического влияния (далее «зоны разлома»), равна 5 % от длины [4, 8];
 - 8) кинематический тип.

II. Признаки активности разлома, его отдельного сегмента или разломной системы:

1. Геоморфологические:

а) проявление на топографических картах, космоснимках или 3-мерных моделях рельефа (дистанционное диагностирование) – 1 балл;

б) проявление на местности (наземное диагностирование) – 2 балла.

2. Структурно-геологические (в колонках указываются литология и самый молодой возраст позднекайнозойских деформированных пород в зоне разлома, баллы присваиваются за типы деформационных структур в отложениях):

а) трещины в средне-, мелко- и тонкозернистых отложениях и в отдельных обломках – 1 балл;

б) трещины, раскалывающие несколько галек и валунов (обломков) в одном направлении, штрихи и борозды на их плоскостях, следы скольжения и соударения на их поверхностях – 3 балла;

в) сейсмиды (сейсмогенные конволюции), зоны трещиноватости, рассланцевания или дробления, нептунические дайки сейсмогенного происхождения – 5 баллов.

3. Палеосейсмологические (в колонках указываются название палеосейсмодислокации, ее длина в км, максимальная амплитуда смещения в м, тип смещения по палеосейсмогенному разрыву, предполагаемая магнитуда и максимальная интенсивность по литературным данным, возраст палеосейсмодислокации):

а) наличие палеосейсмодислокации длиной до 10 км – 3 балла;

б) наличие палеосейсмодислокации длиной 11-50 км – 5 баллов;

в) наличие палеосейсмодислокации длиной более 50 км – 7 баллов.

4. Сейсмологические (в колонках указываются максимальные класс (К) и магнитуда (М), а также количество землетрясений с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$) в зоне разлома):

а) наличие 1-3 землетрясений с $M \geq 3.3$ в зоне разлома – 3 балла;

б) наличие 4-5 землетрясений с $M \geq 3.3$ в зоне разлома – 5 баллов;

в) наличие более 5 землетрясений с $M \geq 3.3$ в зоне разлома – 7 баллов;

г) встречаемость землетрясения в зоне разлома с $M \leq 4.5$ – 3 балла;

д) встречаемость землетрясения в зоне разлома с $M = 4.6-6.5$ – 5 баллов;

е) встречаемость землетрясения в зоне разлома с $M > 6.5$ – 7 баллов.

5. Геофизические:

а) повышенное содержание радона в воде и/или почве – 2 балла;

б) скорость смещения по разлому до 1 мм/год – 1 балл;

в) скорость смещения по разлому 1-5 мм/год – 3 балла;

г) скорость смещения по разлому более 5 мм/год – 5 баллов;

д) другие геофизические аномалии – 1 балл за каждую обнаруженную геофизическую аномалию в зоне разлома.

6. Гидрологические:

а) наличие восходящих термальных источников – 2 балла;

б) неклиматические изменения уровня воды в скважинах или дебета источников – 2 балла;

в) вариации химического состава в источниках – 2 балла.

7. Метеорологические:

периодически возникающие линейно-облачные аномалии над разломом – 2 балла.

Таким образом, в предлагаемую базу данных включены 7 групп признаков активности. Присваиваемые баллы за каждый признак были выведены эмпирическим путем по степени их значимости при наполнении базы данных для Баргузинского рифта, который является сейсмически активной частью Байкальской рифтовой зоны. В то же

время в современный период там отсутствуют землетрясения с магнитудой более 5.5, поэтому изученный объект является достаточно подходящим для подобной разработки. После заполнения базы данных степень активности для каждого разрывного нарушения рассчитывалась простым суммированием и записывалась как общий балл активности разлома по имеющимся данным. В конце каталога обязательно приводится источник получения информации.

На основании полученных экспертных оценок для разломов Баргузинского рифта было выделено пять степеней активности: слабая (1-5 баллов), средняя (6-10 баллов), повышенная (11-20 баллов), высокая (21-30 баллов), аномально высокая (более 31 балла). Всего было рассмотрено 279 структур, для которых получено минимальное значение степени активности дизъюнктива – 1, максимальное – 22, среднее – 3,17. Слабой степенью активности обладают 205 разломов, средней – 64, повышенной – 8, высокой – 2, аномально высокой – 0.

По результатам предлагаемого подхода только 10 разломов с повышенной и высокой активностью в Баргузинском рифте представляют реальную сейсмическую опасность, а именно могут генерировать землетрясения высоких магнитуд. Остальные дизъюнктивы, по нашему мнению, в зависимости от их расположения по отношению к очагу землетрясения будут служить в основном либо экраном, либо проводником для распространения сейсмических волн, таким образом усиливая или уменьшая их воздействие на геологическую среду и, следовательно, на имеющиеся сооружения. Безусловно, движения по таким разрывам могут вызывать землетрясения, однако значительно меньшей силы, поэтому они не будут представлять большой угрозы для населения.

Разрывное нарушение с повышенной, высокой или аномально высокой степенью активности можно назвать «опасный» или «сейсмоопасный разлом» (уточняющее понятие, если установлено, что с последним ассоциируются землетрясения или в его зоне зафиксированы сейсмогенные деформации). Термин «опасный разлом» впервые предложен Ю.О. Кузьминым и В.С. Жуковым для определения современного активного разлома [1, с. 109-110]. Тем не менее, нельзя исключать вероятности, что опасным разломом может быть и тот, в зоне которого за время инструментальных наблюдений не произошли какие-либо современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации. Они могли быть вовсе не зафиксированы. Кроме того, достаточно вспомнить, что сильнейшие землетрясения в зоне одного разлома происходят раз в несколько сотен, а то и в несколько тысяч лет. Поэтому автор настоящей работы полагает, что в удачно предложенный термин «опасный разлом» должен быть вложен более широкий смысл, т. е. это тот активный разлом, в зоне которого существует вероятность проявления тектонических, сейсмических и инженерно-геологических процессов, способных принести экономический ущерб народному хозяйству.

При проведении целенаправленных комплексных исследований именно в зонах опасных разломов рекомендуется проводить мониторинговые наблюдения, которые в последние десятилетия активно развиваются для слежения за деформациями земной коры в пределах особо важных народнохозяйственных объектов, а также для среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

Разработанный комплексный подход к определению степени активности разлома, основанный на экспертных баллах, которые обычно применяются для оценки геодинамической или сейсмической опасности территорий [7 и др.], учитывает все основные признаки активности и может быть при необходимости дополнен другими критериями. Предлагаемые этапы исследований для оценки сейсмической опасности, такие, как картирование разломно-блоковой структуры, изучение напряженного состояния и количественное определение степени активности разрывных нарушений, открывают новые

возможности для моделирования возможного поведения разломно-блоковой среды и изменения ее напряженного состояния в ответ на крупное сейсмическое событие, вызванное движениями по сейсмоопасному разлому.

Работа выполнена при поддержке проектов Президента РФ № МК-1645.2005.5 и Лаврентьевского конкурса СО РАН № 134, а также комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.13 в рамках интеграционной программы СО РАН – ОНЗ (ОНЗ.10) «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры».

- [1] Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 2004. – 262 с.
- [2] Лунина О.В., Гладков А.С. Напряженное состояние земной коры Баргузинского рифта по геолого-структурным данным // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладные аспекты» / Под ред. К.Г. Леви и В.А. Санькова. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2005. – 3. – С. 129–132.
- [3] Лунина О.В., Гладков А.С., Плюснина Е.В. Новая карта разломно-блокового строения Баргузинского рифта // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. – С. 33–36.
- [4] Ружич В.В. Зависимость между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 41–48.
- [5] Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – 1993. – Вып. 1. – С. 196–205.
- [6] Чипизубов А.В. Классификация активных разломов по степени активности, возрасту активизации и достоверности // Тезисы докладов XXV Всесоюзного тектонического совещания «Тектоника океанов и палеоокеанов». – М., 1991. – С. 25–27.
- [7] Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф. Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Опыт создания шкалы для Прибайкалья. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 189 с.
- [8] Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Рекомендации по оценке ширины зон приразломных структурных изменений (по результатам физического моделирования). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1985. – 42 с.

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ВПАДИН «ЗАБАЙКАЛЬСКОГО» ТИПА

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

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

При анализе мезозойской тектоники Забайкалья ярко вырисовывается закономерный рисунок в расположении межгорных впадин, выполненных образованиями раннего мела. Впадины располагаются на площади около 250 000 км² и хорошо дешифрируются на космических снимках, трассируясь в виде цепочек. Большой части впадин свойственно северо-восточное простирание с максимальными размерами по длинной оси до 180 км при ширине до 30 км. Несомненно, что возникновение подобных впадин отражает определенную геодинамическую ситуацию в развитии Забайкалья.

По современным воззрениям в интервале времени от позднего триаса до конца ранней юры произошло закрытие клиновидного Монголо-Охотского палеоокеана, вызванное сближением Сибирского и Китайского континентов. В результате субдукционных, а затем коллизионных процессов возник сложно построенный Монголо-Охотский орогенный пояс [1, 2], северным обрамлением которого являлось Забайкалье. В пределах последнего вначале происходило формирование Селенгинского вулканоплутонического пояса, а затем впадин с раннеюрским вулканогенно-осадочным выполнением и интрузий субщелочных гранитоидов. Начиная с поздней юры на западном фланге возникшей орогенной системы устанавливаются признаки формирования структур растяжения, которые, возможно, связаны с процессами коллапса орогена [3]. Эти тектонические движения способствовали возникновению комплексов метаморфических ядер кордильерского типа с аномально деформированной и метаморфизованной корой [4] и становлению впадин, выполненных позднеюрско-раннемеловыми толщами.

Ранее многие исследователи, изучавшие межгорные впадины Забайкалья, рассматривали их как грабены либо как грабен-синклинали, генетически связанные с глубинными разломами северо-восточного простирания. Некоторые исследователи полагали, что впадины представляют собой межкупольные депрессии и формировались в условиях тангенциального сжатия при росте гранитогнейсовых куполов. Однако имеющиеся данные по внутренней структуре впадин указывают на то, что их становление происходило в режиме растяжения и по своим признакам они соответствуют рифтам. Для наиболее объективного решения вопроса о возможной геодинамической природе меловых впадин «забайкальского» типа необходим комплексный анализ как вещественных, так и геолого-структурных данных по впадинам и сопряженным с ними поднятиями.

Ниже приводятся сведения о строении впадин, которые располагаются по юго-западному флангу Забайкалья (бассейны рек Селенга, Чикой, Хилок). Глубина погружения фундамента в них при такой сравнительно небольшой ширине достигает 2000 м. В поперечном сечении для большей части впадин характерно асимметричное строение с крутыми юго-восточными бортами. Углы падения слоев на крыльях чаще всего варьируют от 5 до 40°. На фоне моноклиального падения слоев отмечаются складки амплитудой до 40 м при ширине 120-150 м [5, 6], а также разрывы, сбросовые плоскости которых наклонены к центру впадин. Складки чаще всего встречаются в пачках тонкослоистых углисто-глинистых пород и генетически связаны с движениями по сопряженным дизъюнктивам синтетического и антитетического направлений, а иногда с возникновением рампов растяжения. Отмечаются также мелкие синседиментационные складки гравитационного оползания. Впадины осложнены поперечными поднятиями фундамента, в результате чего они распадаются на систему мульд [6]. Впадины выпол-

нены мощными (до 2 км) пресноводно-континентальными отложениями. Для нижних частей разреза характерны грубообломочные породы от конгломератов до песчаников, а для верхних – частое переслаивание песчаников с алевроаргиллитами, включающими углистые породы и бурые угли. Иногда вдоль крутых юго-восточных бортов развиты крупнообломочные конгломераты, которые связаны с конседиментационными движениями по краевым разломам. Некоторые исследователи относят их к олистостромам. Вулканизм во впадинах проявлен неравномерно и характеризуется силлами и покровами преимущественно трахиандезибазальтов. В некоторых впадинах вулканы получили незначительное распространение (Гусиноозерская), в то время как в других составляют значительный объем (Хилокская). Возраст вулканитов по результатам изотопного датирования колеблется в пределах 104-133 млн лет [7]. Однако не исключено, что в некоторых впадинах базальные слои могут быть сложены позднеюрскими осадками титонского яруса. В низах разрезов отдельных впадин установлены углеродистые сланцы с обильной фауной, так называемые «рыбные» сланцы [8].

Для комплементарных впадинам поднятий характерны структурные парагенезисы, которые свойственны комплексам метаморфических ядер [4]: это динамометаморфиты по разным типам пород с однонаправленной линейностью, складки с моноклиальной симметрией. Кинематические признаки мезо- и микроструктур тектонитов указывают на то, что смещение в разных крыльях поднятия осуществлялось в одном направлении – на юго-восток. Процесс смещения реализовался в условиях простого сдвига. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования оценивается значениями 112-119 млн лет (Ar-Ar метод). С временем формирования комплекса метаморфического ядра хорошо коррелируются проявления основного магматизма, интенсивность которого смещалась с северо-запада на юго-восток [7].

Суммируя данные, можно полагать, что формирование раннемеловых впадин осуществлялось в условиях рифтогенеза на фоне становления комплексов метаморфических ядер. Возникновение последних определяется геодинамическими условиями коллапса позднемезозойского Монголо-Охотского орогена, получившего различное отражение на коровом и верхнемантийном уровнях.

Исследования выполнены в рамках Интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» и при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64481, 04-05-64412, 04-05-64148).

- [1] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [2] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42–63.
- [3] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярков Е.В. Индикаторы коллапса поздне-мезозойского орогена в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 37–40.
- [4] Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. и др. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 182 с.
- [5] Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
- [6] Булнаев К.Б. Формирование впадин «забайкальского» типа // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 1. – С. 18–30.
- [7] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Этапы развития и вещественная эволюция магматизма Тунгуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое-кайнозое // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вул-

канологии и палеовулканологии. Т.1. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. – С. 138–142.

- [8] Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. – 1992. – № 6. – С. 10–19.

ДИСЛОКАЦИИ В ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ – ОТРАЖЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

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

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

Несмотря на то, что район Западного Прибайкалья считается хорошо изученным, сведения о складчато-разрывных дислокациях ограничены, носят отрывочный характер и зачастую не дают целостного представления о кинематике и стиле деформаций в образованиях позднего рифея. В работе предпринята попытка восполнить существующий пробел. Данная территория, согласно тектоническому районированию, относится к Байкало-Патомскому складчато-надвиговому поясу. Формирование пояса связывается с каледонской коллизией, обусловленной частичным закрытием Палеоазиатского океана.

В Западном Прибайкалье позднерифейский комплекс в объеме байкальской серии вскрыт в полосе шириной от 5 до 20 км и наиболее хорошо изучен в бассейнах рек Куртун, Голоустная и Бугульдейка. В публикациях по рассматриваемому региону приводятся многочисленные сведения по литологии и стратиграфическому расчленению байкальской серии [1–5], что позволяет ограничиться общей характеристикой условий её формирования и структурного положения. В пределах Приморского хребта доломиты или песчаники голоуспенской свиты залегают на гранитах приморского комплекса с возрастом становления 1,86 млрд лет, а севернее, в пределах Байкальского хребта, – на магматитах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с аналогичными возрастными. В целом голоуспенский этап характеризуется накоплением мелководных биохемогенных доломитов и кварцевых песков разной степени зрелости. Присутствие темных углеродистых известняков и алевритопелитов в верхах разреза свиты свидетельствует о возникновении застойных условий седиментации с незначительным привнесом терригенного материала. Наличие в терригенных отложениях свиты высокозрелого материала, сносимого с кратона, сочетающегося с полимиктовым материалом, вероятно поступающим с южных поднятий, позволяет сделать вывод об определенной изолированности голоуспенского палеобассейна [7].

Улунтуйская свита фиксируется началом нового трансгрессивного цикла с регрессивно-пассивными паузами в позднеулунтуйский этап. Алевритопесчаные и алевритопелитовые отложения нижней подсвиты сменяются строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатными отложениями верхней подсвиты. Контрастное сочетание биогермных, терригенно-карбонатных и черносланцевых фаций отражает хемобиогенные условия внутренней части шельфа, где фитолитовые постройки, судя по их распространению [6], соответствуют барьерному типу.

Базальные гравелитопесчаники качергатской свиты фиксируют начало следующего трансгрессивного цикла седиментации. Состав обломочной части базальных слоёв свиты олигомиктовый, с постоянным присутствием кластогенных слюд. В средней части разреза качергатской свиты отмечаются слои флишоидного строения с разнообразными текстурами – оплывины, гиероглифы, знаки ряби и др. [4], что указывает на интенсивную гидродинамику и порционное поступление обломочного материала в бассейн седиментации. Отложения верхней части свиты включают песчаники и конгломераты аркозового и полимиктового состава, которые сочетаются с углеродистыми алевритопелитами. Появление последних указывает на дифференциацию дна бассейна и на возникновение стагнационных условий в изолированных отрицательных формах. Вероятной областью сноса в позднекачергатское время являлись южные поднятия, поступ-

ление терригенного материала с которых обусловило быстрое заполнение прогиба в ушаковское время.

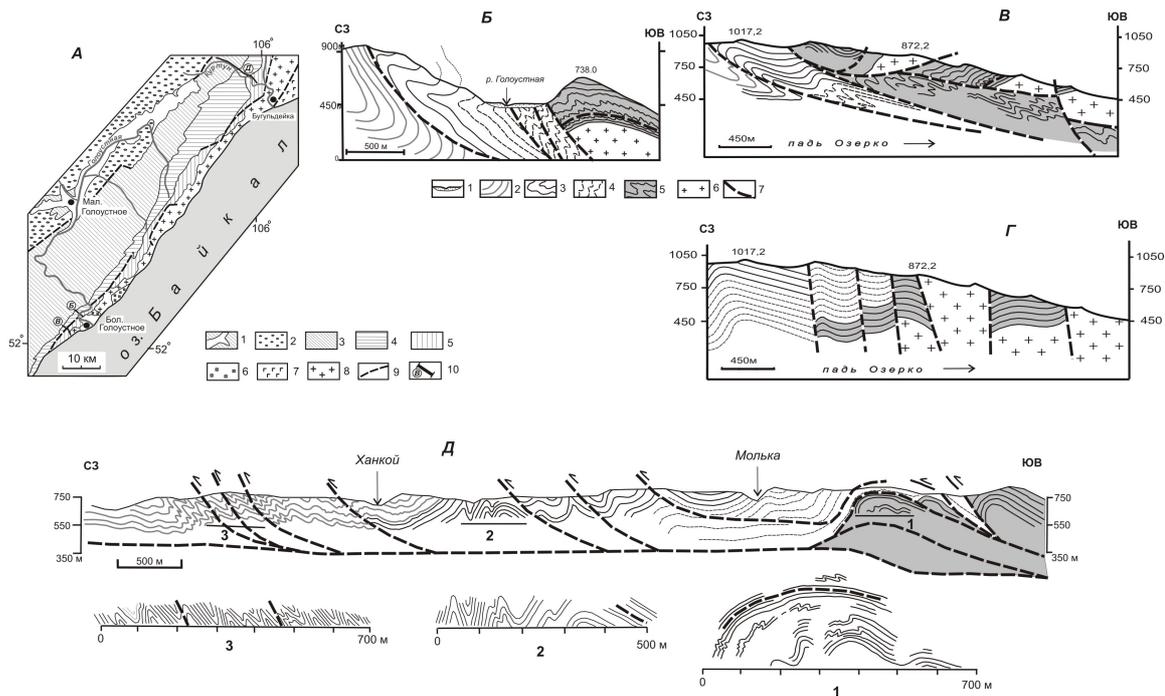
Приведенные сведения указывают на то, что это фрагмент перикратонного бассейна, в эволюции которого просматриваются элементы, свойственные пассивной окраине, а затем форландового прогиба. Современными гомологами такого бассейна могут быть приконтинентальные части окраинных морей. Возникновение форландового прогиба было обусловлено тектоническими движениями конца неопротерозоя, которые, однако, не привели к деформации образований байкальской серии. Она произошла значительно позднее и оторвана от этапа седиментации примерно на 250 млн лет. Расшифровка этих дислокаций необходима для тектоно-стратиграфических и палеогеодинамических реконструкций.

Методология геологосъемочных и тематических работ 70-х годов прошлого столетия опиралась на постулаты геосинклинальной теории, согласно которым основной объем складчато-разрывных дислокаций формировался в результате вертикальных движений. В связи с этим структура байкальской серии представлялась в виде пологих открытых складок значительной протяженности, усложненных крутопадающими разломами и вертикальными флексурами. В дальнейшем при проведении структурных исследований удалось установить, что байкальской серии свойственна неравномерная дислоцированность и ее степень увеличивается к низам разреза. Было показано, что образования байкальской серии вовлечены в сложные неравномерно проявленные деформации, характеризующиеся развитием складчато-надвиговых структур, нередко существенно нарушающих первичную последовательность слоёв за счет сдвоения либо выпадения их из разрезов [7-9].

Неравномерная дислоцированность байкальской серии в типовых разрезах по долинам рек Голоустная и Куртун выражается чередованием участков пологого залегания пород с участками со сложной складчато-надвиговой структурой. Участки простого строения тяготеют к мульдам синклинальных складок, что хорошо восстанавливается в разрезе качергатской свиты по р. Голоустной, от р. Угловой до р. Сухой. При кажущемся простом залегании пород здесь наблюдаются послойные срывы и асимметричные взбросо-складки, указывающие на тектоническое перемещение вещества в северо-западном направлении. Такие деформации приводят к локальному сдвоению пачек в участках расщепления срывов и переходу их на новый стратиграфический уровень. Более сложная ситуация наблюдается в образованиях качергатской свиты по р. Куртун, где ширина выхода свиты уменьшается в три раза (рисунок, А). Здесь структура характеризуется сочетанием участков пологой складчатости с интенсивно деформированными. Последние составляют зоны мощностью до 900 м и характеризуются сжатыми и изоклинальными формами складок изгиба с течением, осевые плоскости которых запрокинуты на северо-запад. Среди них отмечаются фрагменты изолированных замков складок, которые указывают на неравномерное течение вещества в процессе прогрессивной деформации с формированием будинаж-структур, что свойственно вязким разрывам.

Образования улунтуйской и голоуспенской свит в виде полосы шириной первые километры (рисунок, А) окаймляют с юго-востока поле распространения качергатской свиты и характеризуются более интенсивными дислокациями в сравнении с последней. Наиболее показательна в этом плане структура голоуспенской свиты в районе пади Озерко (рисунок, В). Здесь установлено четыре тектонические пластины, испытавшие перемещение в северо-западном направлении. В пластинах породы свиты собраны в систему сжатых и изоклинальных складок с северо-западной вергентностью. Здесь же отмечается частичное сдваивание разрезов по системе пологих и межслоевых надвигов.

Определенные трудности возникают при расшифровке структур в карбонатных



Характер дислокаций в породах байкальской серии (Западное Прибайкалье).

А. Схема распространения байкальской серии в стратотипическом районе и положение структурных разрезов:

1 – четвертичные образования; 2 – ушаковская свита венда; 3-5 – свиты байкальской серии позднего рифея: 3 – качергатская, 4 – улунтуйская, 5 – голоустенская; 6 – архей-палеопротерозой объединенные; 7 – габброиды раннепалеозойской коллизионной системы; 8 – палеопротерозойские гранитоиды приморского комплекса; 9 – разрывные нарушения; 10 – разрезы.

Б-Д – структурные разрезы: Б – правобережье р. Голоустной против устья руч. Черемшанка; В, Г – район пади Озерко: В – по результатам детальных структурных исследований [7], Г – по результатам геологической съемки масштаба 1:50000; Д – р. Куртун по данным собственных наблюдений (1-3 – врезки деталей участков):

1 – четвертичные отложения; 2-5 – байкальская серия: 2 – качергатская свита, 3 – верхняя подсвита улунтуйской свиты, 4 – нижняя подсвита улунтуйской свиты, 5 – голоустенская свита; 6 – гранитоиды приморского комплекса; 7 – разрывные нарушения.

породах улунтуйской свиты. Это связано с тем, что в них часто не сохраняются элементы слоистости и при средней степени обнаженности может складываться впечатление о их моноклиальном залегании. Подобное явление отмечается на правобережном склоне долины р. Голоустной ниже устья руч. Черемшаного (рисунок, Б). Здесь условия залегания карбонатных пород верхней подсвиты улунтуйской свиты интерпретируются в виде крутой моноклинали. Наши наблюдения позволяют представить структуру этого участка в виде крупной синклинальной складки с амплитудой до 500 м на опрокинутом крыле более крупной асимметричной структуры. По морфологии она близка к изоклиналильному типу складок некоторым увеличением мощности слоев в замке (рисунок, Б). Геометрический анализ слоистости в складке указывает на то, что шарнир ее субгоризонтален с северо-восточным простиранием (32°), а осевая плоскость имеет северо-западную вергентность. Нормальное и опрокинутое положение слоев в складке фиксировалось по строению столбиков строматолитов и соотношению слоистости и кливажа. Деформация пород сопровождалась развитием селективного кливажа в терригенных образованиях и стилолитовых швов в карбонатных. Наличие маломощных прослоев алевропелитов способствовало межслоевому скольжению пачек известняков. Формирование подобных мезоструктур сопровождалось частичным перераспределением ми-

неральных масс, растворением и переотложением компонентов, что способствовало частичному изменению первичного состава пород и формированию жил карбонатного состава.

Наиболее целостное представление о стиле деформаций в голоуспенской и улунтуйской свитах можно составить при анализе разреза по р. Куртун (рисунок, А, Д). Здесь устанавливается закономерное сочетание разрывных и складчатых структур, составляющих складчато-надвиговый парагенезис. Основными его компонентами являются чешуйчатый веер, дуплексы, рамповая антиклиналь, складки различного морфологического типа, межслоевые срывы и кливаж. Сочетание таких структур приводит к сдвоению стратиграфической последовательности, что хорошо устанавливается в бассейне р. Мольки в образованиях нижней подсвиты улунтуйской свиты. Карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты смяты в мезомасштабные складки концентрического типа с элементами течения, сочетающиеся с надвигами листрического типа. Наличие таких структур в породах близкого состава позволяет с большой вероятностью предполагать сдвоение пачек в разрезе. Породы голоуспенской свиты участвуют в строении системы дуплексов и рамповой антиклинали, что подтверждается сдвоением маркирующих горизонтов и присутствием надвиговых поверхностей.

Подобные структурные особенности свойственны и разрезу по р. Голоустной. [10]. Основные срывы приурочены к уровням с некомпетентными породами внутри свит. Наиболее крупным является срыв по пачке глинисто-карбонатных пород в низах голоуспенской свиты, фрагменты которой наблюдаются в разрезах Пади Озерко и р. Нижние Хомуты. Часто в зонах крупных разрывных нарушений, кроме механического преобразования пород, отмечается явление привноса минеральных компонентов, приводящих к возникновению разного типа метасоматических образований в зависимости от исходного субстрата. Так, в зонах разломов, пересекающих карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты, формируются талькиты [11], а песчаники голоуспенской свиты преобразуются в пестроокрашенные кварциты либо содержат большое количество кварцевых жил. Не исключено, что подобные процессы могли захватывать значительные объемы пород, прилегающие к зонам разломов, и оказывать определенное влияние на их первичный состав.

Наблюдаемые структурно-кинематические особенности складчато-надвигового парагенезиса в бассейнах рек Голоустной и Куртун близки к дислокациям, формирующимся в условиях регионального срыва при тангенциальном сжатии резко различных по механическим свойствам сред, в данном случае чехла и фундамента. Время формирования подобного структурного парагенезиса ввиду отсутствия точных датировок дислокаций в позднеордовикских образованиях определяется по сумме геологических признаков как поздний ордовик–ранний силур. Это время отражает каледонские коллизионные события, охватившие юг Сибирского кратона и Байкальскую складчатую область.

- [1] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. – М.: Наука, 1972. – 356 с.
- [2] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.
- [3] Станевич А.М., Немеров В.К. Корреляция осадочно-вулканогенных образований позднего докембрия Байкало-Патомской горной области по микрофитологическим и геохимическим данным // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 3. – С. 56–63.
- [4] Мац В.Д., Егорова О.П. Стратиграфия Байкальского комплекса и некоторые данные о его фосфоритности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. – Иркутск, 1957. Вып. I (XXII). – С. 38–46.

- [5] Маслов В.К. О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего-верхнего рифея в Западном Прибайкалье // Геология и геофизика. – 1983. – №7. – С. 30–41.
- [6] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 320 с.
- [7] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // Докл. РАН. – 2001. – Т. 378, № 3. – С. 370–374.
- [8] Александров В.К., Мазукабзов А.М., Бойко Ю.И., Богарев Г.А., Калинина В.И. Новые данные по строению Анайской структуры (Западное Прибайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 6. – С. 71–76.
- [9] Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. – 1987. – № 3. – С. 87–90.
- [10] Melnikov A.I., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Vasiljev E.P. Baikal rift basement: structure and tectonic evolution // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf aquitaine. – 1994. – V. 18, № 1. – P. 99–122
- [11] Маслов В.К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 1974. – № 11. – С. 44–50.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 11
Акулова В.В. 130
Андрющенко С.В. 62
Анисимова С.А. 147
Антипин В.С. 15
Апарин В.П. 20
Аржанников С.Г. 21
Аржанникова А.В. 21
Бадмацыренова Р.А. 25
Балькин П.А. 29
Бараш И.Г. 37
Башарин А.К. 34, 175
Беличенко В.Г. 37, 118
Беляев С.Ю. 34, 175
Бобров А.А. 221
Бородина Е.В. 41
Будаев Р.Ц. 159, 163, 167
Булгатов А.Н. 44
Буслов М.М. 48
Бучко И.В. 51
Бушенкова Н.А. 105
Великославинский С.Д. 51
Верниковская А.Е. 54
Верниковский В.А. 54
Ветлужских Т.А. 75
Вещева С.В. 192, 217
Вишневский А.В. 123
Владимиров А.Г. 57
Волкова Н.И. 57
Воронцов А.А. 62
Гелетий Н.К. 192
Гибшер А.А. 105
Гладков А.С. 221
Гладкочуб Д.П. 66, 90, 171, 229, 232
Гордиенко И.В. 70, 75
Горнова М.А. 179
Гребенщикова В.И. 78, 150
Гэрэл О. 150
Де Вале Б. 90
Де Граве И. 48
Дегтярев К.Е. 82
Деев Е.В. 105
Демьянович В.М. 143
Джурик В.И. 143
Дмитриева Н.В. 86
Донская Т.В. 66, 90, 229, 232
Доронина Н.А. 44, 93
Дриль С.И. 62, 98, 101
Дутов Е.Н. 62
Дягилев Г.С. 105
Елбаев А.Л. 75
Задонина Н.В. 110
Заячковский А.А. 206
Зорин Ю.А. 118
Изох А.Э. 123
Имаев В.С. 126
Имаева Л.П. 126
Казанский А.Ю. 130
Казимировский М.Э. 98, 101, 134
Калугин В.М. 123
Кислов Е.В. 139
Ключевский А.В. 143
Коваленко Д.В. 200
Коваленко С.Н. 147
Коваль П.В. 78, 150
Ковач В.П. 200, 203
Козаков И.К. 200, 203
Козловский А.М. 155, 200
Коломиец В.Л. 159, 163, 167
Константинов К.М. 171
Конторович А.Э. 175
Костицын Ю.А. 206
Костровицкий С.И. 179
Котов А.Б. 51, 82, 194, 206
Кох Д.А. 48
Крук Е.А. 184
Крук Н.Н. 184
Кудряшова Е.А. 188, 200
Кузнецов А.Б. 192, 217
Кузнецов Р.О. 175
Кузьмин М.И. 62
Лавренчук А.В. 194
Лапин П.С. 197
Ларин А.М. 51
Ласточкин Н.И. 44
Лебедев В.А. 188
Лебедев В.И. 200, 203
Леви К.Г. 110
Летников Ф.А. 206, 212
Летникова А.Ф. 206
Летникова Е.Ф. 192, 217
Лунина О.В. 221, 225
Лучицкая М.В. 82
Мазукабзов А.М. 66, 90, 118, 194, 229, 232
Макрыгина В.А. 37
Матасова Г.Г. 130

Мехоношин А.С. 25, 57
Монгуш А.А. 41, 200
Мордвинова В.В. 150
Непоп Р.К. 11
Николаева И.В. 184
Ножкин А.Д. 86
Носков Д.А. 78
Оглоблин Р.В. 150
Ойдуп Ч.К. 200
Орсоев Д.А. 25, 139
Перепелов А.Б. 15
Петрова Т.Е. 29
Петроченко С.В. 20
Плоткина Ю.В. 51
Плюснина Е.В. 221
Пономарчук В.А. 66
Попов Н.В. 54
Посохов В.Ф. 25
Постников А.А. 192
Резницкий Л.З. 37
Рычкова К.М. 200
Рященко Т.Г. 130
Саватенков В.М. 155, 188, 200
Савельева В.Б. 212
Сальникова Е.Б. 51, 82, 155
Сальникова Е.В. 206
Сандиминова Г.П. 62
Сенников Н.В. 184
Серов П.А. 184
Скляр Е.В. 118, 194, 229
Смекалин О.П. 126
Солобоева Е.В. 48
Соловьева Л.В. 179
Сорокин А.А. 51
Станевич А.М. 66, 232
Сугоракова А.М. 200
Т. Оюунчимег 123
Татарников С.А. 15, 101
Терлеев А.А. 192, 217
Травин А.В. 57, 75, 123
Третьяков А.А. 82
Туркина О.М. 86
Турутанов Е.Х. 78, 150
Ухова Н.Н. 130
Федоровский В.С. 194
Халилов В.А. 206
Хамхоева Т.М. 175
Хегнер Э. 75
Хромых С.В. 57
Хузин М.З. 171
Чернов Е.Е. 200
Шатагин К.Н. 82
Шелепаев Р.А. 123
Шершаков А.В. 206
Шершакова М.М. 206
Шокальский С.П. 184
Энжин Г. 200
Юдин Д.С. 57
Юлдашев А.А. 217
Язев С.А. 110
Яковлев Д.А. 179
Яковлева С.З. 51
Яковлева С.С. 206
Ярмолюк В.В. 62, 155, 188, 200, 203
Ясенов А.М. 54
De Boisgrollier T. 147
Fournier M. 147