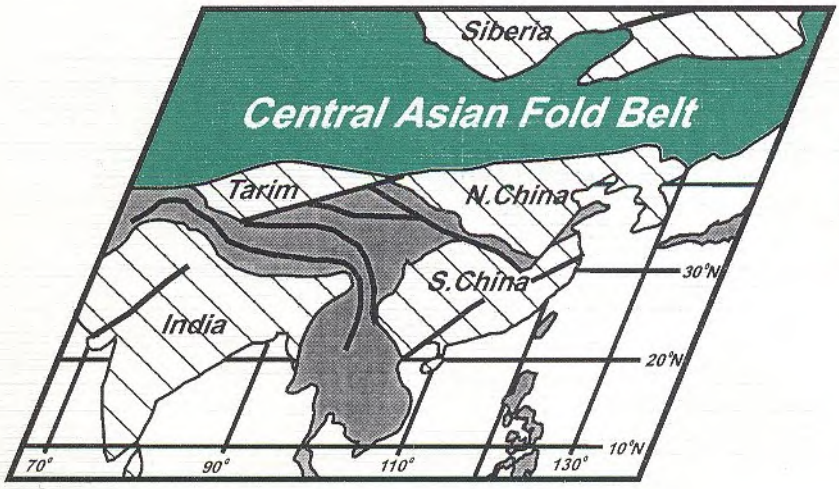
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



1 ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 2

ИРКУТСК
2004

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры

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

**Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований**

(19–22 октября 2004 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
Издательство Института географии СО РАН
2004

УДК 551.2:551.71/.72
Г35

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19–22 октября 2004 г.). – Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2004. – В 2-х томах. – Т. 1. – 204 с.

ISBN 5–94797–061–9

В сборнике представлены труды Совещания, проводимого в рамках Интеграционной Программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основные задачи Совещания:

1. Научные отчеты (доклады) конвинеров и основных исполнителей Программы о результатах работ этапа 2004 года.
2. Определение приоритетов исследований на 2005 год, а также на период 2004–2010 гг., исходя из тематики проблемных докладов участников программы.
3. Проведение Круглых столов по актуальным направлениям развития наук о Земле и новых технологий (изотопное датирование, ГИС).
4. Разработка долговременной стратегии интеграционных исследований РАН – СО РАН в Центрально-Азиатском регионе.

Материалы содержат новые данные о процессах эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса на различных этапах его существования.

Председатель Оргкомитета совещания
член-корреспондент РАН Е.В. Скляров (ответственный редактор)

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

Материалы публикуются в авторской редакции

На обложке
Схема основных тектонических структур Центральной Азии (по Li et al., 2003)

ISBN 5–94797–061–9
© Институт земной коры СО РАН, 2004

СОДЕРЖАНИЕ

Агафонов Б.П., Акулов Н.И.
ПОГРЕБЕНИЕ СТОЯНОК ПЕРВОБЫТНОГО ЧЕЛОВЕКА НА БЕРЕГАХ КРУПНЫХ ВОДОЕМОВ ВОСХОДЯЩИМИ ЛИТОПОТОКАМИ *8*

Азимов П.Я., Козаков И.К.
УСЛОВИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ТУВЫ И МОНГОЛИИ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС) *11*

Азимов П.Я., Козаков И.К.
КИАНИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В МОРЕНСКОМ КОМПЛЕКСЕ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ): РЕЛИКТЫ НИЗКОГРАДИЕНТНОГО МЕТАМОРФИЗМА *14*

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Антипин В.С., Савина Е.А.
ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫЙ МАГМАТИЗМ – ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР КОЛЛАПСА КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ *17*

Антипин В.С., Митичкин М.А., Одгэрэл Д.
ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ-МЕЗОЗОЕ (ПРИБАЙКАЛЬЕ – МОНГОЛИЯ) *20*

Артемьев А.А., Мордвинова В.В., Клыкова В.Д., Гао С.С., Дешамп А.
3D МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ НА ЮГЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ОБМЕННЫМ PS-ВОЛНАМ *23*

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П.
К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТНЫХ СООТНОШЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА СЛЮДЯНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ *27*

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К.
К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В ПАЛЕОАЗИАТСКОМ ОКЕАНЕ *30*

Беляев С.Ю., Башарин А.К.
ГЛАВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ГРАНИЦЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ *34*

Беляев С.Ю., Хамхоева Т.М.
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КРУПНЫХ И ГИГАНТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ *38*

Благовидов В.В.
ПРИРОДА КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИСАЯНЬЯ *40*

Борисенко А.С., Оболенский А.А., Говердовский В.А., Пономарчук В.А.
ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ЮГО-ВОСТОКА АЛТАЯ *43*

Борисенко А.С., Оболенский А.А., Говердовский В.А., Пономарчук В.А., Павлова Г.Г., Наумов Е.А.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТНОЙ И РТУТЬСОДЕРЖАЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ *47*

Бородина Е.В., Изох А.Э.
СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА И МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА МАЖАЛЫКСКОГО РАССЛОЕННОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА *50*

Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И., Миронов В.А.
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ФУНДАМЕНТЕ ЕРАВНИНСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ТЕРРЕЙНА *54*

Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И.
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖИДЫ И ЦАКИРКИ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ДАРХИНТУЙ (ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА КАЛЕДОНИД БУРЯТИИ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ *56*

Верниковская А.Е., Верниковский В.А.
РОЛЬ АНОРОГЕННОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА *61*

Вилор Н.В., Кажарская М.Г., Чупарина Е.В., Коткин В.В., Баранов В.А.
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В РАННИХ КАЛЕДОНИДАХ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ *64*

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Федоровский В.С., Хлестов В.В., Волкова Н.И., Владимиров В.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Сергеев С.А., Матуков Д.А.
СТРЕСС-ГРАНИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ *67*

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.
РАННИЕ КАЛЕДОНИДЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА (НА ПРИМЕРЕ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) *72*

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Травин А.В., Юдин Д.С.
ГЕОХИМИЯ И ^{39}Ar-^{40}Ar ВОЗРАСТ ВКЛЮЧЕНИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ *76*

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А.
СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ РАЗВИТИЯ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ *80*

Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р.
МАТЕРИАЛЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗОНЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ РАЗРЫВОВ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) *83*

Гелетий Н.К., Анисимова С.А., Кузнецов А.Б.
ДОАМАЛЬГАМАЦИОННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА *87*

Глебовицкий В.А., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Анисимова И.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.
ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ И МИКРОКОНТИНЕНТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ *89*

Гордиенко И.В.
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОЗОИД ДЖИДИНСКОЙ И УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА *92*

Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.
СОСТАВ, Pb-U ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА *95*

Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Медведев А.Я., Томуртогоо О.
АДАЦАГСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (СЕВЕРНОЕ ГОБИ, МОНГОЛИЯ) – ФРАГМЕНТ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ *98*

Горюнов Н.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В.
БАЙКАЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС И ЗАПАДНАЯ ГРАНИЦА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ *101*

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б.
МИКРОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ГОРНОГО АЛТАЯ *105*

Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К.
ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРИ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ *109*

Дистанов Э.Г., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Сотников В.И., Гаськов И.В., Федосеев Г.С.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ГЛАВНЫХ ТИПОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ *113*

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д., Туркина О.М.
МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛЫГДЖЕРСКОЙ СВИТЫ САЯНСКОЙ СЕРИИ ДЕРБИНСКОГО БЛОКА: СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА *117*

Дриль С.И., Казимировский М.Э., Елизарова М.В.
РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРОИДОВ КРУЧИНИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ *121*

Дриль С.И., Мартынов Ю.А., Рычагов С.Н., Голубева Е.Д.
ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (о-в ПАРАМУШИР) *123*

Дриль С.И., Медведев А. Я., Альмухамедов А.И., Сандимирова Г.П., Елизарова М.В., Ронкин Ю.Л.
Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПЕРМОТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ *126*

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Сенников Н.В., Беляев С.Ю.
СООТНОШЕНИЕ В ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ СТРУКТУР СИБИРСКОГО И КАЗАХСТАНСКОГО КОНТИНЕНТОВ С КОЛЛАЖЕМ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА ... *129*

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.
ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ *132*

Зыкин В.С.
МОРСКОЙ МЕЛ ГОРНОГО АЛТАЯ: СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ *134*

Изох А.Э.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ОЦЕНКИ СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ГАББРОИДОВ ЦАСП *137*

Изох А.Э., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Толстых Н.Д., Слуцкер Е.М.
ОРДОВИКСКИЙ КУЗНЕЦКО-АЛАТАУСКО-АЛТАЙСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС (Алтае-Саянская складчатая область – Западная Монголия) *141*

Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А.
ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА – ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКОГО МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА *143*

Имаев В.С., Буслов М.Г., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Татьков Г.И.
СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН *145*

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.Э., Гордиенко И.В., Кунгурцев Л.В.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО МЕЗОЗОЙСКИМ КОМПЛЕКСАМ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА *151*

Ким В.В., Чамов С.Н.
СООТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА И МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА (ЧЕРНОРУДСКАЯ ЗОНА ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ) *155*

Киселев А.И., Егоров К.Н.
ГЕОДИНАМИКА И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО И БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ *157*

Клец А.Г.
ГЛАВНЕЙШИЕ БИОТИЧЕСКИЕ/АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ФИКСИРУЕМЫЕ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ АНГАРИДЫ *161*

Клец А.Г., Конторович В.А., Беляев С.Ю., Белова Е.В., Золотова О.В., Изох Н.Г., Иванов И.А., Каныгин А.В., Каштанов В.А., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Моисеев С.А., Рыжкова С.В., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Филиппов Ю.Ф., Фомин А.Н.
СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ СО СНЯТЫМИ ПОСЛЕТРИАСОВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ МАСШТАБА 1:1000000 (предварительная версия – рабочий макет) *164*

Ключевский А.В., Демьянович В.М.
ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ *165*

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.
ИСТОЧНИКИ, ВЕДУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ *168*

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н.
КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА *171*

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М.
ГЕОХРОНОЛОГИЯ БИМОДАЛЬНОГО И ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА PZ_3-MZ_1 РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ *175*

Коломиец В.Л., Резанов И.Н., Савинова В.В.
ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА *177*

Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С.
СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ФАЗАМИ ПОРОД БИРХИНСКОГО МАССИВА *180*

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Федоровский В.С.
БЕРЕГОВЫЕ СКАЛЫ ОСТРОВА ОЛЬХОН: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЛЬДУ БАЙКАЛА *183*

Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Литасов Ю.Д.
СУБЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕНЕЗИС *189*

Крылов Д.П., Козаков И.К.
ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ СОСТАВА ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА *192*

Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В.
СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ ЛАВОВЫХ «РЕК» ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ) *194*

Кузьмичев А.Б., Скляров Е.В., Постников А.А.
ОКИНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА – НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНАЛОГ ПОЯСА ШИМАНТО, ЯПОНИЯ *196*

Куйбида М.Л., Хромых С.В., Мороз Е.Н.
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СИНИНВЕРСИОННЫХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА *199*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ *203*

ПОГРЕБЕНИЕ СТОЯНОК ПЕРВОБЫТНОГО ЧЕЛОВЕКА НА БЕРЕГАХ КРУПНЫХ ВОДОЕМОВ ВОСХОДЯЩИМИ ЛИТОПОТОКАМИ

Б.П. Агафонов, Н.И. Акулов
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, filinov@crust.irk.ru

Погребенные стоянки человека, всегда стремившегося поселиться вблизи океанов, морей, крупных озер, – широко распространенное, глобальное явление. Значительный интерес представляет то, что часть этих погребений вызвана не нисходящими, а восходящими литопотоками, направленными вверх по склонам, из водоемов на сушу. Происходит это обычно на участках интенсивного проявления мощных локальных литодинамических круговоротов, которые формируются при особом сочетании природных условий [1]. Такие потоки и занесенные ими стоянки древнего и современного человека в последние годы исследуются нами на Байкале. Летом 2004 г. при изучении стратиграфии кайнозойских отложений была обнаружена стоянка первобытного человека, занесенная восходящим песчаным потоком в районе северо-восточной части Сарайского залива на острове Ольхон в 2,2 км к юго-западу от пос. Харанцы и в 3 км к северо-востоку от пос. Хужир. Здесь, в северо-восточной части стенки оползневого цирка, где выявлен культурный слой, расчисткой вскрыты (снизу):

1. Кора выветривания, развитая на докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах, рыхлая, охристая, каолинит-галлуазитовая. В охристой каолинит-галлуазитовой зоне тонкодисперсные глины состоят из окислов железа, каолинита и галлуазита. Жилы и прожилки пегматитов замещены каолинитом, частично с псевдоморфозами его по биотиту. . . . . более 2 м.

2. Глина темно-коричневая, вязкая, массивная (харанцинская свита). Она залегает с размывом на маломощной (до 0,2 м) переотложенной коре выветривания. В основании отмечены линзы (до 2 см толщиной) кварцевых песков . . . . . 3,5 м.

3. Песчано-глыбовые отложения ржаво-желтого цвета. Пески разнозернистые, с присутствием глинистых частиц и с отчетливой горизонтальной слоистостью (нюрганская свита). Многочисленная дресва и щебень, а также отдельные глыбы (до 32 см) представлены пегматитами и слабо выветрелыми гнейсами. В основании встречен маломощный (0,02 м) прослой из темно-серого крупнозернистого песка с древесным углисто-сажистым материалом в виде отдельных небольших вкраплений до 1 см в диаметре . . . . . 3 м.

4. Пески серые массивные, с редкими черными включениями частиц (до 1 см) древесного угля. . . . . 1,6 м.

5. Пески темно-коричневые, с присутствием древесной золы черного цвета (зольный горизонт 1). . . . . 0,1 м.

6. Пески светло-серые полимиктовые, мелкозернистые массивные, с присутствием отдельных гнезд черной древесной золы, расположенных весьма неравномерно, и отдельных валунов и гальки. В них погребены орудия труда, каменные и керамические изделия первобытного человека. . . . . 0,75 м.

7. Угли древесные, сажистые (активированные) – зольный горизонт 2. Под ним залегает прослой белых кварцевых песков (до 0,3 см). . . . . 0,03 м.

8. Пески мелкозернистые желтовато-серые, с присутствием фрагментов золы в виде древесного угля (активированный уголь) размером до 3 см, мелкие включения которой создают едва заметную слоистость. . . . . .1 м.

9. Пески мелко- и тонкозернистые светло-серые, массивные, с проявлением едва заметной горизонтальной слоистости, подчеркивающейся мелкими черными включениями древесной золы. В основании простирается черный маломощный (около 1 см) слоек, состоящий из золы древесного угля (горизонт 3). . . . . .3,6 м.

10. Почвенно-растительный слой. . . . . 0,05 м.

Суммарная мощность вскрытой части разреза . . . . . .15,63 м.

Для выявления условий формирования песчаного пласта № 6 (где вначале были обнаружены экзотические плоские валуны и гальки) произвели его зачистку по простиранию вдоль борта оползневого цирка. Это позволило обнаружить в этом пласте обломки керамики, изделий из камня, а также фрагменты костей ископаемых животных. Культурные остатки залегают на одной субгоризонтальной плоскости. В пределах зачистки обломки керамических изделий и кремневые орудия труда находятся в эоловом песке, in siti. Они перекрыты относительно мощным (4,7 м) пластом эоловых песков, закрепленных сверху корневой системой сосен и лиственниц. В местах, где данные пески вскрыты оползневыми процессами, они "активизировались" и вновь стали переноситься ветрами за бровку оползневой стенки срыва, образуя там современные дюны и валы.

В зачистке (около 1 м по ширине и 10 м по простиранию) видно, что культурные остатки сосредоточены в ограниченных пределах (около 5 м по простиранию). Скопление их перекрыто сверху маломощным слоем (3 см) древесного черного угля, который в основном превращен в спресованную сажистую массу. Из каменных орудий здесь обнаружены скребки, нуклеусы, наконечники стрел, остроконечники, точильные камни из темно-серого глинистого сланца (филлит) и корундовой поверхности гнейсов, резцы, пластины и фрагменты каменного ожерелья. Орудия труда – ручное рубило, подобное аббевильскому, остроконечники, скребла, резаки, резцовые пластины, как и многочисленные наконечники стрел изготовлены из кварцита, кварца и халцедона. Изделия из халцедона доминируют и представлены следующими его разновидностями: плазма, агат и хризопраз. Отдельные пластины изготовлены из яшмы, горного хрусталя и молочно-белого кварца. Следует подчеркнуть, что найденное большое количество отщепов (63 штуки) представлены исключительно халцедоном. Обнаруженные округлые комочки охры размером до 1,5 см, вероятно, служили для окрашивания к торжественным церемониям. Фрагментов керамических сосудов на поселении найдено много. Можно выделить три типа сосудов с различной орнаментацией. К первому типу относится наиболее многочисленная группа фрагментов (73 штуки), украшенная лишь вблизи горловины сосуда вдавливанием костью или деревянной палочкой. Это был темно-серый сосуд диаметром в горловине около 15 см и около 24 см – в центральной части, объемом 4–5 литров. Второй тип фрагментов сосудов украшен параллельными рядами вмятин, выполненными вдавливанием с отступом. Это фрагменты кирпично-красного сосуда, изготовленного из глин харанцинской свиты. Обломки керамики третьего типа принадлежали желто-белому сосуду, на поверхности которого слабо проявлены ромбические отпечатки плетеного шнура. По всей видимости, для изготовления таких сосудов использовалась местная каолинитовая кора выветривания.

Известно, что около двенадцати тысячелетий назад, на границе плейстоцена и голоцена произошли резкие изменения природных условий на обширных пространствах Центральной Азии. Закончился последний этап ледникового периода и на смену своеобразного животного мира плейстоцена (мамонтовая фауна) пришли аналоги современных биологических видов. Произошла смена растительности. Пространства тундры и арктических степей сменились вначале лесостепями, а затем лесами. Перемена климата с арктического на умеренный потребовала изменения сложившегося уклада полуоседлых охотников на мамонтов и явилась мощным толчком к поискам новых форм жизни, к энергичному творчеству в создании новой культуры. Человеку понадобилось изобрести лук и стрелы, познать тайны гончарного искусства по изготовлению керамических изделий в виде емкостей для воды и продуктов питания (прототипов современных глиняных горшков) – основных элементов неолитической культуры [2]. Найденные нами предметы культуры древнего человека, по всей видимости, относятся к раннему неолиту.

Реконструкция условий накопления закрепленных лесной растительностью песков в Сарайском заливе свидетельствует о том, что во время формирования нюрганской свиты резко активизировались неотектонические подвижки. Резко усилились экзогенные процессы, что привело к формированию отложений нюрганской свиты и оползней. Возникновению первых оползневых цирков способствовало и увлажнение климата. Вероятно, к

этому времени приурочено возникновение пролива Малого Моря, воды которого стали интенсивно размывать берег в районе Сарайского залива. Образовались первые обширные пляжи, состоящие из хорошо отсортированного песка. Водоем был сравнительно мелководным, что благоприятствовало формированию широкого пляжа. Сильные северо-западные ветры подхватывали высушенный на пляже песчаный материал и выносили его дальше на побережье, перекрывая им отложения нюрганской свиты. Первобытные люди поселились на эоловых песках, когда мощность их достигла 1,7 м. К настоящему времени часть стоянки оползла. Оставшийся фрагмент стоянки располагался на удалении более 200 м от береговой линии. К настоящему времени Малое Море приблизилось к стоянке за счет оползания и абразии берегов почти на 100 м. Стоянок первобытного человека, погребенных восходящими, "антигравитационными" литопотоками, немного, по сравнению с их аналогами, занесенными гравитационными процессами – деллювиальным смывом, селями, паводками, оползнями, обвалами, сплывами, солифлюкционными потоками. Так, из общего числа известных стоянок древнего человека на острове Ольхон [3], равного 41, к засыпанным восходящими потоками песка можно уверенно отнести около 10: Елга I, Хужир, Обоним, Сарайская I, Лиственная губа, Харанса VI, Харанса VII, Харалдай, Будун VI, Нюрган I. Часть этих стоянок продолжает находиться в погребенном состоянии, другие обнажились современной дефляцией, третьи находились в зоне преобладающего транзита песка, были слегка присыпаны им и практически всегда оставались вблизи дневной поверхности.

Восходящие песчаные потоки перекрыли и сохранили стоянки первобытного человека до наших дней от уничтожения эрозионными процессами. Интересно, что в отличие от нисходящих процессов, восходящие литопотоки вокруг крупных озер, морей и океанов способны засыпать и длительно сохранять от разрушения ценнейшие памятники древней культуры, палеонтологические и палинологические остатки на крутых склонах возвышенностей и водораздельных пространствах.

Немаловажное методологическое и практическое значение имеет изучение "антигравитационных" процессов, направленных вверх по склонам и далее на водоразделы, в связи с поисками полезных ископаемых. На территориях проявления этих потоков вещества существенно нарушаются известные закономерности эволюции склонов. По сложившимся представлениям, склоны, отступая параллельно самим себе или выполаживаясь, срезаются денудацией по всей поверхности, что ставило под сомнение возможность сохранения на них древних элементов рельефа, кор выветривания, палеоотложений других генетических типов и связанных с ними полезных ископаемых. При поступлении в обилии на склоны песчаного и пылевого материала с воздушными потоками вытекают совсем иные следствия. Главное из них то, что на склонах, вверх по которым перемещается эоловый материал или интенсивно выпадают на них твердые частицы из воздуха, неминуемо возникают перерывы в денудационном срезании поверхности. На таких склонах наблюдается и обратный процесс – прерывистая аккумуляция, т. е. превалирует накопление рыхлого вещества, прерываемое периодами сноса. В этом случае еще в большей мере увеличивается возможность сохранения на склонах древних отложений и перспективность поисков связанных с ними полезных ископаемых.

С позиции прерывистости денудационного и аккумулятивного процессов на склонах несколько в ином свете представляются пути и возможности поисков на них коренных месторождений полезных ископаемых. По утвердившимся в поисковой геологии представлениям [4; 5; и др.], весь рыхлый покров довольно интенсивно перемещается по склонам и рудные тела должны давать четко выраженные механические ореолы и потоки рассеяния. Однако в условиях длительного перерыва в денудации и тем более – прерывистой аккумуляции рудные тела не везде могут четко проявляться в механических ореолах рассеяния, поскольку продукты выветривания коренного источника полезного ископаемого не всегда вовлекаются в смещение, так как они перекрыты рыхлым покровом.

Таким образом, в районах проявления "антигравитационных" потоков вещества на склонах отсутствие или слабо заметная выраженность ореолов рассеяния не всегда является признаком неперспективности данной территории для поисков полезных ископаемых. Все это должно быть учтено при поисковых работах в прибрежных зонах крупных палеоводоемов, а также при решении тафономических проблем – расшифровке механизмов захоронения и длительной сохранности палеонтологических остатков и предметов культуры первобытного человека.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) и по проекту РФФИ (02-05-65244).

[1] Агафонов Б.П. Малые литодинамические круговороты на границе водоем- суша // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. – 2003. – С. 14-17.

[2] Окладников А.П. Археология Северной, Центральной и Восточной Азии. – Новосибирск: Наука, 2003. – 666 с.

[3] Горюнова О.И., Свинин В.В. Ольхонский район. Остров Ольхон. – Иркутск: "Арком", 1995. – Ч. 1. – 140 с.

[4] Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. – М.: Изд-во АН СССР. – 1956. – 471 с.

[5] Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. – Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР. – 1969. – 226 с.

УСЛОВИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ТУВЫ И МОНГОЛИИ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

П.Я. Азимов, И.К. Козаков
Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
az@pa1400.spb.edu

Среди неметаморфизованных пород Центрально-Азиатского пояса проявлены выходы метаморфических пород средних и высоких ступеней метаморфизма. Ранее считалось, что эти породы представляют собой выступы докембрийского фундамента. В последнее время было доказано, что эти метаморфические комплексы также принадлежат Центрально-Азиатскому складчатому поясу, а их возраст изменяется от вендского раннемезозойского [1]. Исключением является Байдарикский блок, раннедокембрийский возраст которого подтвержден U-Pb методом по цирконам [2]. В большинстве метаморфических комплексов Тувы и Монголии отмечаются структурные и петрологические признаки полиметаморфизма (реликтовые структуры и минеральные парагенезисы) [3].

Во многих комплексах метаморфизм достигал гранулитовой фации. В большинстве случаев гранулиты отмечаются в виде реликтов среди диафторированных пород более низкого уровня метаморфизма. В настоящем докладе представлены некоторые результаты изучения условий их формирования. Приводимые значения температур и давлений получены по программы TWQ 2.02b [4] с базой данных Бермана и Арановича [5].

В каледонских метаморфических комплексах гранулиты установлены в породах Тувино-Монгольского массива (Сангиленское нагорье и северный склон хр. Хан-Ху-Хей), Озерной зоны (хр. Дариби) и в северо-восточном Прихубсугулье (рис. 1). В герцинских комплексах реликты гранулитов установлены в Цогтском блоке Гобийского Алтая (рис. 2).

В породах западной части нагорья Сангилен проявлены два метаморфических события. Первое из них имеет возраст 536 Ма [6], а его условия менялись от низкотемператур-

ной амфиболитовой фации (парагенезис St+Ky+Grt) до границы амфиболитовой и гранулитовой фаций (парагезис Or+Ky в мезосоме и лейкосоме мигматитов [7] проявлен в верховьях р. Морен). На ранний метаморфизм накладывается высокоградиентный метаморфизм с возрастом 497–494 Ма [6]. Этот метаморфизм в основном проявился в условиях амфиболитовой фации низких давлений (ассоциации Crd+Grt+Sil, Crd+Grt+And, St+Grt+And), но в породах амфиболитовой фации отмечаются в разной степени диафторированные реликты пород (будины) с ассоциациями Opx+Crd+Grt, Crd+Grt+Sil+Spl, Opx+Cpx+Pl и т. д. Для этих гранулитов установлены температуры 800-850°С при давлениях около 5 кбар (предварительные оценки). В нижнем течении р. Эрзин среди пород амфиболитовой фации с реликтами гранулитов известна Нижнеэрзинская тектоническая пластина, сложеная гранулитами с ассоциациями Pl+Cpx+Opx, Pl+Cpx+Opx+Qtz, Pl+Qtz+Opx+Grt±Hbl. В ортопироксенах отмечаются структуры распада (ламели клинопироксенов). Для двупироксеновых гранулитов установлены температуры 900–950°С, а давления, по предварительным оценкам, не превышают 5–6 кбар. В гранулитах Нижнеэрзинской пластины отмечается роговообманковый диафторез.

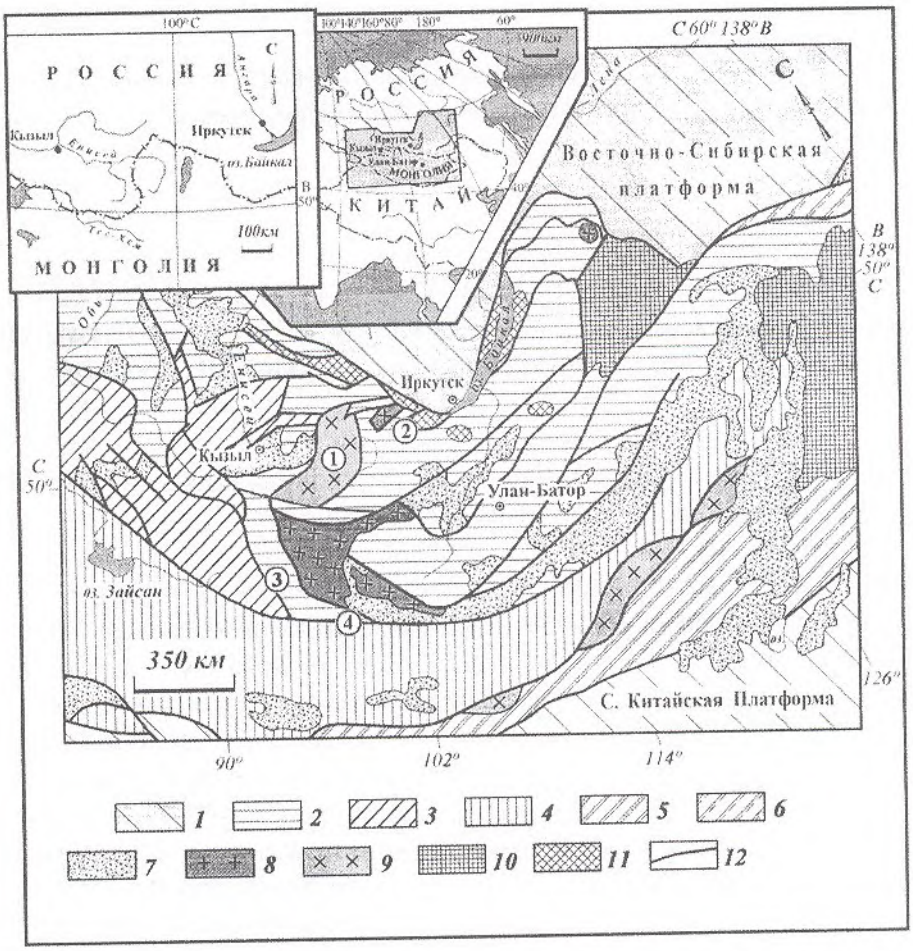


Рис. 1. Гранулиты в метаморфических комплексах Тувы и Монголии.

1 – древние платформы; 2–6: складчатые пояса (2 – неопротерозойские- раннепалеозойские, 3 – среднепалеозойские, 4 – позднепалеозойские, 5 – раннемезозойские, 6 – позднемезозойские); 7 – фанерозойские вулканические пояса; 8–10: микроконтиненты (8 – с раннедокембрийским фундаментом, 9 – с рифейским фундаментом, 10 – с нерасчлененныс фундаментом); 11 – метаморфические комплексы в каледонидах; 12 – тектонические границы. Цифрами в кружках обозначены проявления гранулитов: (1) – Тувино-Монгольского массива, (2) – Прихубсугулья, (3) – Озерной зоны (хр. Дариби), (4) – Гобийского Алтая.

На северном склоне хр. Хан-Ху-Хей *P-T* условия, отвечающие гранулитовому метаморфизму умеренных давлений (720–750°С, 5–5.5 кбар), получены для будин известково-

силикатных пород с парагенезисом An_{90-95}+Cpx+Grt+Hbl+Qtz, которые встречаются среди мигматизированных гнейсов эрзинского комплекса, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений.

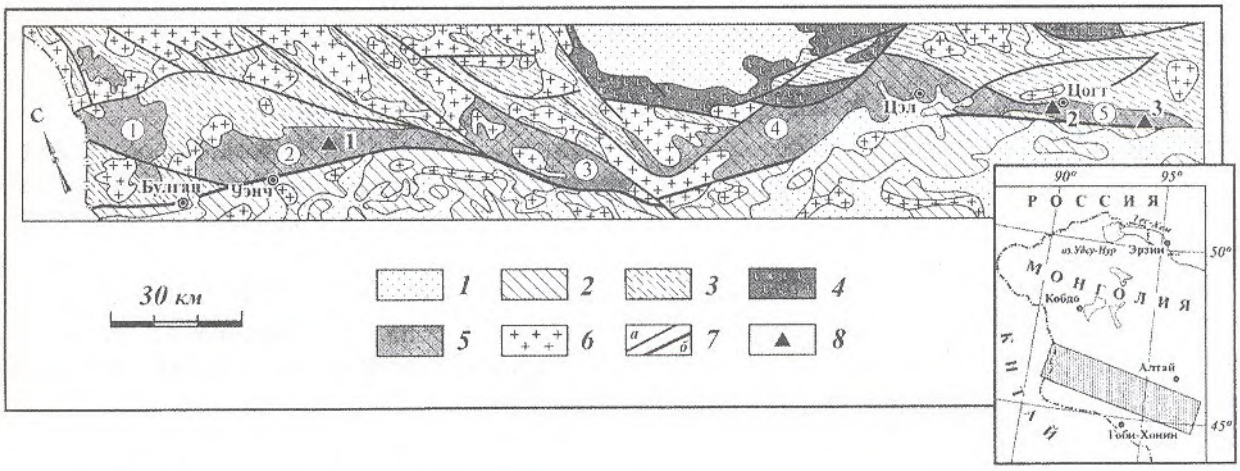


Рис. 2. Гранулиты Гобийского Алтая.

1 – мезо-кайнозойские наложенные впадины; 2 – герциниды Южно-Монгольской зоны; 3–4 – каледониды (3 – поздние, 4 – ранние); 5 – полиметаморфические комплексы; 6 – массивы гранитоидов среднего-позднего палеозоя; 7 – разломы и тектонические границы (а), зона Булганского и Заалтайского разломов (б); 8 – точки геохронологического опробования (1, 2 – синметаморфических гранитоидов по [10], 3 – гранулитов). Цифры в кружках – блоки: (1) – Булганский, (2) – Бодончинский, (3) – Барлагинский, (4) – Цэлский, (5) – Цогтский.

В Озерной зоне каледонид (Западная Монголия) гранулитовый метаморфизм с возрастом 510 Ма [8] проявлен в хр. Дариби. Будины гранулитов встречаются мигматизированных Grt-Crd-Sil гнейсах, метаморфизованных в высокотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений. Параметры гранулитового метаморфизма (700°С и 5.7 кбар) определены по ассоциации Pl+Qtz+Opx+Grt+Bt±бурая Hbl методом пересечения линий моновариантных равновесий (TWEEQU). Второй этап метаморфизма, проявившийся в породах хр.Дариби в раннем ордовике (490±3.5 Ма), отвечал высокотемпературной амфиболитовой фации и достигал уровня ультраметаморфизма, но гранулиты, связанные с этим метаморфическим событием, неизвестны.

В Прихубсугулье среди пород высоктемпературной амфиболитовой фации (биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы) также известны будины гранулиты умеренных давлений, предположительно близкого возраста. Согласно [9], метаморфизм достигал здесь 750–800°С и 6–7 кбар. Однако появление ассоциации Opx+Kfs+Crd±Spl указывает на более высокие температуры метаморфизма

Цогтский блок Гобийского Алтая сложен породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений (парагенезисы Bt+Grt+Cld, Bt+St+Grt, Bt+Ky+St, Hbl+Pl+Grt). Возраст этого метаморфизма 358 Ма [10]. Иногда здесь наблюдаются ранние структуры, в которых зажаты реликты Grt-Bt и Crd-Sil-Grt-Bt мигматизированных гнейсов. Среди этих гнейсов отмечаются плотные будины гранулитов основного и среднего состава (Pl+Opx+Bt±Qtz, Pl+Opx+Cpx+Bt+бурая Hbl±Qtz). Для этих гранулитов методом TWEEQU получены условия их формирования: 870°С и 5.7 кбар, что отвечает гранулитовой фации умеренных давлений. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 384 Ма [11]. Гранулиты подвергаются диафторезу в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений, что проявляется в развитии по ним ассоциации темно-зеленой роговой обманки и граната.

В метаморфических комплексах индосинийского (раннемезозойского) возраста, развитых в Юго-Восточной Монголии, гранулиты не установлены.

Таким образом, во всех изученых комплексах, кроме Нижнеэрзинской тектониче-

ской пластины на Западном Сангилене (Тувино-Монгольский массив), гранулитовый метаморфизм известен в виде реликтов среди пород амфиболитовой фации. Сохранность этих реликтов определяется структурной позицией (реликты ранних тектонических структур) и характером породы (реликтовые ассоциации характерны для плотных мелкозернистых будин, очевидно, наименее проницаемых для водных флюидов; диафторез в таких будинах начинается с краю). Позднейшие метаморфические процессы привели к почти полному уничтожению парагенезисов, отвечающих пиковым значениям.

Другой общей особенностью изученных гранулитов является их формирование в условиях низких или умеренных давлений. К настоящему времени нигде среди метаморфических комплексов Тувы и Монголии не установлены гранулиты повышенных и высоких давлений.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № № 02-05-64208 и 02-05-64803, грантами Минпромнауки РФ МК-999.2003.05 и НШ-615.2003.5, программой BRHE (грант Y1-G-15-04), Фондом содействия отечественной науке и Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8.

[1] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. – СПб.: ИГГД РАН. 1997. – С. 45.
[2] Котов А.Б., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. // Петрология. – 1995. – Т. 3 – № 6 – С. 622-631.
[3] Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука. 1986. – 144 с.
[4] Berman R.G. // Can. Mineral. – 1991 – v. 29 – No. 4 – P.833-855.
[5] Berman R.G., Aranovich L.Ya. // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996 – v. 126 – No. 1-2 – P. 1-24.
[6] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22-43.
[7] Азимов П.Я., Козаков И.К. // Настоящий сборник.
[8] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 80-92.
[9] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш.И.Г. // Докл. РАН. – 1999. – Т. 367. – № 4 – С. 517-521.
[10] Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.М. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. – 1992. – № 2. – С. 104-112.
[11] Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В. и др. // Докл. РАН. – 2002. – Т. 386. – № 1 – С. 82-87.

КИАНИТ-ОРТОКЛАЗОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В МОРЕНСКОМ КОМПЛЕКСЕ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ): РЕЛИКТЫ НИЗКОГРАДИЕНТНОГО МЕТАМОРФИЗМА

П.Я. Азимов, И.К. Козаков
Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
az@pa1400.spb.edu

Ключевой метод изучения полиметаморфических комплексов – выявление в них реликтовых парагенезисов. Полиметаморфизм ярко проявлен в метаморфических комплексах Западного Сангилена [1], на примере которого можно проследить эволюцию пород и их парагенезисов в условиях наложенного метаморфизма и сопровождающих его деформаций. Сангилен является частью фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента, имеющего раннекаледонский возраст [1] и в свою очередь являющегося частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Метаморфические комплексы Западного Сангилена выдвинуты на поверхность по системе более молодых надвигов, маркируемых интрузивными телами гранитоидов и щелочных пород. По вещественному составу и особенностям структуры метаморфические породы Западного Сангилена подразделяются на эрзин-

ский, моренский и нарынский комплексы (рис. 1). В метаморфических комплексах устанавливается высокоградиентный (андалузит-силлиманитовый) тип метаморфизма, достигавшего уровня гранулитовой фации, с возрастом 497±3 Ма [1]. Однако детальные исследования выявляют в их составе реликты пород, метаморфизованных в условиях кианитового типа [2]. В большинстве случаев это реликтовые кристаллы кианита, но встречаются участки с хорошей сохранностью первичных парагенезисов и геологических структур. Чаще всего этот метаморфизм не достигал уровня анатексиса, но иногда в реликтах встречаются кианит-содержащие мигматиты. Лучше всего ранние высокотемпературные кианит-содержащие ассоциации сохранились в верховьях реки Морен вблизи вершины г. Дистеновой (2120.0 м).

Гора Дистеновая сложена мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми двуполевошпатовыми гнейсами, имеющими полосчатую текстуру. Плагиоклаз значительно преобладает над калиевым полевым шпатом. Последний в подчиненных количествах присутствует и в лейкосоме, и в меланосоме. В кианит-содержащих гнейсах кианит приурочен, главным образом, к меланократовым, существенно биотитовым, участкам, но встречается и в жилках лейкосомы мощностью около 1–2 см. Среди мигматитов наблюдаются также жилы кианит-содержащих пегматоидных гранитов. Кианит-содержащие мигматиты смяты в лежачие изоклинальные складки, которые, в свою очередь, сминают более ранние изоклинальные складки с субмеридиональной ориентировкой шарниров [2].

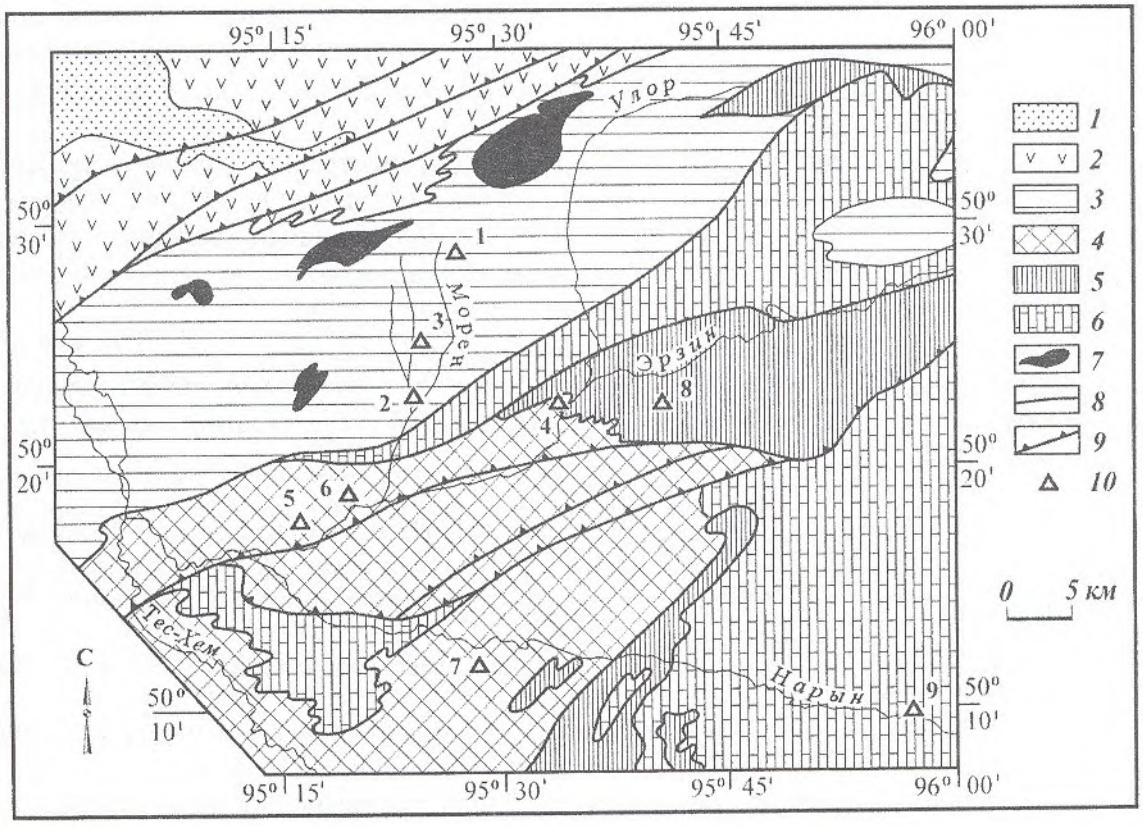


Рис. 1. Схема геологического строения Западного Сангилена.

1 – девонские отложения; 2 – офиолиты Агардаг-Эрзинской раннекаледонской зоны; 3–4 – полиметаморфические комплексы: 3 – моренский, 4 – эрзинский; 5–6 – толщи нарынского комплекса: 5 – метатерригеннные, 6 – карбонатные и терригенно-карбонатные; 7 – гипербазиты; 8 – разломы и тектонические границы; 9 – надвиги; 10 – положение точек геохронологического опробования. Проба 1 взята из пород с кианит-ортоклазовым парагенезисом (г. Дистеновая).

В кианитовых гнейсах наблюдаются многочисленные признаки диафтореза. К ним относятся, во-первых, отмечающийся в некоторых шлифах гранат-кордиерит-силлиманитовый парагенезис, отвечающий более молодому высокоградиентному метаморфизму, имеющему площадное распространение в породах Западного Сангилена. Гораздо шире в кианитовых гнейсах развита мусковитизация, которой, в первую очередь, подвержены кианит и калиевый полевой шпат. Нередко мусковит образует псевдоморфозы по кианиту. Параллельно с мусковитизацией происходит исчезновение граната. Мигматиты превращаются в двуслюдяные гнейсы и сланцы. Среди таких диафторитов также наблюдаются реликты ранних изоклинальных складок.

Возраст кианитового метаморфизма, определенный по цирконам из синметаморфических анатектических гранитоидов, составляет 536±5 Ma [1], что приблизительно отвечает границе венда и кембрия. Из сравнения значений возраста видно, что интервал между двумя метаморфическими событиями составлял всего около 40 Ma.

Ассоциация кианита и калиевого полевого шпата довольно редка [3] и указывает принадлежность метаморфизма к кианитовой фациальной серии с низким температурным градиентом. Условия кианитового метаморфизма были рассчитаны нами по программе TWQ 2.02b [4] с базой данных Бермана и Арановича [5]. Температура метаморфизма получена по гранат-биотитовым обменным реакциям и составляет 680–720°C. Давление при метаморфизме отвечало 7.5–9 кбар. Величина давления определена по GASP-барометру (Pl+Qtz+Grt+Ky). Эти *P–T* параметры соответствуют условиям существования ортоклаз-кианитового парагенезиса, более высокотемпературного, чем микроклин-кианитовый. Они подтверждаются рентгеноструктурным исследованием калиевого полевого шпата, показавшим, что в породе преобладает полевой шпат, близкий к ортоклазу, хотя микроклин также присутствует. Присутствие микроклина может быть связано с поздними регрессивными процессами.

Устойчивость парагенезиса "ортоклаз + кианит" относительно мусковита указывает, что активность воды a_{H2O} при метаморфизме не превышала 0.6 (из равновесия Bt + Ky + 2 Qtz = Grt + Or + H_2O определена a_{H2O} = 0.4–0.5). Развитие мусковита по кианиту и калиевому полевому шпату и появление микроклина указывают на понижение температуры и повышение активности воды во флюиде при диафторезе.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № № 02-05-64208 и 02-05-64803, грантами Минпромнауки РФ МК-999.2003.05 и НШ-615.2003.5, программой BRHE (грант Y1-G-15-04), Фондом содействия отечественной науке и Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8.

[1] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22-43.

[2] Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.

[3] Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). – Л.: Наука, 1990. – 248 с.

[4] Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Can. Mineral. – 1991 – v. 29 – No. 4 – P.833-855.

[5] Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996 – v. 126 – No. 1-2 – P. 1-24.

ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫЙ МАГМАТИЗМ – ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР КОЛЛАПСА КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

*И.Ю. Анникова**, *А.Г. Владимиров**, *В.С. Антипин***, *Е.А. Савина***
*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, ira99@uiggm.nsc.ru
**Иркутск, Институт геохимии СО РАН, helen@igc.irk.ru

Происхождение редкометалльных гранитов до середины 70-х годов связывалось либо с переработкой пород интрателлурическими флюидами [1], либо с метамагматической (флюидно-магматической) дифференциацией [2]. В том и другом вариантах редкометалльные граниты рассматривались как продукт преобразования гранитных магм (пород), что нашло отражение в петрографической номенклатуре (апограниты). Пересмотр взглядов произошел после работ В.И. Коваленко с соавторами [3–5], обосновавших магматическое происхождение редкометалльных гранитов и выделивших онгониты как особый класс субвулканических пород – дифференциатов «стандартной» гранитной магмы по альбитовому тренду. С начала 80-х годов, после широкого внедрения новых аналитических методов стало накапливаться все больше данных, свидетельствующих о влиянии мантийных источников на специфику состава и потенциальную рудоносность остаточных ультраредкометалльных кислых расплавов, представленных онгонитами и эльванами.

Эта проблема вышла на первый план после появления геологических и изотопно-геохронологических данных, а также выполненных на их основе геодинамических построений [6–10], которые свидетельствуют, что в ходе эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса при переходе от аккреционно-коллизионных процессов (транспрессия) к латеральному растяжению литосферы (транстесия) формируются специфические по составу и генезису магматические комплексы. К их числу можно отнести детально изученные трубки взрыва и палеовулканические постройки субщелочных базальтов, наблюдаемые в верхних уровнях земной коры [11], синплутонические и синметаморфические базит-ультрабазитовые дайки, отражающие коллапс коллизионных горно-складчатых сооружений на глубинных срезах земной коры [12, 13], а также контаминированные коровым материалом щелочно-базитовые комплексы с участием карбонатитов [14]. В качестве дополнительного петрологического индикатора предлагается рассматривать онгонит-эльвановые дайковые комплексы, отражающие инверсию геодинамического режима при переходе от процессов коллизионного сжатия к коллапсу горно-складчатых сооружений, как правило, происходящему и взаимосвязанному с появлением восходящих мантийных потоков под континентальной литосферой.

Редкометалльно-гранитный магматизм по уровню экстремального накопления редких литофильных элементов подобен кимберлитовому и карбонатитовому магматизму, но проявившемуся не в базит-ультрабазитовой, а в кремнекислой матрице. Эта аналогия, отражающая роль мантийных флюидов в петрогенезисе щелочно-ультраосновных и редкометалльно-гранитных комплексов, была недавно подмечена Ф.А. Летниковым [15], а сейчас получила прямое подтверждение при изучении онгонитов и эльванов [16, 17]. Магматическое происхождение и существенно коровый источник редкометалльных гранитов, онгонитов и эльванов не вызывает сомнений, однако, приходится констатировать, что до сих пор не разработаны надежные критерии, позволяющие оценить вклад мантийных источников в формирование редкометалльно-гранитных систем. Дело в том, что экстремальная обогащенность гранитных магм редкими элементами (Li, Rb, Cs, Ta, Nb и др.) определяется двумя факторами: эффектом фракционирования в «закрытых» камерах по альбитовому тренду [5] и (или) воздействием ювенильных потоков, изменяющих состав и флюидный режим дифференциации кремнекислых расплавов в «открытых» камерах на глубинных уровнях земной коры [16–18]. Необходима разработка «независимых» критериев, позволяющих сопоставить, пусть пока на качественном уровне, вклад мантийной и коровой составляющих в генерацию ультраредкометалльных остаточных расплавов, кото-

рые по мнению авторов доклада являются достаточно эффективным петрологическим индикатором перехода от транспрессионного к транстесионному геодинамическому режиму.

Как сейчас становится очевидным, проблема сводится к поиску изотопно-геохимических и петрологических критериев, позволяющих выделить: а) классические редкометалльно-гранитные системы, дифференциация которых в глубинных и промежуточных очагах приводит к онгонитовым расплавам (закрытые условия), б) промежуточные типы, где вклад мантийной компоненты в виде флюидной составляющей приводит к смещению состава материнских магм, и, как следствие, – к изменению трендов дифференциации редкометалльно-гранитных систем в сторону эльванового магматизма и, наконец, в) уникальные по составу системы, в которых из-за мантийно-корового взаимодействия появляются совершенно необычные по геохимическому и минеральному составу онгониты и эльваны.

В данном сообщении будут рассмотрены редкометалльно-гранитные системы с фтором (±бор), отвечающие промежуточному типу взаимодействия (на примере Южного Прибайкалья) и редкометалльно-гранитные системы с фосфором (±бор), отвечающие «экстремальному» варианту мантийно-корового взаимодействия (на примере Алтая). Выбор геологических полигонов не случаен. Роль восходящих мантийных потоков на постколлизионных этапах орогенеза здесь не вызывает сомнений, учитывая последние данные по возрасту (U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar), тектоническую позицию и специфику состава базитовых и гранитных комплексов, а также синплутонических даек – индикаторов прямого взаимодействия мантии и коры в магматических системах [9, 10, 12, 18, 19, 20]. Особое значение имеют эльваны, которые и в Южном Прибайкалье (карбон), и на Южном Алтае (триас) отражают один и тот же эпизод инверсии геодинамического режима (коллапс) в общем сценарии эволюции коллизионных орогенов. В обоих регионах эльваны являются составной частью протяженных дайковых поясов или их систем, в составе которых участвуют также дайки щелочно-базальтоидного либо монцонитоидного состава, лапмрофиры, граносиенит-порфиры, онгониты и топазиты. Отмечаются дайки сложного состава (Утулик в Прибайкалье [16]), когда в ранний монцодиорит вдоль трещины внедрился эльван, который затем был прорван онгонитом. В обоих регионах эльваны, онгониты и другие ассоциирующие с ними дайковые породы мантийного, гибридного и корового происхождения часто заполняют по простиранию и падению одни и те же системы трещин, контролирующие также проявления редкометалльной (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb) и рудной (Sn, W, Mo) минерализации. На тесную генетическую связь ультраредкометалльного магматизма и рудообразующих мантийно-коровых процессов указывают прямые геологические наблюдения в Восточно-Калгутинском дайковом поясе (Южный Алтай), где эльваны и онгониты имеют внутрирудный характер [17].

Обращаясь к петрогеохимической характеристике онгонит-эльванового магматизма, проявленного в Южном Прибайкалье (Уругдей-Утуликский дайковый пояс), необходимо отметить, что на диаграмме «Qtz-Ab-Or» они формируют два разнонаправленных тренда, один из которых отражает фракционирование с накоплением Li, F и Na в остаточных кремнекислых расплавах, вплоть до появления топаз- и криолитсодержащих дифференциатов (закрытая система), а второй – представляет собой специфический тренд, направленный в противоположную сторону с одновременным накоплением нормативного кварца и ортоклаза [21, 22]. По мнению ряда исследователей [16, 18], он отражает взаимодействие на глубинных уровнях земной коры в той или иной степени дифференцированных гранитных расплавов с интрателлурическими (мантийными) высококалиевыми водными флюидами, что приводит к формированию эльвановых расплавов. Таким образом, онгонит-эльвановый магматизм Уругдей-Утуликского дайкового пояса, имеющего уникальные масштабы (протяженность – около 100 км при ширине 5–6 км), может быть отнесен к промежуточному типу редкометалльно-гранитных систем, где вклад высококалиевых водных флюидов мантийного генезиса привел к формированию эльванов, но практически не отразился на онгонитах – продуктах дифференциации по альбитовому тренду.

Совершенно иная картина наблюдается в Южном Алтае (Восточно-Калгутинский дайковый пояс), где вклад мантийных флюидов, обогащенных фосфорсодержащими комплексами, оказался настолько значительным, что привел не только к появлению эльванов, но и существенному химическому и минеральному преобразованию онгонитовых расплавов, в которых вместо топаза стал кристаллизоваться апатит [18, 23]. Эти петрологические выводы были подтверждены при детальном U-Pb и Ar-Ar изотопном датировании ключевых разновидностей всей магматической колонны Калгутинского рудного поля и их Sr-Nd-Pb изотопной систематике [17].

Заключение. Онгонит-эльвановый магматизм следует рассматривать как петрологический индикатор инверсии геодинамического режима при переходе от регионального сжатия к латеральному растяжению горно-складчатых сооружений в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Однако, в отличие от уже известных магматических комплексов – индикаторов коллапса, надежность и достоверность предлагаемого критерия в существенной мере выше, поскольку он относится к «парным» петрологическим индикаторам. Сравнительный анализ онгонит-эльвановых дайковых поясов в ключевых районах Центральной Азии позволит в будущем разработать методические приемы их геокартирования, а на изотопно-геохимическом и минеральном (состав, зональность) уровнях провести независимые оценки количественного вклада мантийной компоненты в магмообразование на постколлизионном этапе эволюции горно-складчатых сооружений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 6.7.2), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № № 02-05-65288, 03-05-65099, 04-05-64389, 05-05-64381).

[1] Беус А.А. Альбитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С. 303-378.

[2] Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.

[3] Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Летников Ф.А. О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов. – Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 190. – № 2. – С. 446-449.

[4] Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 199. – № 2. – С. 430-433.

[5] Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. – М.: Наука, 1976. – 127 с.

[6] Добрецов Н.Л. Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. – 1997. – Т. 354. – № 2. – С. 220-223.

[7] Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1243-1261.

[8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3-29.

[9] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1305-1320.

[10] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321-1338.

[11] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. – 299 с.

[12] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Шадаев М.Г. // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 70-80.

[13] Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381. – № 4. – С. 522-527.

[14] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др. Геохронологические рубежи и проблема геодинамической интерпретации щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Докл. РАН, в печати.
[15] Летников Ф.А. Эндогенные флюидные системы Земли // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы науч. конф. – Иркутск, 2002. – С. 336-337.
[16] Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 9. – С. 847-857.
[17] Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2003. – 20 с.
[18] Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 7. – С. 901-916.
[19] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. – 1997. – № 4. – С. 715-729.
[20] Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, в печати.
[21] Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А. Геохимическая типизация флюорит- и топазсодержащих редкометалльных гранитов (Южное Прибайкалье) // Докл. РАН. – 1997. – Т. 357. – № 4. – С. 529-532.
[22] Савина Е.А. Геохимия и петрология флюорит-и топазсодержащих литий-фтористых гранитов (Прибайкалье): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2003. – 30 с.
[23] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. – 190 с.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ-МЕЗОЗОЕ (ПРИБАЙКАЛЬЕ – МОНГОЛИЯ)

*В.С. Антипин**, *М.А. Митичкин**, *Д. Одгэрэл***
*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, antipin@igc.irk.ru
**Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии

Одной из характерных геологических особенностей проявления внутриплитного континентального магматизма является развитие дайковых поясов, сопровождающих формирование как крупных гранитоидных плутонов, так и малых интрузий гранитного состава. Еще Ю.А. Кузнецов отмечал трудности при разделении формаций субвулканических гранитов и гранитных батолитов, так как они имеют близкие петрографические характеристики и состав пород [1]. Однако наряду с различным механизмом образования субвулканических гранитов дайковых серий и гранитоидных плутонов, геохимические данные позволяют идентифицировать некоторые их петрогенетические особенности. Ранее на примере известной редкометалльной провинции Корнуолл (Англия) уже была показана тесная пространственная и петрогенетическая связь позднепалеозойских эльванов в составе дайкового пояса и субщелочных гранитов Корнубийского батолита, где отмечена роль мантийно-корового взаимодействия при формировании этих пород [2]. Эльваны приурочены к зонам глубинных разломов и поясам даек, в составе которых известны проявления базитового, монцонитоидного и лампрофирового магматизма. Эти калиевые субвулканические породы образуются на заключительном этапе эволюции гранитоидных магматических очагов, когда роль глубинного флюида отражается на вещественных осо-

бенностях остаточных расплавов при дифференциации субщелочных гранитоидных магм, продуктом которых являются эльваны. Во многих случаях дайки эльванов и зоны рудной минерализации занимают одну и ту же систему трещин и содержат те же минералы (турмалин, касситерит и др.), а ряд исследователей отмечали тесную связь между петрогенезисом эльванов и главной стадией развития гидротермального оруденения на Корнуолле [3, 4]. Рассмотрим другие примеры развития гранитоидного магматизма в виде гранитных массивов и сопряженных с ними дайковых поясов, проявленных в южном обрамлении Сибирской платформы.

Хамар-Дабанская провинция редкометалльных литий-фтористых гранитов и онгонитов, входящих в составУругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса, находится в Южной Сибири и начала изучаться лишь в последние годы. Рассматриваемая серия пород представлена интрузиями флюорит-, топаз- и криолит-содержащих гранитов, а также дайками монцодиоритов, кварцевых монцонитов, граносиенитов, эльванов и онгонитов [5]. Уругудей-Утуликский пояс малых интрузий редкометалльных биотитовых и лейкогранитов, а также даек с преобладанием пород кислого состава в пределах хребта Хамар-Дабан протягивается на расстояние более 100 км при ширине 5–6 км и имеет возраст пород 318–321 млн лет.

Рассматриваемая интрузивно-дайковая серия расположена на юго-западной периферии позднепалеозойского ареала магматизма, в центральной части которого находится крупнейший в Азии Ангаро-Витимский батолит. Составы пород последнего варьируют от монцогранитоидов раннего этапа до преобладающих палингенных известково-щелочных гранитов главного этапа и лейкогранитов и граносиенитов субщелочного ряда, формирующихся на заключительном этапе становления батолита. Достаточно близкий позднепалеозойский возраст формирования последнего и образований интрузивно-дайковой серии в юго-западном обрамлении батолита, а также сходный характер эволюции состава пород от монцогранитоидов до лейкогранитов могут свидетельствовать о достаточно близких внутриплитных геодинамических условиях развития магматизма в данном регионе. Однако редкометалльные граниты и онгониты Прибайкалья в отличие от гранитоидов Ангаро-Витимского батолита являются продуктом глубокой дифференциации гранитной магмы, что обуславливает обогащенность их многими литофильными элементами (F, Li, Rb, Sn, Ta и др.) (табл.).

Абдар-Хошутулинский интрузивно-дайковый пояс является модельным примером развития раннемезозойского гранитоидного магматизма на территории Центральной Монголии. Он образован многофазным Хошутулинским плутоном и комагматичным с ним дайковым поясом, на западном окончании которого расположена Абдарская интрузия редкометалльных гранитов. В зонально построенном Хошутулинском массиве амфибол-биотитовые граниты ранней фазы прорываются биотитовыми гранитами поздней фазы и серией жильных тел, которая включает около 150 даек и продолжается далеко за пределами гранитного плутона в виде протяженного пояса. Среди даек встречаются граносиенит-порфиры и гранит-порфиры, а завершают формирование данной серии пород лейкограниты и амазонит-альбитовые флюорит-содержащие граниты Абдарского массива с возрастом 209–212 млн лет [6].

Абдар-Хошутулинский интрузивно-дайковый пояс залегает среди метаморфических пород мандальской серии в периферической зоне раннемезозойского ареала магматизма, центральную часть которого занимает крупный Хентей-Даурский батолит Монголо-Забайкальской магматической области. Батолит сложен породами диорит-гранодиорит-гранитного состава. Образования Абдар-Хошутулинской серии в значительной мере сложены палингенными известково-щелочными гранитоидами, наряду с которыми распространены породы субщелочного и щелочного состава, а завершают ее формирование редкометалльные литий-фтористые граниты. Формирование известково-щелочных гранитоидов Хошутулинского плутона обусловлено сложным взаимодействием процессов внедрения гранитной магмы и частичного замещения ею терригенных вмещающих пород. Маг-

матическая эволюция данной серии связана как с влиянием глубинного мантийного источника (образование субщелочных даек и интрузий щелочных сиенитов), так и с процессами внутрикамерной дифференциации гранитной магмы с образованием редкометалльных гранитов Абдарского массива и связанных с ним даек.

Таблица

Средний химический состав пород интрузивно-дайковых поясов Прибайкалья и Монголии

Компоненты	Уругудей-Утуликский пояс (Юго-западное Прибайкалье)			Абдар-Хошутулинский пояс (Центральная Монголия)		
SiO_2	72,36	74,52	69,84	66,32	72,56	76,37
TiO_2	0,07	0,06	0,04	0,64	0,37	0,05
Al_2O_3	14,59	14,54	18,04	15,41	13,97	12,23
Fe_2O_3	0,94	0,34	0,62	4,16	0,33	0,54
FeO	0,97	0,35	0,17	-	2,04	0,97
MnO	0,08	0,11	0,05	0,06	0,07	0,04
MgO	0,05	0,05	0,13	1,06	0,70	0,05
CaO	0,50	0,17	0,54	2,21	1,40	0,58
Na_2O	4,82	5,09	5,54	4,30	3,47	4,01
K_2O	4,97	3,76	2,17	4,60	4,75	4,34
P_2O_5	0,05	0,09	0,03	0,12	0,07	0,25
п.п.п.	0,61	0,50	1,43	0,30	0,36	0,64
Сумма	*100,01*	*99,58*	*98,60*	*99,18*	*100,09*	*100,07*
F	0,32	0,57	2,07	0,083	0,150	0,215
Li	295	667	714	23	60	72
Rb	450	835	510	98	260	435
Cs	11	24	7	3,5	10	14
Be	11,5	7,6	4,6	2,5	6,0	6,0
B	12	17	8,5	15	16	17
Ba	52	53	119	562	418	27
Sr	24	28	108	242	99	15
Sn	25	60	152	3,1	6,5	14,4
Pb	84	112	30	17,3	24,6	44
Zn	133	109	25	60	39	37
W	0,7	0,8	5,6	1,0	1,1	1,5
Mo	0,8	0,7	1,3	2,5	3,0	1,1
Cu	11	12,4	15	13	10	7,1
Ta	9	28	50	1,0	2,0	3,9
Nb	50	53	52	11,9	15,4	24,3
Zr	171	69	53	26,5	48	108
Hf	7,7	7,3	3,5	1,0	2,0	5,6

Примечание. 1 – флюорит-содержащие граниты; 2 – топаз-содержащие граниты; 3 – дайки онгонитов; 4 – амфибол-биотитовые граниты ранней фазы; 5 – биотитовые граниты поздней фазы; 6 – дайки гранит-порфиров.

Породообразующие компоненты и фтор приведены в вес. %, редкие элементы – в г/т.

Таким образом, рассмотренные примеры гранитоидных массивов и связанных с ними дайковых поясов указывают на их формирование как в палеозойский, так и в мезозойский этапы развития магматизма среди вмещающих метаморфических пород как докембрийского, так и каледонского возраста. Исследуемые интрузивно-дайковые серии пород образуются в периферических зонах обширных магматических ареалов, где во внутриплитной геодинамической обстановке возникают условия растяжения, благоприятные для внедрения многочисленных даек в виде отдельных поясов. Преобладающими породами данных магматических серий являются известково-щелочные гранитоиды палингенного корового происхождения, в ассоциации с которыми проявлен магматизм субщелочного и

щелочного состава, имеющий глубинный мантийный источник инициальных магм. Вполне вероятно, что под воздействием указанных мантийных магм происходит плавление корового субстрата и формирование палингенных известково-щелочных гранитоидов.

На заключительных этапах эволюции исследуемых интрузивно-дайковых гранитоидных серий формируются небольшие интрузии и субвулканические дайковые тела редкометалльных литий-фтористых гранитов и онгонитов, отличающиеся по геохимическим характеристикам от всех ранее образованных пород (см. табл.). В их образовании несомненную роль играли процессы глубокой магматической дифференциации.

Проявление интрузивно-дайковых поясов внутриплитного магматизма является важным индикатором ассоциирующего с ними редкометалльного оруденения. Классическим примером в этом отношении является известная рудоносная провинция Корнуолл (Sn, W, Cu).

Интрузивно-субвулканические породы хребта Хамар-Дабан (Прибайкалье) и Центральной Монголии также характеризуются разнообразием редкометалльной минерализации, генетически связанной с Li-F гранитами и онгонитами (Sn,W, Ta, Li).

Исследования проводятся при поддержке грантов РФФИ 02-05-65288, 03-07-90325 и Интеграционного проекта РАН 6.7.2.

[1] Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.:Недра, 1964. – 387 с.

[2] Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 9. – С. 847-857.

[3] Good A.J.J., Taylor R.T. Intrusive and pneumatolytic breccias in southwest England // Rep. Inst. Geol. Sci., 1980, № 80/2, p. 37-42.

[4] Henley S. Geochemistry and petrogeneses of elvan dykes in the Perranporth area, Cornwall // Proccedings of the Ussher Society, 1974 – 1976, v. 3, p. 136-145.

[5] Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометалльные литий – фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. – 1999. – Т. 39, № 7. – С. 141-155.

[6] Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 4. – С. 401-429.

3D МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ НА ЮГЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ОБМЕННЫМ PS-ВОЛНАМ

А.А. Артемьев[*], *В.В. Мордвинова*[*], *В.Д. Клыкова*[**], *С.С. Гао*[***], *Анна Дешамп*[****]

[*]Иркутск, Институт земной коры СО РАН, art@crust.irk.ru

[**]Иркутск, ФГУГП «Иркутскгеофизика»

[***]Манхеттен, KS 66506, США, Университет штата Канзас

[****]Ницца, Франция, Национальный центр научных исследований (UMR 6526)

Для разработки концепции геодинамического развития сложного региона, включающего Прибайкалье, Забайкалье и Монголию необходима его детальная геологическая и геофизическая изученность. В настоящее время сведения о строении Земли интенсивно пополняются различными методами структурной сейсмологии (ведущей ветви геофизики), предоставляя все новые данные для размышлений.

Трехмерные модели распределения скорости поперечных волн и скоростных аномалий получены на юге позднекайнозойской Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территориях. Исходными данными для построения моделей послужили цифровые записи временных станций 2-х телесейсмических экспериментов – российско-американского

1992 г. и французско-монгольско-российского Mobal 2003 (рис. 1). Из всей совокупности данных были отобраны записи сильных землетрясений с эпицентральных расстояний 30–80 градусов со всех возможных азимутов и обработаны по единой методике функции приемника (Receiver function P-to-S [1, 2]), позволяющей эффективно использовать вторичные поперечные волны PS в коде P-волны. Эти волны содержат наибольшую информацию о неоднородностях под регистрирующими станциями.

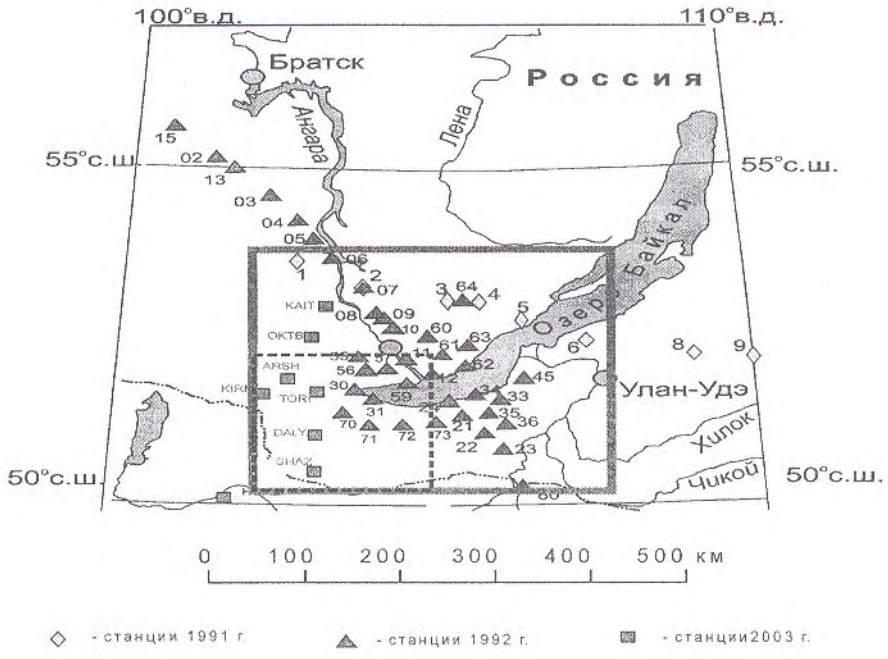


Рис. 1 Карта расположения временных цифровых станций

Для выделения полезной части волнового поля трехкомпонентные сейсмограммы проецировались на оси, соответствующие максимальному значению энергии для P- и SV-волн. Чтобы исключить эффект очага, особенности строения Земли вне структуры под станцией и влияние приборов, использовалась процедура обратной фильтрации SV-компоненты P-компонентой. Стандартизованные в результате этой операции компоненты записей землетрясений по каждой станции суммировались для подавления шума. Полученные таким образом передаточные функции коры и верхней мантии использовались для восстановления скоростных разрезов среды под наблюдающими станциями. Решение обратной задачи выполнено по программе Г.Л. Косарева [2], разработанной на основе матричного метода Томсона-Хаскелла и метода регуляризации Тихонова для некорректных задач. В качестве начального приближения был использован усредненный сейсмический разрез земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования без слоя пониженной скорости и данные о скорости под корой [3]. Вертикальный шаг на сейсмических моделях в коре был задан близким 1 км, под корой – примерно 5 км.

В результате под всеми временными станциями 1992 и 2003 гг. построены одномерные распределения скоростей поперечных волн Vs(h). Следует отметить, что ввиду различных углов, под которыми сейсмические волны приходят на станцию, полученные нами зависимости скорости от глубины относятся не непосредственно к точке под станцией, а представляют собой среднее значение для площадок, размеры которых соизмеримы с их глубиной. Довольно равномерное распределение сейсмических станций по площади с расстоянием между ними от 20 до 50 км позволяет заключить, что в объеме 300x300x75 получено трехмерное распределение скоростей. Разрешение трехмерной модели по горизонтали соответствует расстоянию между станциями и в среднем равно 30 км. Разрешение по

вертикали (с учетом сглаживания) соответствует утроенной толщине слоев модели, т. е. 3 км в коре и 15 км под корой. Обработка подстанционных распределений скорости сплайном минимальной кривизны в пакете программ Paradigm Geophysics дала возможность представить результаты в наглядном виде. Объемные изображения получены нами как для абсолютных значений скорости (рис. 2), так и для скоростных аномалий (dV/V), рассчитанных в процентах по отношению к стандартному скоростному разрезу (рис. 3).

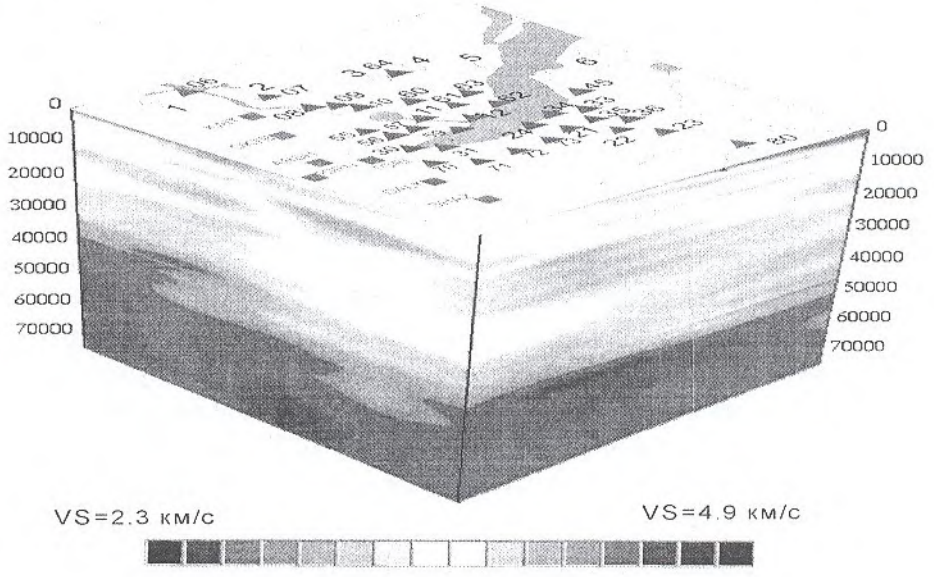


Рис. 2 3D модель в абсолютных зачениях VS

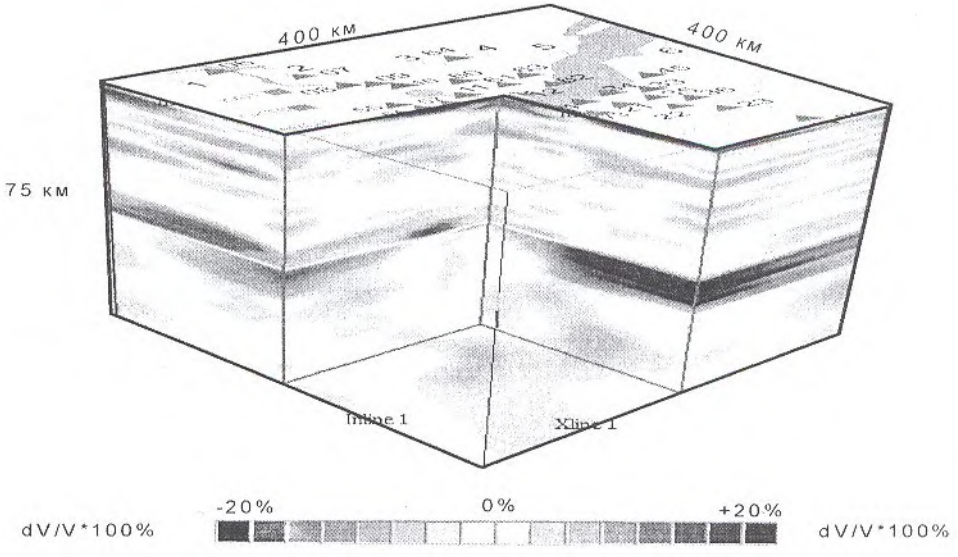


Рис.3 3D модель относительных аномалий VS

За стандартный скоростной разрез до глубины 40 км принят усредненный для рассматриваемого региона скоростной разрез коры по данным ГСЗ [3]. В интервале глубин от 40 км до 75 км в качестве стандартного разреза использована средняя модель по Земле IASP91 [4]. Изображения в виде аномалий по отношению к средней для соответствующих глубин скорости подчеркивают особенности структуры. Однако следует помнить о 40-километровой мощности коры в референтной модели и о ложных аномалиях в области реальной подошвы коры, связанных с этим. Меняя ориентировку кубов, заключающих в себе исследуемый объем, можно получить сечение структуры в любом направлении. Раз-

резы скоростей и скоростных аномалий поперечных волн на рис. 2 и 3 ориентированы по направлениям NS и WE, согласно пунктиру на рис. 1. Северо-западная и центрально-западная (направленная от центра на запад) грани вырезанного куба на рис. 2 и 3 показывают скоростную структуру краевой части Сибирской платформы в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Начиная с поверхности Земли, скорости растут не равномерно, обнаруживая слоистую структуру с явно выраженными слоями пониженной скорости. В западной части объема, начиная с глубины около 10 км, кора в целом более высокоскоростная. Аналогичные скорости в рифтовой зоне присутствуют только в нижней части коры. Подошва коры ограничивается на северо-западе глубиной 36–37 км, при этом четко проявляется контрастность коро-мантийной границы. Южнее, под Саянами и Тункинскими гольцами, подошва коры заглубляется примерно до 50 км. При приближении к Байкалу (см. центральную западную грань) глубина подошвы поднимается до 39 км. А при перемещении плоскости разрезов относительно положения на рис. 2 на 10–15 км восточнее и севернее будет фиксироваться утонение коры до 36 км (ограниченные размеры публикации не позволяют показать все выявленные особенности исследуемого объема). На центральном южном разрезе куба можно видеть переход от скоростной структуры под озером Байкал к структуре под хребтами Хамар-Дабана. Модель среды под Байкалом, по сравнению с окружающими районами, является более сложной на всех глубинах. В коре здесь нет протяженных слоев. Скорее структура представляется набором линз несколько меньшей кривизны, чем подъем подошвы коры под Байкалом. На рисунках этот подъем подчеркивается непропорциональным масштабом. Южнее низкоскоростные слои приобретают обратный (с юга на север) наклон и являются субгоризонтальными в восточном направлении.

Выделенная слоистость отражает вещественную неоднородность земной коры. Основная часть слоев пониженной скорости, как предполагается [5], соответствует зонам милонитов, связанных с древними (докайнозойскими) крупно амплитудными надвигами. Зоны милонитов в связи с ориентировкой минеральных кристаллов в направлении сдвигового течения пород (то есть в направлении надвигания) обладают сильной сейсмической анизотропией. В направлении вдоль полосчатости скорости в плотных милонитах могут быть относительно высокими. Эти же зоны могут проявляться как слои пониженной скорости в волнах, лучи которых направлены поперек полосчатости милонитов. Поэтому пологое субгоризонтальное залегание милонитов может выделяться методом функции приемника, в котором используются волны от телесейсмических событий с субвертикальными направлениями лучей. Предположение, что слои пониженной скорости маркируют древние пологие надвиги согласуются с гравиметрическими и геологическими данными.

Под корой слоистости не выявляется. Конфигурация аномалий в этом небольшом объеме мантии не противоречит гипотезе мелкомасштабной конвекции в верхах мантии [6].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты: 02-05-22005 НЦНИ_а и 04-05-64996).

[1] Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 15. P. 39-45.

[2] Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Reseiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // Geophys. J. International. 1995. V. 121. P. 191-202.

[3] Пузырев Н.Н. (ред.), 1993. Детальные сейсмические исследования литосферы на P-и S-волнах. Новосибирск: Наука, 199 с.

[4] Kennet B.L.H., Engdahl E.R. // Geoph. J. Inter. 1991. V. 105. P. 429-465.

[5] Zorin Yu.A., V.V.Mordvinova, E.Kh.Turutanov, V.G.Belichenko, A.A.Artemyev, G.L. Kosarev, S.S.Gao. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implic ation // Tectonophysics. 2002. V. 359. P. 307-327.

[6] Gao S.S., K.H.Liu, P.M. Davis, P.D, Slack, Yu.A. Zorin, V.V. Mordvinova and V.M. Kozhevnikov. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // Journal of Geophysical, 2003, vol. 108, No B4, 2194, doi: 10.1029 / 2002JB002039. P. ESE 5-12.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТНЫХ СООТНОШЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА СЛЮДЯНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

И.Г. Бараш, Е.Б. Сальникова**, Л.З. Резницкий*, А.Б. Котов**, В.П. Ковач***
*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Проблема возрастных соотношений метаморфических комплексов Южного Прибайкалья и Хамар-Дабана уже на протяжении нескольких десятилетий является дискуссионной. Во многих корреляционных схемах, особенно ранних, основным критерием оценки возраста метаморфизма служили его термодинамические параметры. Наиболее четкое выражение такой подход нашел в известных представлениях Д.С. Коржинского, противопоставлявшего алдано-слюдянский гранулитовый „катаморфный" тип метаморфизма, характерный для архея, более низкотемпературному и менее глубинному „саяно-становому" протерозойскому типу [1]. При этом гранулитовый метаморфизм Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и слюдянского комплекса ее складчатого обрамления считался одновременным.

Проведенные в 60-х гг. прошлого века среднемасштабные государственные съемки установили широкие вариации в степени метаморфизма одних и тех же толщ – от фации зеленых сланцев до амфиболитовой, и отсутствие метаморфического „скачка" между высокотемпературной амфиболитовой зоной Хамар-Дабана и гранулитами слюдянского комплекса. А.А. Шафеевым [2] была составлена карта метаморфизма, на которой в единую одноактную метаморфическую зональность были объединены слюдянские гранулиты и метаморфическая зональность Хамар-Дабана. Подчеркнем, что прогрессивные переходы в этой зональности хорошо задокументированы в ее низко-среднетемпературных частях (ЮВ–ЮЗ фланги Утуликского синклинория в центральном Хамар-Дабане) [2, 3] и позднее в Западном Хамар-Дабане (район Монд-Харадабана-Обруба) [4]. Что касается перехода между зоной высокотемпературной амфиболитовой фации Хамар-Дабана (силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация) и гранулитовым метаморфизмом слюдянского комплекса (гиперстен-кордиерит-ортоклазовая субфация), то его прогрессивный характер строго не доказан [5].

Хотя в последующем карта А.А. Шафеева не была опровергнута по принципиальным позициям, предложенная им схема отнюдь не стала общепринятой. В частности, предлагался механизм полихронного развития конформной (без „скачков") зональности [4], и многие исследователи продолжали считать слюдянский гранулитовый комплекс возрастным аналогом шарыжалгайского, т. е. более древним, чем хамардабанский [3, 6 и др.]. Серьезным основанием для существования этой точки зрения служили не только одинаковый („гранулитовый") уровень прогрессивного метаморфизма, но и весьма специфичные постгранулитовые метасоматические процессы и соответствующая, столь же специфичная, минерагения, во многом схожие в слюдянском и шарыжалгайском комплексах, при резко отличной металлогении Хамар-Дабана. В целом, если не вдаваться в детали различных стратиграфических и эволюционных схем, то применительно к рассматриваемому вопросу речь всегда шла об одной альтернативе: а) гранулитовый метаморфизм слюдянского комплекса и зональный метаморфизм хамардабанского – одновременны; б) полифациальный метаморфизм хамардабанского комплекса более молодой.

Для слюдянского комплекса к 80-м гг. была составлена структурно-возрастная шкала, включавшая разновозрастные гранитоиды – как синметаморфические, так и разные типы постметаморфических [5]. Проведенные в последнее десятилетие U-Pb геохронологические исследования этих гранитоидов позволили установить раннепалеозойский возраст гранулитового метаморфизма и оценить продолжительность его проявления [7, 8, 9]. Таким образом, вопрос о взаимоотношениях метаморфизма слюдянского и шарыжалгайского комплексов получил однозначный ответ, но проблема возрастных соотношений гранулитового метаморфизма слюдянского комплекса с метаморфизмом хамардабанского – осталась открытой. Для ее решения были предприняты геохронологические исследования некоторых типов гранитоидов хамардабанского комплекса. Отметим, что основной тип гранитоидов Хамар-Дабана первоначально включался в состав саянского интрузивного комплекса, развитого преимущественно в пределах Шарыжалгайского краевого выступа фундамента [2, 10], но с 70-80-х гг. стал выделяться в самостоятельный (хамардабанский) комплекс.

Для метаморфической зональности Хамар-Дабана характерно закономерное, подчеркивающее зональность, размещение различных жильных пород, пегматитов и гранитов [2, 3]. Подавляющая часть гранитов сосредоточена в высокотемпературной амфиболитовой зоне (выше силлиманит-калишпатовой изограды), причем, при нередком дискордантном характере контактов каких либо специфичных контактовых воздействий на вмещающие метаморфиты не наблюдается. На этом основании А.А. Шафеев отнес хамардабанские граниты к синметаморфическим, (поздне-соскладчатым). Другие исследователи, основываясь на структурных критериях, рассматривали эти граниты как типичные постметаморфические (постскладчатые) [10].

В отличие от гранитоидов слюдянского комплекса, образующих преимущественно мелкие тела, хамардабанские граниты часто образуют довольно крупные массивы и поля. Наиболее значительный по размерам массив вытянут от южных границ слюдянского комплекса на запад более чем на 60 км, достигая в поперечнике 25 км. Нами изучены гранитоиды именно этого массива. Детальное опробование было проведено в наиболее широкой его части (в разрезе по р. Маргасан), и вблизи его восточного окончания, недалеко от границы слюдянских гранулитов – по р. Слюдянке и водоразделу рек Мал. Быстрая – Лазурская (рис. 1).

В разрезе по р. Маргасан гранитоиды довольно однообразны. Они представлены мелкозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами (2-я фаза по А.А. Шафееву), в которых иногда встречаются амфибол, эпимагматический мусковит и довольно часто эпидот-клиноцоизит, возможно, магматического происхождения. На протяжении всего разреза граниты «насыщены» ксенолитами и крупными блоками метаморфических пород – главным образом метапелитов безымянской и корниловской свит (хангарульская и хамардабанская серии). Структурные соотношения с вмещающими породами не оставляют сомнений в постметаморфическом характере этих гранитов.

В восточной части рассматриваемого массива наряду с мелкозернистыми гранитами присутствует и совершенно другой тип гранитов – средне-грубозернистые порфировидные биотитовые граниты с отчетливо выраженной трахитоидностью, обусловленной субпараллельным расположением призматических фенокристов полевого шпата, составляющих иногда до 30 % объема породы (при размере кристаллов до 1×2–3см). Эти граниты всегда содержат пироп-альмандиновый гранат, однотипный гранату вмещающих метапелитов, и рутил, также очень похожий на рутил вмещающих биотит-гранатовых гнейсов. Кроме того, для них характерно присутствие мелких, обогащенных биотитом реститоподобных включений гнейсов. Порфировидные граниты секутся мелкозернистыми, но их становление, скорее всего, также произошло после формирования хамардабанской метаморфической зональности. Однако не исключено, что временной разрыв между пиком прогрессивного метаморфизма и их кристаллизацией был небольшим.

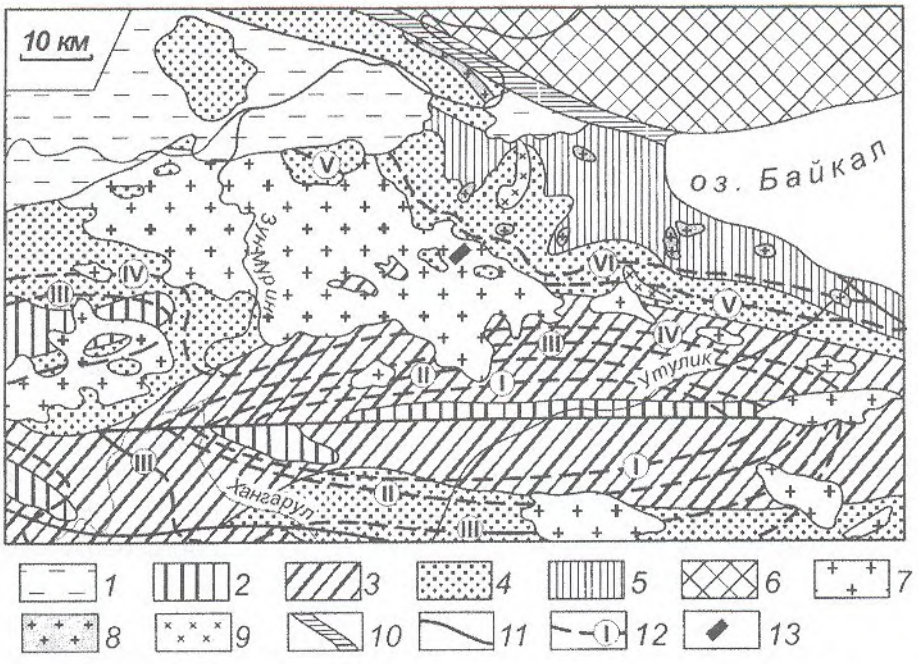


Рис. 1. Геологическая схема Юж. Прибайкалья и прилегающей части Хамар-Дабана.
1 – кайнозойские отложения; 2 – зунмуринская серия; 3 – хамардабанская серия; 4 – хангарульская серия; 5 – слюдянская серия; 6 – шарыжалгайская серия; 7 – хамардабанские граниты; 8 – слюдянские гранит-пегматиты; 9 – сиениты; 10 – Главный Саянский разлом; 11 – разрывные нарушения; 12 – изограды метаморфизма (I – Gr, II – St+And и St+Ky, III – Sill, IV – Ort, V – Gr+Cord+Ort, VI – Hyp+Cord+Ort); 13 – область отбора проб для U-Pb датирования.

По химическому составу оба типа гранитов довольно близки и в большинстве случаев относятся к нормальным и лейкократовым гранитам несколько повышенной щелочности, при близких соотношениях Na и K (чаще первый несколько преобладает). По величине индекса ASI (1.01–1.19) граниты являются перглиноземистыми и на диаграмме Дж. Маеды попадают в поле гранитов S-типа. По минералогическим особенностям S-типу больше отвечают гранатсодержащие порфировидные граниты. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса и др. граниты обеих групп классифицируются как синпостколлизионные.

Для датирования U–Pb методом по циркону использованы пробы порфировидных и мелкозернистых гранитов, отобранные на водоразделе Мал. Быстрая – Лазурка. Для порфировидных гранитов получена оценка возраста 494±2 млн лет, а для мелкозернистых – 468±1 млн лет (рис. 2).

Обращает на себя внимание, что возраст мелкозернистых гранитов хамардабанского комплекса и возраст постгранулитовых гранитоидов слюдянского комплекса (477±5 – 470±2 млн лет [8, 9]) практически совпадают, тогда как порфировидные граниты хамардабанского комплекса несколько древнее, чем слюдянские синметаморфические чарнокитоиды (488±0.5 – 481±5 млн лет [7, 8]).

Полученные геохронологические данные приводят к парадоксальному заключению, что гранулитовый метаморфизм слюдянского комплекса имеет более молодой (не менее чем на 10 млн лет) возраст по сравнению с высокотемпературным метаморфизмом в Хамар-Дабане. Однако в настоящее время неясно относится ли формирование метаморфической зональности Хамар-Дабана и проявление гранулитового метаморфизма слюдянского комплекса к разным тектоническим событиям или является отражением одного тектонического события, которое привело к становлению гигантской сложно построенной термальной структуры?

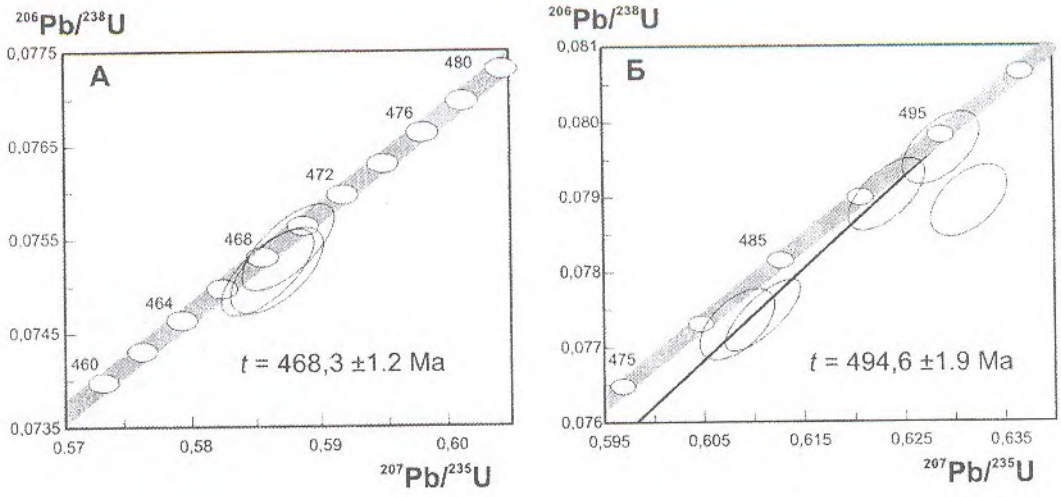


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями для гранитов хамардабанского комплекса.
А – мелкозернистые граниты; Б – порфировидные граниты

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

[1] Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. – М.: Изд-во АН СССР, 1945. – 110 с.
[2] Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. – М.: Наука, 1970. – 179 с.
[3] Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука, 1981. – 199 с.
[4] Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область / Под. ред. Ф.А. Летникова. – Новосибирск: Наука, 1988. – 161 с.
[5] Слюдянский кристаллический комплекс / Под ред. С.М. Замараева. – Новосибирск: Наука, 1981. – 198 с.
[6] Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1981. – 182 с.
[7] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 4. – С. 380-393.
[8] Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // Gondvana Research. – 1988. – V. 1. – № 2. – P. 195-295.
[9] Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 1. – С. 74-86.
[10] Докембрий Восточного Саяна / Под ред. А.А. Полкенова. – М.–Л.: Наука, 1964. – 328 с.

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА В ПАЛЕОАЗИАТСКОМ ОКЕАНЕ

В.Г. Беличенко, Н.К. Гелетий
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gelnk@crust.irk.ru

Баргузинский микроконтинент в числе других впервые был выделен Л.П. Зоненшайном и др. [1]. Позже он прочно вошел в литературу и обиход многих исследователей как ключевая и "удобная" палеоструктура при обосновании многих пространственно-временных событий рифей-раннепалеозойского этапа развития Байкальской складчатой

области и сопредельных регионов. Вместе с тем, дискуссионность многих положений, существовавших при выделении этой палеоструктуры, со временем не только не уменьшилась, а обострилась.

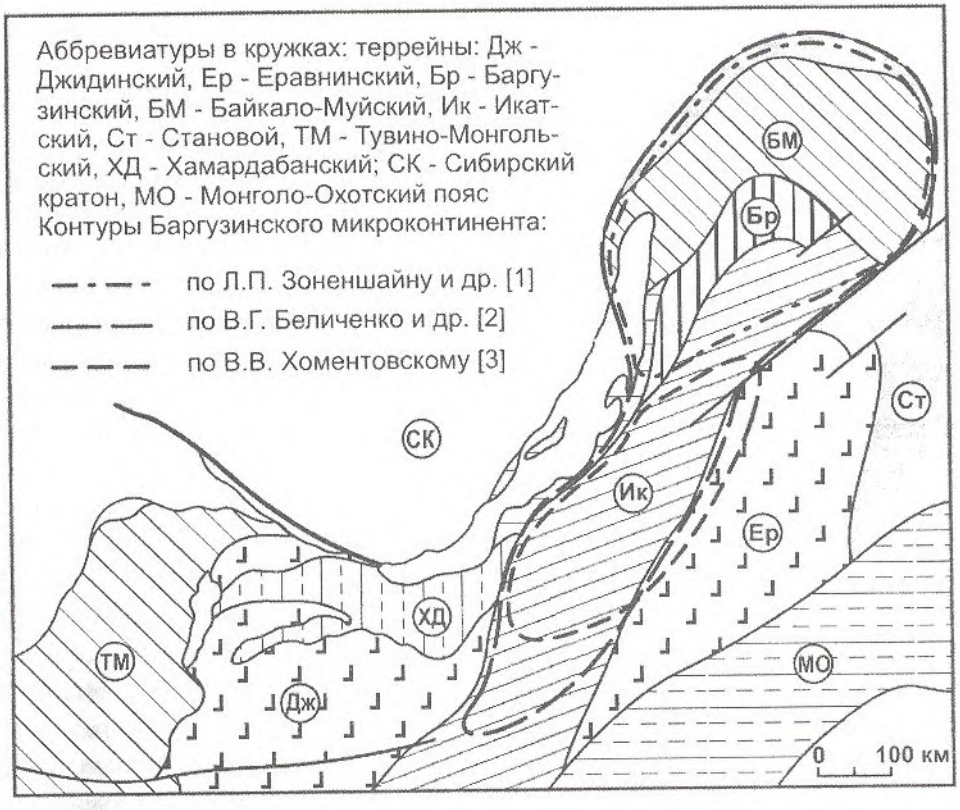
Границы Баргузинского микроконтинента трактуются по разному. Л.П. Зоненшайн и др. [1] включали в него Байкало-Муйский пояс с венд-кембрийским чехлом и Баргузинскую зону (террейн), расположенную южнее. В.Г. Беличенко и др. [2] расширили площадь Баргузинского микроконтинента к югу до пос. Кяхты, где обнажаются высокометаморфизованные образования, ошибочно относимые в то время к древним выступам фундамента. В.В. Хоментовский [3] включает в Баргузинский микроконтинент только юго-западную часть Витимского плоскогорья и Икатский хребет. Существуют и другие варианты границ этой палеоструктуры, которые еще менее обоснованы. Все существующие варианты трактовки объема Баргузинского микроконтинента основывались на присутствии в его составе древнего докембрийского фундамента и венд-кембрийского чехла. Значительные трудности в выделении и изучении Баргузинского микроконтинента связаны с тем, что большую часть площади его занимают гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Кроме того, до последнего времени в системе Палеоазиатского океана не существовало детального обоснования и описания палеоструктуры микроконтинента, который мог бы считаться эталонным. Этому статусу, по нашему мнению, может соответствовать Тувино-Монгольский микроконтинент [4, 5].

Тувино-Монгольский микроконтинент имеет достаточно четкие пространственные и временные границы. Главная структурная особенность его – наличие фундамента и чехла. В строении фундамента принимают участие разнообразные по составу комплексы широкого возрастного диапазона – от архея до верхнего рифея, сложно сочетающиеся в покровно-складчатой структуре. Фундамент был сформирован в конце рифея в пределах Палеоазиатского океана в виде обособленного сложного супертеррейна, возникшего в результате амальгамации Гарганского кратонного, Дунжугурского офиолитового, Сархойского островодужного и Окинского турбидитового террейнов. Реперными цифрами этого события являются: 1022 млн лет для плагиогранитов Дунжугурского массива и 790 млн лет – Сумсунурского комплекса [5]. Присутствие осадочного чехла в структуре палеомикроконтинента является определяющим, т. к. пространство, на котором он формировался, оконтуривает площадь микроконтинента, а возраст отложений чехла отражает временной интервал существования этой палеоструктуры в режиме микроконтинента. Фациальный и формационный анализ отложений чехла позволяет определить краевые фации и влияние обрамляющего океана на состав и характер осадков. Имеющийся материал свидетельствует об относительно кратковременном существовании собственно Тувино-Монгольского микроконтинента, т. к. уже в раннем ордовике он вместе с аккретированными обрамляющими раннепалеозойскими океаническими структурами был причленен к Сибирской платформе [4, 5].

Баргузинский микроконтинент, судя по имеющимся представлениям, соответствует пространственно большей части Байкальской складчатой области. В ее пределах в настоящее время выделяются: Байкало-Муйский супертеррейн, Олокитский, Баргузинский, Икатский и Еравнинский террейны (рис.).

Байкало-Муйский супертеррейн по своему строению имеет множество сходных черт с рифейским Тувино-Монгольским супертеррейном (Тувино-Монгольский массив). В его строении принимают участие, подобно Гарганскому – Муйский кратонный террейн, рифейские – Нюрундуканский, близкий Дунжугурскому, с возрастом 1035 млн лет [6], Парамский океанический и островодужный Килянский террейны, по датировкам – 762, 786 млн лет [7] близкие Сархойскому террейну. Однако Байкало-Муйский супертеррейн, в отличие от Тувино-Монгольского, не стал микроконтинентом в Палеозойском океане, т. к. перед вендом он причленился к Сибирской платформе. С этим событием связывается проявление рифейского зонального метаморфизма в Олокитском террейне. Венд-кембрийские отложения Байкало-Муйского супертеррейна, вошедшего в состав фундамента V-Є

Сибирской платформы, сохранившиеся в виде изолированных участков (Верхнеангарский, Муйский, Бирамьинский, Уакитский) являются уже частью чехла наращенной платформы. Соответственно кембрийской фауне, содержащейся в них, М.М. Язмир и Б.А. Далматов [8] обособили Витимо-Байкальскую биогеографическую подпровинцию от Западно-Забайкальской и включили ее в Якутскую провинцию Сибирской платформы.



В центральной части Байкальской складчатой области южнее Байкало-Муйского супертеррейна (см. рис.) выделяется Баргузинский турбидитовый террейн [9]. В его пределах господствуют гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Стратифицированные отложения сохранились в виде разного размера ксенолитов и провесов кровли. Широко распространены метаморфические породы: катерская серия Баргузинского хребта, гаргинская серия Икатского хребта, хойготская и талалинская свиты Амалатской глыбы. Многие исследователи относят их к раннему докембрию и на этом основании выделяют здесь континентальные глыбы, как части фундамента микроконтинента.

Следует обратить внимание на то, что метаморфизм не датирован и, видимо, он имеет разную природу, часто дискуссионную. Метаморфизованные породы Баргузинского хребта позже по аналогии с Хамар-Дабаном и Приольхоньем стали основанием для выделения Баргузинского метаморфического террейна, что является методической ошибкой [10]. Этот террейн пространственно является как бы северо-восточным продолжением Прибайкальского метаморфического пояса, основу которого составляют метаморфические комплексы Слюдянки-Хамардабана и Приольхонья. Если эта аналогия подтвердится, то возраст метаморфизма Баргузинского хребта будет соответствовать раннему ордовику. И в этом случае метаморфические породы Баргузинского хребта могут быть использованы для выделения в центральной части Байкальской складчатой области ордовикской аккреционной зоны между Байкало-Муйским субтеррейном, вошедшим в состав Сибирского кратона, и задуговым бассейном Еравнинской дуги.

Древний возраст метаморфических пород Гаргинской, Аргодинской и Амалатской глыб пока не подтвержден и остается дискуссионным. Имеются датировки унаследованных цирконов из баргузинских гранитоидов, не превышающие 1200 млн лет (Sm – Nd метод) [11], которые определяют возраст корового вещества.

Южное продолжение Баргузинского террейна выделено в Икатский террейн (см. рис.). Среди относительно слабо метаморфизованных стратифицированных отложений этого террейна установлены фаунистически охарактеризованные мощные сложно дислоцированные отложения венда-кембрия, которые определяются, как чехол Баргузинского микроконтинента. Прежде эта часть Байкальской складчатой области была эталонной для рифеид, однако многочисленные находки разных лет кембрийской фауны в карбонатных отложениях стали основой для пересмотра возраста их. Карбонатные отложения, сохранившиеся в разрозненных ксенолитах в обширном поле гранитоидов, составляют основу стратиграфической колонки Икатского террейна. Подстилаются они терригенными флишоидными и терригенно-вулканогенными отложениями, перекрываются терригенными, часто флишоидными, терригенно-вулканогенными и грубообломочными молассоидными отложениями, которые датируются в значительной степени условно, хотя известны пока единичные находки органических остатков O – S и D. Количественно они преобладают над карбонатными, поэтому тип Икатского террейна определен как турбидитовый [9]. Особого внимания заслуживают вулканиты, присутствующие на разных уровнях стратиграфического разреза. В суванихинской и мылдылгенской свитах, подстилающих тилимскую, курбинскую и бурлинскую карбонатные свиты, преобладают средние и кислые вулканиты, а в итанцинской – основные.

К особенностям Икатского террейна следует отнести присутствие в виде многочисленных ксенолитов, чаще небольших размеров в поле баргузинских гранитоидов основных пород: габбро, габбро-норитов, плагиоперидотитов, анортозитов (р. Атархан, Курба), габбро, габбро-диоритов, меньше – перидотитов и серпентинитов (р. Курба, Турка). На Витимском плоскогорье в свое время была выделена зона развития «офиолитовых» пород, которая протягивается от р. Абага до Талой-Усойского водораздела [12]. М.И. Грудинин [13] включил ее в Селенгино-Каларский офиолитовый пояс. Это, видимо, послужило основанием для выделения Абагинского океанического террейна [9]. Возраст его считался условно-позднерифейским. На настоящее время из этой зоны датированы породы Шаманского массива (водораздел рек Усоя и Багдарина), сложенного габбро и диоритами с жилами плагиогранитов и габбро-пегматитов с возрастом – 545±19 млн лет, $\varepsilon_{Nd} = 0.7$ (СКВО = 0.72) [14]. В ассоциации с ними обнаружены диабазовые порфириты, андезиты, габбро-диабазы с линзами апоперидотитов и аподунитов, серпентиниты. Заслуживает внимания еще одна особенность Икатского террейна – обилие рудопроявлений фосфоритов и марганца осадочного и осадочно-вулканогенного генезиса.

Выводы

Соотношение выделенных террейнов с контурами Баргузинского микроконтинента, предполагаемыми разными авторами (см. рис.), свидетельствует о том, что в его состав были объединены палеоструктуры, которые не могут составить единую структуру микроконтинента. Байкало-Муйский супертеррейн, составлявший в рифее, по представлению А.Б. Кузьмичева [5], единую палеоструктуру с Тувино-Монгольским массивом, перед вендом был отделен от него и аккретировал с Сибирской платформой, утратив, таким образом, возможность развиваться в раннем палеозое в качестве микроконтинента.

Баргузинский и Икатский террейны во многом не соответствуют по своему строению и развитию эталону микроконтинента. В них отсутствуют достоверные данные о фундаменте. Стратифицированные осадочные отложения в их пределах многими исследователями [15, 16] отождествлялись с чехлом Тувино-Монгольского микроконтинента по присутствию карбонатов с фауной кембрия и осадочных рудопроявлений фосфора и марганца. Однако, значительная дислоцированность их и присутствие в них продуктов вулканизма, особенно основного с элементами ультраосновного магматизма (Абага-Багдаринская зона), не свойственных чехлу микроконтинента, позволяют предположить иной режим их формирования, в частности, режим задугового бассейна Еравнинской островной дуги.

[1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Т. 1 – 327 с.
[2] Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 29-41.
[3] Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850-650 млн лет) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 4. – С. 313-333.
[4] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 6. – С. 554-565.
[5] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел-2000, 2004. – 191 с.
[6] Неймарк Л.Л., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца Олокитской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений . – 1991. – № 6. – С. 33-49.
[7] Рыцк Е.Ю. Главные событийные рубежи неопротерозоя Байкало-Муйского пояса // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. – С. 437-439.
[8] Язмир М.М., Далматов Б.А. Биогеография раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика . – 1975. – № 2. – С. 55-63.
[9] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. – Т. 15. – № 4. – С. 3-15.
[10] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. К проблеме выделения микроконтинентов и метаморфических террейнов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту. – Иркутск. – 2003. – Изд-во Ин-та географии СО РАН. – С. 20-23.
[11] Неймарк Л.Л., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. – 1993. – Т. 331. – № 6. – С. 726-729.
[12] Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н. Новая зона развития "офиолитовой" ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 60-63.
[13] Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1997. – 144 с.
[14] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Шалаев В.С., Беляцкий Б.В. Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб, 2003. – С. 440-442.
[15] Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.
[16] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ: ГИН БурНЦ. – 1996. – 151 с.

ГЛАВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ГРАНИЦЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

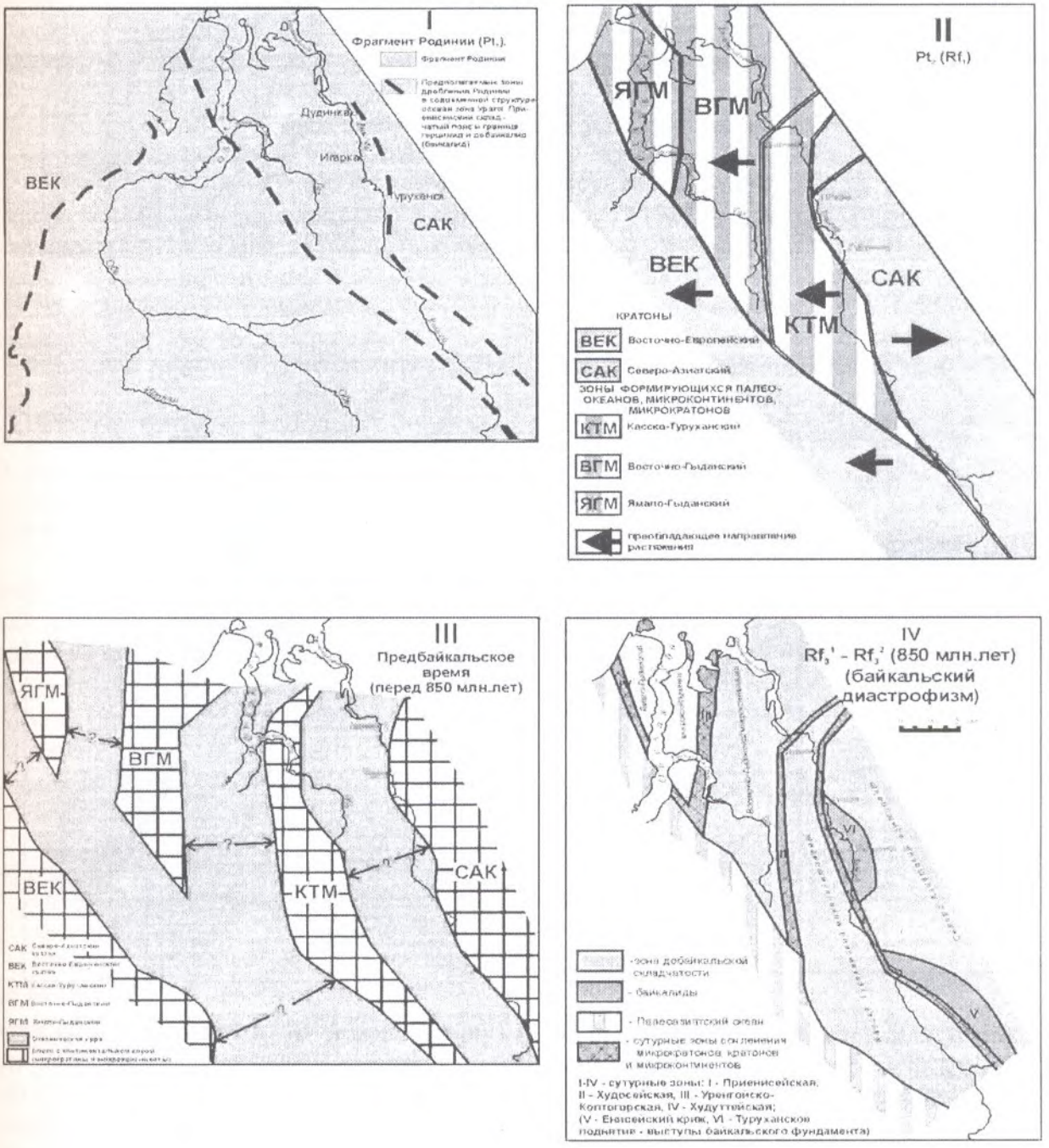
С.Ю. Беляев, А.К. Башарин
Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, Belyaev@uiggm.nsc.ru

Накопившиеся к настоящему времени данные, частично опубликованные в других изданиях и в данном сборнике [1, 2, 3] позволяют не только представить современную структуру зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Западно-Сибирской геосинеклизы, не только построить серию профильных разрезов, показывающих глубинные части этого сочленения, но и создать серию «палинспастических» реконструкций, которые на

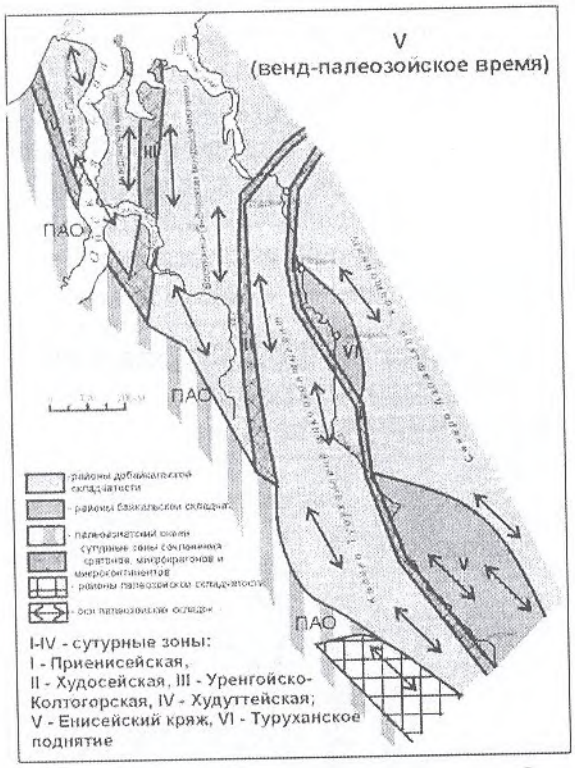
площади иллюстрировали бы геодинамические процессы, происходящие на интересующей нас площади.

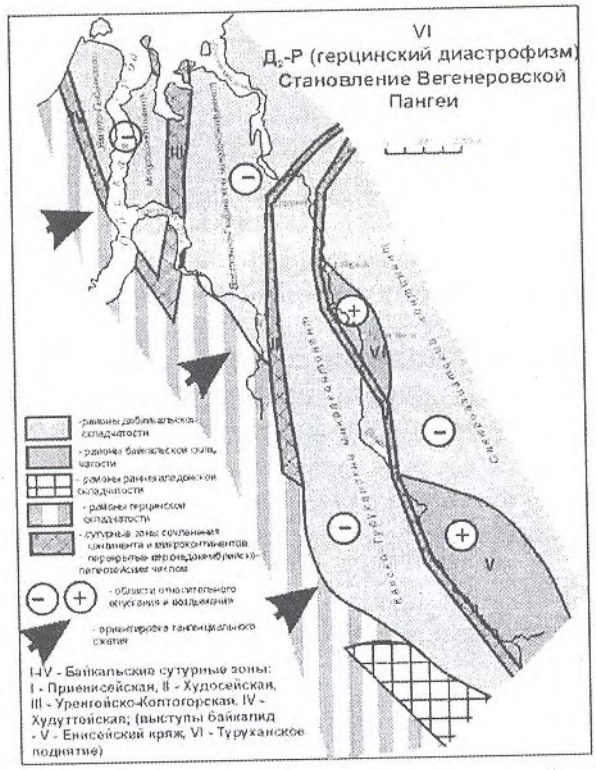
Этап I (рис. 1, I). На раннепротерозойское время существует фрагмент суперконтинента Родиния. Можно условно наметить будущие зоны, по которым Родиния будет дробиться. В палеоструктуре между зонами дробления располагался Палеоазиатский океан, а в современной структуре это гетерогенный фундамент Западно-Сибирской геосинеклизы (герциниды, спаявшие жесткие блоки более древней складчатости) В современной структуре эти зоны дробления можно совоставить с осевой зоной Урала, Приенисейским (Енисейско-Туруханским) складчатым поясом и перекрытой верхнедокембрийско-палеозойско-мезозойским чехлом Западной Сибири зоной сочленения герцинских складчатых сооружений с более древними (байкальскими или добайкальскими).

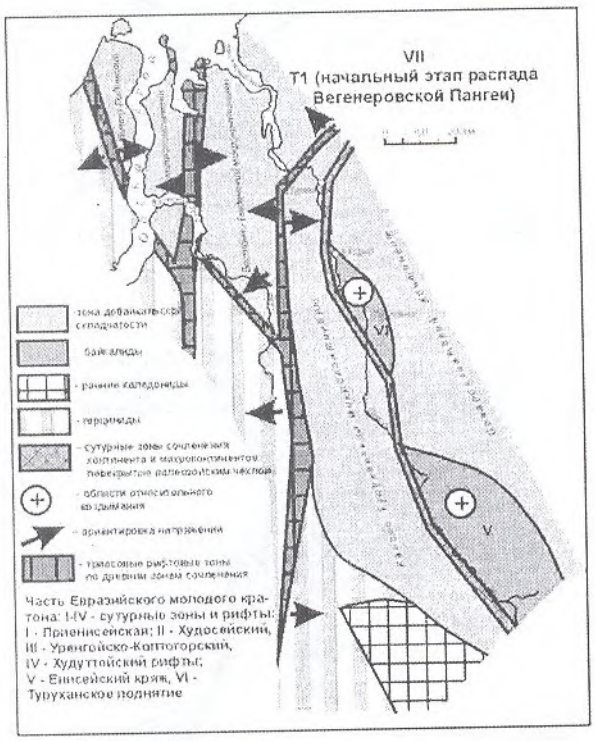
Рис.1. Главные этапы геодинамической истории формирования зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Запападно-Сибирской геосинеклизы

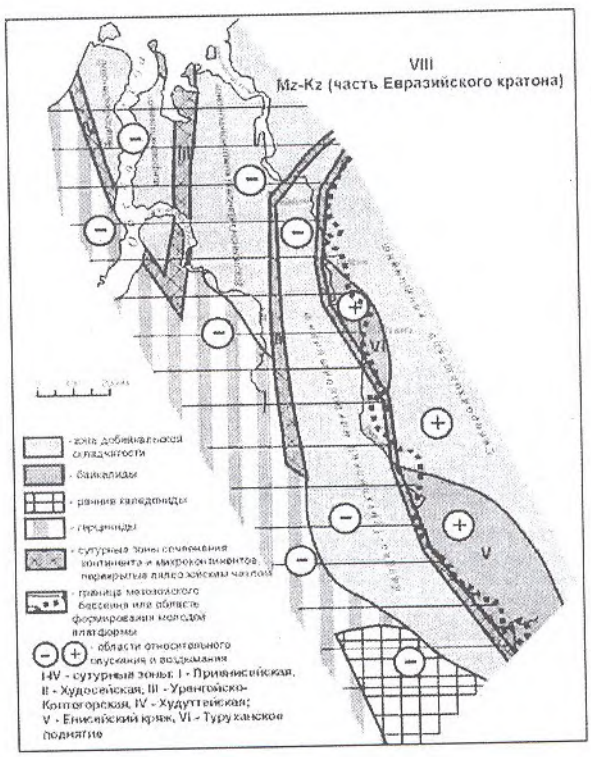


Продолжение рис.1.









Этап II (рис. 1, II). В раннем рифее в Приенисейской части Родиниии начинается процесс дробления. Формируются палеорифты (авлакогены). Можно предположить, что выкалываются крупные блоки Северо-Азиатский и Восточно-Европейский кратоны и более мелкие – микрократоны, микроконтиненты: Касско-Туруханский, Восточно-Гыданский и Ямало-Гыданский. На широте Игарки и на широте современного южного оконча-

ния Енисейского кряжа в тело откалывающегося Северо-Азиатского кратона перпендикулярно направлены «слепые» рифты, которые позднее будут преобразованы в ритранты.

Этап III (рис. 1, III). Предбайкальское время (перед 850 млн лет).

Максимальное дробление и раздвижение Родинии; отход Северо-Азиатского и Восточно-Европейского кратонов друг от друга и их «осколков» (микрократонов, микроконтинентов) в образовавшемся Палеоазиатском океане. Масштабы расстояний между кратонами и и их «осколками» неизвестны. По сути, фиксируется автономное существование кратонов и более мелких блоков с континентальной корой.

Этап IV (рис. 1, IV). Байкальское время (диастрофизм) – около 850 млн лет. Локальная коллизия микроконтинентов (микрократонов) к Северо-Азиатскому кратону. Формируется Енисейско-Туруханский протяженный покровно-складчатый пояс и более локальные сутурные (или покровно-складчатые) Восточно-Гыданская, Худосейская и Ямало-Гыданская (Худуттейская) зоны.

Этап V (рис. 1,V). Венд-палеозойское время. Распространение венд-палеозойских отложений чехла Сибирской платформы на территорию Енисей-Туруханского складчатого пояса и коллизированных к Северо-Азиатскому кратону микроконтинентов (Касско-Туруханского и других). В венде-кембрии накапливается галогенная группа формаций, как в чехле Сибирской платформы. Енисей-Туруханский складчатый пояс представляет собой в это время часть фундамента Сибирской платформы. Окраинная зона Северо-Азиатского кратона смещается к западу.

Этап VI (рис. 1, VI). D_2-P (герцинский диастрофизм), становление Вегенеровской Пангеи. Замыкается Палеоазиатский океан и образуется герцинский ороген на месте Урало-Монгольской (Центрально-Азиатской) покровно-складчатой области. Северо-Азиатский континент и микроконтиненты (микрократоны) развиваются в режиме относительного опускания, а Енисейско-Туруханский пояс (Енисейский кряж и Туруханское поднятие) в режиме воздымания.

Этап VII (рис. 1, VII). Ранний T. Начальный этап распада Вегенеровской Пангеи (начало распада нового молодого Евразийского континента). Рифтогенез. На Северо-Азиатском континенте – трапповый магматизм. Енисейский пояс продолжает воздыматься. На левобережье Енисея по байкальским и более молодым сутурным и покровно-складчатым зонам формируются рифты. Во впадинах нередко формируется осадочно-вулканогенный комплекс (тампейская серия).

Этап VIII (рис. 1, VIII). Мезозойско-кайнозойский этап. Восточно-Сибирский и Восточно-Европейский сегменты Евразийского континента вместе с Енисейско-Туруханским поясом (Енисейский кряж и Туруханское поднятие) развиваются в режиме воздымания. Западно-Сибирская часть континента развивается в режиме термального проседания: зарождается и углубляется интракратонный (шельфовый) бассейн как часть Арктического океана. На рифтогенных структурах и межрифтовых горстах формируются огромные массы преимущественно терригенных осадков.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Международного Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004а.

[1] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Ефимов А.С., Конторович В.А., Кринин В.А., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В. Особенности геологического строения, геодинамическая модель и перспективы нефтегазоносности западной окраины Сибирского кратона. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1 – Новосибирск, 2004. – С. 245-248.

[2] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Филиппов Ю.Ф. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. по Программе фундамент. исслед. (20–23 октября 2003 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. С. 120-123.

[3] Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика – 2001. – Т. 42, № 4. – С.736-745.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КРУПНЫХ И ГИГАНТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

С.Ю. Беляев, Т.М. Хамхоева
Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, Belyaev@uiggm.nsc.ru

Общеизвестно, что мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской геосинеклизы формировался как надрифтовая структура. После «окончательного» закрытия Палеоазиатского океана (на рубеже палеозоя и мезозоя – герцинский диастрофизм; наступил период относительного покоя.

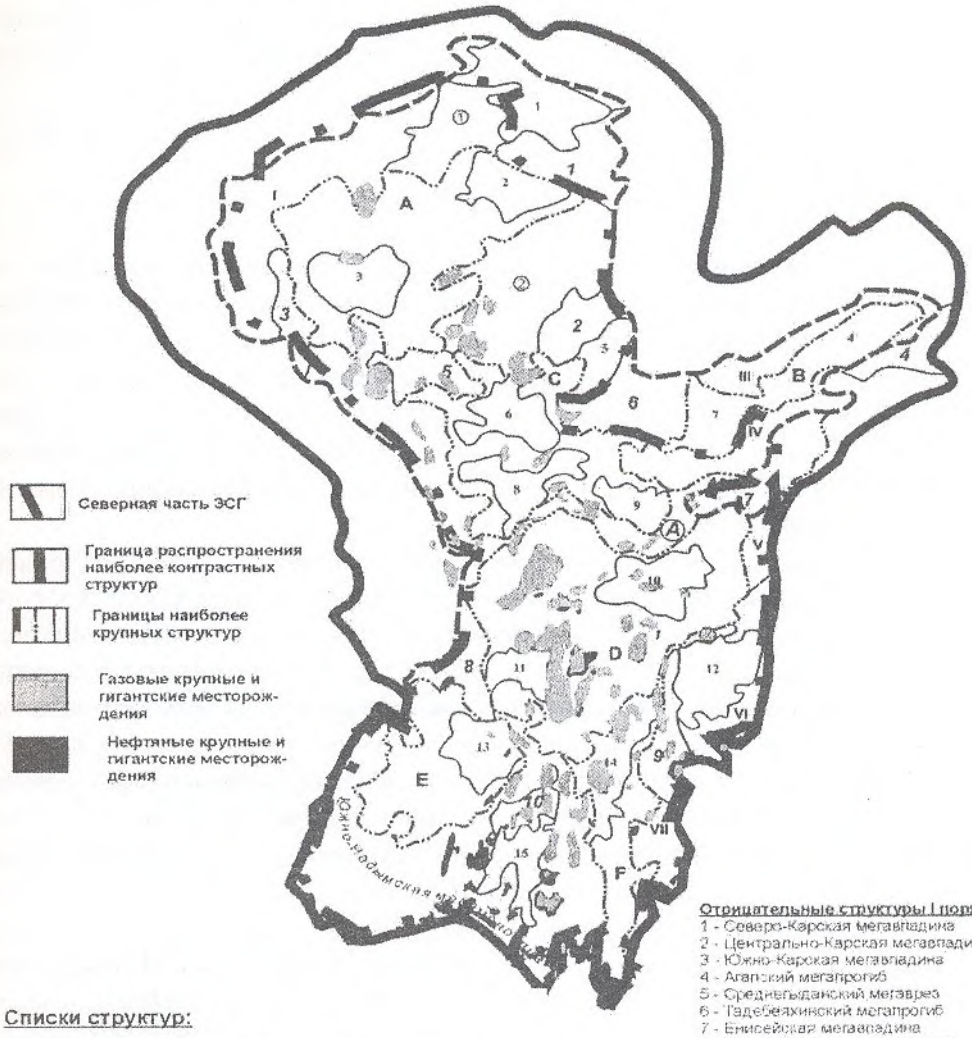
Однако, непосредственно вслед за закрытием Палеоазиатского океана, в начале мезозоя (триас) на новобразованном Лавразийском континентеВ начале мезозоя (триас) наступила эпоха интенсивного рифтогенеза, связаннная с Атлантической ветвью океана, впервые наиболее полно обоснованная В.С. Сурковым [1] с коллективом автором. В результате рифтогенеза и излияния большого количества магмы (на Сибирской платформе в виде траппов) на территории Западно-Сибирской геосинеклизы сформировалась депрессия, которая и обусловила в мезозое и кайнозое накопление громадного количества преимущественно терригенного материала, послужившего генератором и будущим вместилещем углеводородов.

Мы понимаем, что к этому времени Палеоазиатский океан замкнулся в результате герцинского диастрофизма (в чистом виде), однако эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса (тематика, продекларированная в совещании) продолжалась. Собственно, она продолжается и до настоящего времени. В связи с этим представляется интересным оценить запасы углеводородов в северной половине Западно-Сибирской геосинеклизы, где наиболее ярко проявились процессы рифтогенеза, как отголоски Арктических и Атлантических событий.

Благоприятным обстоятельством (и мы уже писали об этом, [2]) послужило то, что время формирования структурных ловушек в меловых толщах северной части Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) совпало со временем генерации газа, в это же время существовали и пути миграции углеводородов в виде дизъюнктивных нарушений. Характерно, что формирование ловушек было связано с активизацией в кайнозойское время рифтовых структур, в результате чего и в самой широкой части рифтов (на которых по мнению некоторых исследователей, например С.В. Аплонова [3] сохранились океаническе обстановки) и, в особенности в их обрамлении (на их плечах) сформировались чрезвычайно контрастные структуры, наиболее крупные из которых приведены на карте (рис. 1) (Карская мегасинеклиза, Северо-Карская моноклиза, Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклиза и Восточно-Пайхойская моноклиза, Большехетская моноклиза, Южно-Надымская гемисинеклиза, Южно-Надымская мегамоноклиза с серией очень контрастных более мелких положительных и отрицательных структур в ее восточной, примыкающей к центральной части мощной Уренгойско-Колтогорской зоне); с востока к Уренгойско-Колтогорской зоне также примыкают мелкие контрастные структуры (Часельский наклонный мегавал, Северо-Красноселькупский мезовыступ, Среднетазовский наклонный мезопрогиб и другие). На этой же карте приведены гигантские и крупные месторождения углеводородов.

Результаты проведенного статистического анализа (табл. 1) показывают долю запасов углеводородных газов и нефти в общих запасах ЗСГ в % ., что к этим новообразованным контрастным структурам приурочено около 86 % всех запасов газа Западно-

Сибирской нефтегазоносной провинции (74 месторождения). В меньшей мере это касается нефти, основные запасы которой сосредоточены южнее, в пределах Обской региональной ступени: в северной половине провиниции таких месторождений всего 40, к ним приурочено всего 19 % запасов нефти ЗСГ.



Списки структур:

Надпорядковые положительные структуры:
Ⓐ - Мессояхская наклонная гряда

Надпорядковые отрицательные структуры:
A - Карская мегасинеклиза
B - Агапско-Енисейский желоб
C - Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклиза
D - Большехетская мегасинеклиза
E - Надымская гемисинеклиза
F - Среднепуровский наклонный мегажелоб

Мегаседловины:
Ⓘ - Северная мегаседловина
Ⓙ - Южно-Карская мегаседловина

Мега-, мезомоноклинали:
I - Северо-Карская мегамоноклиналь
II - Восточно-Пайхойская мегамоноклиналь
III - Южно-Таймырская мегамоноклиналь
IV - Северо-Мессояхская мегамоноклиналь
V - Долганская мезомоноклиналь
VI - Восточно-Тазовская мезомоноклиналь
VII - Восточно-Пурская мегамоноклиналь

Отрицательные структуры I порядка:
1 - Северо-Карская мегавпадина
2 - Центрально-Карская мегавпадина
3 - Южно-Карская мегавпадина
4 - Агапский мегапрогиб
5 - Среднеыданский мегавырез
6 - Тадебеяхинский мегапрогиб
7 - Енисейская мегавпадина
8 - Ямтиксалинская мегавпадина
9 - Восточно-Антипаютинская мегавпадина
10 - Северо-Тазовская мегавпадина
11 - Нерутинская мегавпадина
12 - Тазовский структурный мегазалив
13 - Верхнетанловская мегавпадина
14 - Среднепуровский наклонный мегапрогиб
15 - Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб

Положительные структуры I порядка:
1 - Северо-Таймырский наклонный мегавал
2 - Северо-Гыданский мегавыступ
3 - Припайхойский мегавыступ
4 - Тундровый мегавыступ
5 - Бованенково-Нурминский наклонный мегавал
6 - Гыданский мегавыступ
7 - Усть-Портовский мегавыступ
8 - Медвежье-Нумгинский наклонный мегавал
9 - Часельский наклонный мегавал
10 - Северный свод

Рис.1. Размещение крупных и гигантских месторождений нефти и газа в северной половине Западно-Сибирской геосинеклизы

Таблица 1

Количество и запасы гигантских и крупных месторождений нефти и газа в пределах наиболее контрастных структур севера Западно-Сибирской геосинеклизы

	Количество месторождений	Запасы гигантских и крупных месторождений нефти и газа (%)	Запасы углеводородов гигантских и крупных месторождений (%)
Гигантские месторождения газа	16	67	85
Крупные месторождения газа	58	18	
Гигантские месторождения нефти	2	3	19
Крупные месторождения нефти	38	16	

Мы сознательно не включили в анализ южную часть Западно-Сибирской провинции, так как на этой территории явно сказались (как, частично и на севере, в районе Мессояхской гряды – сочленения Енисейско-Хатангской и собственно Западно-Сибирской системы) субширотные структуры Алтае-Саянской складчатой области, с которыми могут быть связаны преимущественно нефтегазовые перспективы этой части геосинеклизы. Хотя Уренгойско-Колготорская зона, рассекающая, по сути, всю ЗСГ в меридиональном направлении, несомненно, сформировала и большинство перспективных контрастных структур и в ее южной половине.

Проведенный в ходе исследования анализ тектонического развития Нюрольской впадины (наиболее крупной структуры, замыкающей на юге Уренгойско-Колтогорскую зону), а также Пудинского поднятия, расположенного восточнее зоны и Верхнедемьянского мегавала, расположенного западнее зоны, показал те же тенденции в развитии, что и указывались выше, Другое дело, что на эти чрезвычайно мощные процессы наложились тенденции тектонического развития достаточно близко расположенной на юге Алтае-Саянской области, которая в это (неотектоническое время) развивалась достаточно активно и несомненно влияла на расположенные вблизи зоны фундамента ЗСГ.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Меджународного Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004а.

[1] Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика – 1982. – № 8. – С. 3-15.

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

[3] Аплонов С.В. Гипотетический раннемезозойский палеоокеан в северной части Западно-Сибирской низменности // Океанология. – 1986. – 26, № 3. – С. 467-473.

ПРИРОДА КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИСАЯНЬЯ

В.В. Благовидов

Новосибирск, Геолого-геофизический факультет Новосибирского государственного университета, vblagov@lab.nsu.ru

В структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы выделяется две крупные локально распространенные осадочные серии: вороговская на северо-западе Енисейского Кряжа и карагасская – Северо-Западное Присаянье. Серии занимают сход-

ную геологическую позицию – залегают с отчетливым несогласием на дислоцированных нижне- и среднепротерозойских образованиях, а перекрываются вендскими или венд кембрийскими толщами. В генетическом плане в серии объединяются разнообразные комплексы отложений формирование которых увязывается с седиментационными бассейнами возникшими вслед за расколом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана [4].

Современное распространение отложений карагасской серии локализуется в относительно узкой (до 100 км) зоне протягивающейся с северо-запада на юго-восток от нижнего течения р. Туманшет до верховьев р. Ия. В составе серии выделяется три свиты: шангулежская, тагульская и ипситская. Шангулежская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя – сложена толщей кварцевых песчаников с гравелитами и конгломератами, а верхняя – преимущественно доломитовая. Залегающая согласно на шангулежской свите тагульская свита внизу представлена толщей кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, в средней части – алевролитами и туфоалевролитами с прослоями доломитов, и завершает разрез толща доломитов, алевролитов и кремнистых пород, иногда содержащими пласты и линзы фосфоритов. Ипситская свита согласно перекрывает тагульскую. Нихняя подсвита представлена алевролиты кварцевые и полимиктовые с редкими линзами доломитов, а верхняя сложена в основном доломитами. Возраст отложений серии определяется как поздний рифей [2, 3, 5].

В настоящем сообщении мы рассматриваем строение и седиментационную характеристику самого молодого комплекса отложений карагасской серии – ипситскую свиту. В Бирюсинском Присаянье эти отложения изучены нами по р. Бирюса на отрезке ее течения от устья р. Нерса до руч. Спиридонов, где представлены средняя и верхняя части комплекса, а седиментологическая характеристика его нижних подразделений дается по фрагментам разрезов «Главный плес» и «г. Красивая». На основе анализа состава, текстурных характеристик латеральных взаимоотношений и вертикальных последовательностей в составе свиты выделяется две генетически различных ассоциации отложений. Нижняя часть свиты представленная толщей алевролитов кварцитовидных очень мелкозернистых с пестрой розовой, розовато-серой и зеленовато-серой окраской обособляется в ассоциацию дистальных штормовых отложений, формирование которых происходило в дальней зоне обширного шельфового бассейна на глубинах соответствующих базису воздействия штормовых волн. Верхняя значительно более мощная часть свиты сложенная разнообразными типами доломитов выделяется в ассоциацию мелководных карбонатных отложений, формирование которых происходило обстановках межприливной зоны на обширных карбонатных банках или платформах.

Ассоциация дистальных штормовых отложений представлена пятью основными литофациями:

1. Алевролиты массивные и неяснослоистые подошва резкая волнистая эрозионная. В базальной части могут присутствовать неяснослоистые алевролиты с текстурами пластического течения неконсолидированного осадка (опрокинутые и безкорневые складки роллы и т. д.). Мощность 20–90 см.

2. Алевролиты с неясной параллельной и пологой волнистой слоистостью. Подошва в зависимости от положения в общей последовательности отложений может быть постепенной или резкой. Мощность от нескольких до 15–20 см.

3. Алевролиты с очень тонкой пологой бугорчатой косой слоистостью. Отдельные косые серии по 3–9 см, а сложные пакеты мощностью до 25 см.

4. Алевролиты с косой слоистостью мелкой волновой ряби характерно шевронное строение гребней и косые серии с противоположным падением. Маломощные (3–5 см) невыдержанные слои или линзы. Подошва, как правило, резкая.

5. Алевролиты с тончайшей параллельной микро слоистостью. Очень тонкая градационная сортировка. Иногда на поверхности слойков пленка темного органического вещества.

Описанные типы отложений тесно взаимосвязаны и сменяют друг друга вверх по разрезу, образуя циклические последовательности, но полный набор литофаций в одном цикле наблюдается очень редко. Обычными являются циклы, состоящие из двух или трех элементов. Из сопоставления с типовыми последовательностями штормовых отложений [1] следует, что описанные темпеститы формировались в зоне значительно удаленной от береговой линии, а в «питающей» мелководной области преобладал тонкозернистый кластический материал. Другой особенностью является широкое распространение оползневых текстур в базальной части некоторых циклов. Нередко в разрезе пачки с оползневыми отложениями чередуются с интервалами, где они практически отсутствуют. В последнем случае последовательность основного шторма обычно начинается с маломощного пакета бугорчатослоистых отложений. Последовательная смена столь различных по своему облику ассоциаций отложений может быть следствием флуктуаций уровня моря.

Ассоциация мелководных карбонатных отложений объединяет литофации характеризующие обстановки осадконакопления в подприливной, межприливной и верхнеприливной зонах.

Первая группа – отложения нижней части межприливной и подприливной зон:

1.1. Аргиллиты вишневые с беспорядочной микротекстурой и отдельными фрагментами тонкой слоистости массивные или толстоплитчатые иногда с оползневыми текстурами. Отложения продуктов выветривания в лагунах и нижней части склона периодически осушающихся карбонатных банок.

1.2. Доломиты тонкозернистые и очень мелкозернистые. Тонкая плоская или пологая волнистая выдержанная слоистость иногда градационная сортировка. Отложения лагун и подножий карбонатных банок в периоды высокого стояния уровня моря.

Вторая группа – отложения межприливной и верхнеприливной зон:

2.1. Доломиты тонкозернистые и очень мелкозернистые. Невыдержанная тонкая волнистая и плоская слоистость; иногда поверхности размыва, трещины усыхания, линзовидные прослои пластинчатых брекчий.

2.2. Доломиты тонкозернистые с строматолитовой слоистостью. Плоские биогермы мощностью в первые сантиметры или корки реже биогермы в виде линз шириной до 40–50 см и высотой до 17 см.

Третья группа – отложения приливоотливных каналов:

3.1. Грубообломочные хорошо окатанные конгломераты. Обычно «плавающие» обломки строматолитовых и тонкозернистых доломитов, очень редко присутствуют экзотические обломки гранитоидов. Отложения залегают в виде линзовидных прослоев, маркируя размывную поверхность ложа каналов.

3.2. Грубозернистые доломиты с полоской и троговой косой слоистостью. Линзовидные прослои.

3.3. Доломиты очень мелкозернистые с волнистой и линзовидной слоистостью мелкой ряби.

Четвертая группа – карбонатные отмели и постройки. Отложения этой группы формировали положительные формы, которые при сильных отливах могли частично обнажаться.

4.1. Тонкозернистые доломиты с различными видами строматолитовые текстур. В строении построек присутствуют пологоволнистые биостромы, биогермы с широкими пологими куполами и биогермы столбчатого строения. Как правило, постройки имеют сложное внутреннее строение с участием разделяющих биогермы маломощных пакетов и линз зернистых и микритовых доломитов. Преобладают постройки общей мощностью до 4–6 м хотя отдельные биогермы достигают мощности в 12 м.

4.2. Доломиты крупнозернистые основная часть зерен представлена оолитами и в меньшей степени присутствуют окатанные интракластовые зерна. Встречаются как косослоистые так и массивные разновидности, обычна хорошая сортировка и структуры типа

грейнстоун. Отложения отмелей имеют мощность не более 2–3 м и располагаются как в тылу строматолитовых построек, так и обособленно.

На основе изучения взаимоотношений литофаций четырех групп установлено, что основным мотивом в строении толщи являются последовательности, выраженные в циклической смене вверх по разрезу относительно глубоководных отложений более мелководными. Выявлены последовательности литофаций двух видов – одни формировались в условиях относительно низкого стояния уровня моря (регрессивные последовательности), а другие отражают особенности осадконакопления и распределения фациальных зон при подъеме уровня моря (трансгрессивные последовательности). Последовательности первого вида имеют меньшую мощность, начинаются, как правило, с литофации 1.1 (массивные вишневые алевролиты) и заканчиваются отложениями с явными признаками осушения. Трансгрессивные последовательности имеют большую мощность тонкослоистых доломитов литофации 1.2 и заканчиваются маломощными межприливными или биогермными отложениями. Таким образом, формирование комплекса отложений ипситской свиты началось в обширном шельфовом бассейне и сменилось осадконакоплением в мелководно-морских условиях.

Генетический облик последовательностей ассоциаций отложений слагающих карагасскую серию характеризуют ее в целом, как крупный трансгрессивный комплекс, формировавшийся в результате погружения гетерогенного основания. Несомненно, что карагасский седиментационный бассейн располагался на прогрессивно развивающейся пассивной континентальной окраине одного из фрагментов континентальной коры отколовшегося в конце рифея от суперконтинента.

На фоне общей тенденции смены флювиальных отложений базальных и латеральных частей карагасской серии отложениями, формировавшимися в условиях внутреннего шельфа, в строении серии широко представлены последовательности отложений, отражающие сложную картину взаимосвязи автоциклической латеральной миграции фациальных зон эпиконтинентального бассейна и сложной картины колебаний уровня океана.

[1] Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т. Мелководные моря с терригенной седиментацией. – М.: Мир, 1999. – С. 281-342.

[2] Дубин П.В., Хоментовский В.В., Якшин М.С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присаянья // Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. – М.: Наука, 1969. – С. 86-101.

[3] Хоментовский В.В., Шенфиль В;Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. – М.: Наука, 1972. – 355 с.

[4] Советов Ю.К., Благовидов В.В. Шельфовое осадконакопление на поздней стадии развития Вороговского прогиба // Геология и Геофизика. – 1996. – № 4. – С. 45-51.

[5] ШенфильВ.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отдние, 1991. – 185 с.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ЮГО-ВОСТОКА АЛТАЯ

А.С. Борисенко, А.А. Оболенский*, В.А. Говердовский**, В.А. Пономарчук****
*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, borisenko@uiggm.nsc.ru
**Горноалтайск, АО «Металлы Алтая», metal@mail.gorny.ru
***Новосибирск, Аналитический Центр ОИГГМ

Поясовый характер размещения эндогенного оруденения Алтая установил В.П. Нехорошев, выделивший Калбинский оловянный, Рудно-Алтайский полиметаллический и Горно-Алтайский редкометалльный рудные пояса. Позже В.А. Кузнецовым к ним был до-

бавлен Кузнецко-Алтайский ртутный пояс. Последующими исследованиями была установлена пространственная и генетическая связь разнообразной редкометалльной минерализации (Sn, W, Mo, Be, Ta, Nb, Li, REE и др.) с гранитоидами калбинского интрузивного комплекса. Вывод этот базировался в основном на петролого-геохимических данных и предварительных результатах абсолютного возраста, полученных с применением K–Ar метода.

В последнее время для многих гранитодиных плутонов региона на основании изучения изотопных систем U–Pb, Rb–Sr, ^{40}Ar–^{39}Ar были получены радиологические данные возраста, которые позволяют конкретизировать взаимоотношение рудной редкометалльной минерализации и гранитов и позволяют сделать вывод о полихронности редкометалльного оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом различных геодинамических обстановок – коллизионной и внутриплитного рифтогенеза, сопряженного со сдвигами. Имеющиеся данные позволяют выделить пять возрастных рубежей такого оруденения, три из которых проявлены наиболее полно (рис., табл.).

К наиболее раннему этапу проявления редкометалльного оруденения следует отнести вольфрамовую минерализацию, проявленную в участках грейзенизации в мигматизированных гнейсовых толщах и пегматитах, связанных с формированием зональных гранито-гнейсовых куполов Телецкого, Южно-Чуйского, Бугузунского, Башкаусского и Моген-Буренского метаморфических блоков как результат аккреционно-коллизионных явлений на рубеже D_2-C_1 при столкновении Казахстанского и Сибирского континентов. Геологические данные и результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о временной близости процессов гранитизации и грейзенизации (см. табл.). В грейзенизированных гнейсах и пегматитах основная масса вольфрама концентрируется в мусковитах и в виде шеелита.

Среди гидротермальных проявлений к этому временному рубежу относятся олововольфрамовые и молибденовые рудопроявления ЮВ части Горного Алтая и ЮЗ Тувы. В ЮВ Алтае типичными являются Sn–W и Mo рудопроявления Юстыдской рудно-магматической системы (РМС). Основным элементом этой системы являются гранитные массивы редкометалльного металлогенического профиля Юстыдского комплекса. Формирование комплекса происходило в обстановке коллизии, на рубеже D_3-C_1. Центральное место в РМС занимает Юстыдский гранитный массив, в эндоконтактовой и экзоконтактовой зонах которого размещается редкометалльное (W, Mo, Sn. Nb, Be, Ta, РЗЭ) и полиметалльное (Cu-Co-W±Sn) оруденение. Возраст гранитов, определенный U-Pb методом, составляет 355.7±8.6 млн лет, а редкометалльного оруденения -352 ± 6 млн л. Близкий возраст оруденения устанавливается и в ЮЗ Туве, где оловянная минерализация Булыктинского рудопроявления имеет ^{40}Ar-^{39}Ar возраст около 360 млн лет. Таким образом, отчетливо выделяется ранний D_3-C_1 возрастной рубеж, в рамках которого в обстановке проявления аккреционно-коллизионных процессов формировались редкометалльные гранитоидные РМС, продуцирующие Sn-W, W и Mo оруденение.

Получены дополнительные данные по возрасту Mo-W-Be оруденения Калгутинской РМС, развитие которой относится к третьему рубежу. Re-Os возраст молибденита из грейзенизированных гранит-порфиров «Молибденового штока» определен в 220±1 млн лет, а возраст молибденита из кварц-молибденит-вольфрамитовой жилы – 218±1 и 208.7±1.9 млн лет. Таким образом, Re-Os и ^{40}Ar-^{39}Ar датировки достаточно хорошо согласуются между собой. Очевидно, что возраст Калгутинского массива древнее 220 млн лет и с учетом обособленности во времени двух слагающих его комплексов определяется в 225-230 млн лет. Этот интервал хорошо согласуется с Rb-Sr датировкой 228±5.4 млн лет, что в геохронологической шкале соответствует верхнему триасу.

К этому же возрастному интервалу относятся редкометалльные Mo-W месторождения Чиндагатуйское (юг Алтая) и Уланульское (Западная Монголия). Для гранит-порфиров Уланульского массива определен ^{40}Ar- ^{39}Ar возраст равный 215±3.6 млн лет.

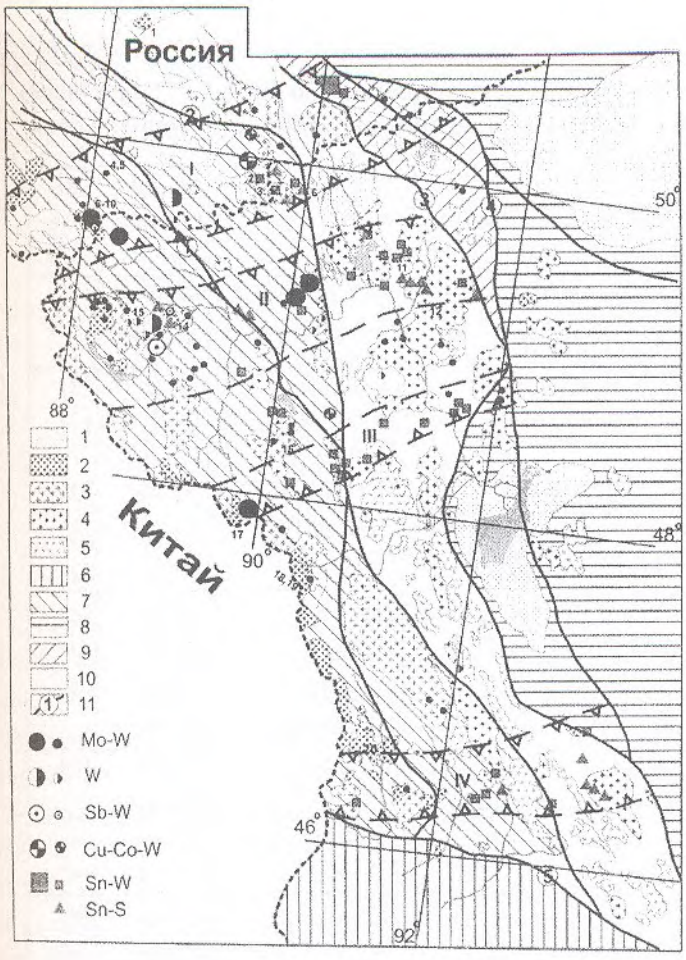


Рис. Схема размещения редкометалльного оруденения Западной Монголии.

Условные обозначения:

1 – кайнозойские впадины;

2–5 – гранитоидные массивы: 2 – граниты, лейкограниты Mz_1, 3 – граниты и гранодиориты D_1-D_3, 4 – граниты, лейкограниты D_3 и D_3-C_1, 5 – граниты, гранодиориты, диориты O_3-S;

6 – герциниды юга Монголии;

7–10 – основные террейны: 7 – Алтае-Монгольский, 8 – Озерный, 9 – Цаганшибетинский, 10 – Кобдинский;

11 – разломы: 1 – Теректинско-Толбонурский, 2 – Курайско-Кобдинский, 3 – Байримский, 4 – Цаган-Шибетинский, 5 – Булганский.

Редкометалльное оруденение: Mo–W – молибден-вольфрамовое грейзеновое и пегматитовое; W – шеелитовое штокверковое; Sb–W – ртутно-сурьмяно-вольфрамовое; Cu–Co–W – медно-кобальт-вольфрамовое; Sn–W – олово-вольфрамовое грейзеновое; Sn–S – олово-сульфидное; I–IV – рудные пояса.

К третьему возрастному рубежу относятся редкометалльная Sn-W грейзеновая минерализация и оловоносные пегматиты Колыванского и Барлакского массивов Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ), для которых Rb-Sr методом получены датировки 232±6.9 млн лет (Колыванский массив) и ^{40}Ar-^{39}Ar методом 233±1.8 млн лет и 235.9±2.6 млн лет (Барлакский массив), а также Cu–Mo-порфировая минерализация и ее признаки среди гранитоидов Новосибирского массива.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории (см. рис.) в настоящее время можно выделить три основных временных рубежа формирования редкометалльного оруденения:

- Первый связан с формированием плюмазитовых гранитов и гранито-гнейсовых куполов в обстановке аккреционно-коллизионных событий. Он охватывает интервал 390–350 млн лет и характеризуется шеелит-грейзеновой, редкометалльной Sn–W и редкометалльно-W грейзеново-жильной минерализацией. Наиболее отчетливо этот рубеж проявлен в юго-восточной части Горного Алтая и ЮЗ Туве и CD части Западной Монголии.

- Второй обусловлен становлением многофазных гранитов литий-фтористого геохимического профиля в обстановке постколлизионного растяжения (структуры типа pull-apart). Он охватывает интервал 260–240 млн лет и характеризуется месторождениями Be, Mo и W грейзеново-жильного типа в СЗ части Алтая, в пределах КТСЗ, а также Западной Монголии.

- Третий соответствует интервалу 230–205 млн лет и обусловлен интрузиями редкометалльных и ультраредкометалльных гранитов литий-фтористого ряда, сформированными во внутриплитной обстановке. В рамках этого рубежа развивались крупные РМС с месторождениями Be, Mo и W на юге Алтая, в Западной Монголии, а также проявления редких металлов в КТСЗ.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН № 6.7.6. и № 69, и гранта РФФИ № 02-05-64792.

Таблица

Результаты изотопно-геохронологического изучения гранитоидного магматизма и редкометалльного оруденения Западной Монголии и прилегающих районов Горного Алтая

Номер на рис.	Гранитоидные массивы, месторождения	Породы, тип рудной минерализации	Возраст в млн.л.	Метод определения	Источник
14	Цагангольский	Турмалин-мусковитовый гранит	440	K-Ar	[1]
15	Бор-Бургас м-ние	Шеелитовый штокверковый	423,4±3,4	Ar-Ar	
	Тургундинский	Метаморфические комплексы	418-415±3	Ar-Ar	[2]
	Южно-Чуйский	Метаморфические комплексы	409,5±1,1-392,6±40	U-Pb	[3]
	Улаганский	Метаморфические комплексы	406±6-394±3	Ar-Ar	[2]
	Курайский	Метаморфические комплексы	384-377±14	Ar-Ar	[2]
	Бодончинский	Метаморфические комплексы	375±365	U-Pb	[2]
16	Толбонурский	Лейкограниты, граниты	397±5	U-Pb	[4]
			386±16	Rb-Sr	[4]
21	Алтайский	Граниты, гранодиориты	386±10	U-Pb	[4]
6	Могенбуреньский	Пегматиты	380,6±0,5	Ar-Ar	
	Юстыдский	Биотитовые граниты	355,7±8,6	U-Pb	[5]
2	Юстыдское м-ние	Касситерит-вольфрамитовый	352±6	Rb-Sr	
3	Чиктинский шток	Лейкограниты	349,9± 3,2	Ar-Ar	[4]
			357±21	Ar-Ar	[4]
12	Хархиринское	Лейкограниты	365±5	U-Pb	[4]
			345±10	Rb-Sr	[4]
18	Чигэртэйский	Лейкограниты	365±10	U-Pb	[4]
11	Тойтогушский	Плагиогранит	310±10	U-Pb	[4]
5	Хархиринский	Амазонитовый гранит	265,9±3,5	Ar-Ar	
	Кунгурджаринский	Турмалин-мусковитовый	240±1	Ar-Ar	[6]
		лейкогранит	235±9	Rb-Sr	[6]
	Тархатинский	Сиенодиориты	240	U-Pb	[6]
	Курагу	Граниты	238±4,7	U-Pb	[7]
1	Атуркольский	Граниты	237±4,4	U-Pb	[7]
6	Калгутинский	Лейкограниты	228±5,4	Rb-Sr	[8]
19	Чигэртэйский	Лейкограниты	225+10	U-Pb	[4]
17	Сагсайский	Лейкограниты	225±10	U-Pb	[4]
28	Индертинский Кал-	Лейкограниты	218±10	Rb-Sr	
7	гутинское м-е	Mo-W грейзеново-жильный	220	Re-Os	[6]
		Mo-W грейзеновое			
8	Калгутинский	Гранит-порфиры	218±1	Ar-Ar	
13	Уланульский	Гранит-порфиры	214,9±0,7	Ar-Ar	
4	Кунгурджаринский	Сподуменовый аплит	213±21	Rb-Sr	[8]
9	Калгутинское м-ние	Mo-W грейзеново-жильный	213,8±2,4	Ar-Ar	
		Mo-W грейзеново-жильный	213±1	Re-Os	[9]
10	Калгутинский	Гранит-порфиры, онгониты, калгутиты	202,4±0,8-204±7,8	Ar-Ar	[6]

Примечание. Значения возраста магматических пород и руд приведены по данным:

[1] Гаврилова С.П. – 1975
[2] Буслов Н.М. и др. – 2002
[3] Владимиров А.Г и др. – 1999, 2001, 2002
[4] Демин А.Н. и др. – 1988, 2004
[5] Говердовский В.А., Руднев С.Н. – 2000

[6] Шокальский С.П. и др. – 2000
[7] Гусев А.И. – 2003
[8] Довгаль В.Н. и др. – 1997
[9] Berzina e.a. – 2003

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТНОЙ И РТУТЬСОДЕРЖАЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

А.С. Борисенко[*], *А.А. Оболенский*[*], *В.А. Говердовский*[**], *В.А. Пономарчук*[*], *Г.Г. Павлова*[*], *Е.А. Наумов*[*]
[*]Новосибирск, Институт геологии СО РАН, borisenko@uiggm.nsc.ru
[**]Горно-Алтайск, Горно-Алтайский госуниверситет, vgover1954@mail.ru

До недавнего времени проявления ртутной минерализации в Алтае-Саянской орогенной области, представленные собственно ртутными месторождениями, такими как Акташское, Чаганузунское, Сарасинское и др. в Горном Алтае; Терлигхайское, Чазадырское, Арзакское в Туве, Орлиногорское и Мавринское на Салаирском кряже, Белоосиповское и Пезасское в Кузнецком Алатау, рассматривались как одновозрастные месторождения, относящиеся к различным минеральным типам ртутной рудной формации. Их происхождение связывалось с явлениями мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА), с ее вторым позднемезозойским этапом и проявлением щелочно-базальтоидного магматизма [1, 2]. Проблема ртутной минерализации всегда была дискуссионной, т. к. высказывались различные представления как о генезисе, так и о времени проявления ртутной минерализации [3, 4, 5]. Вместе с тем, наиболее аргументированным прямыми геологическими взаимоотношениями и K-Ar определениями абсолютного возраста было представление о позднемезозойском (J_{1-2}- K_1) ее возрасте, а установленная связь со щелочно-базальтоидным магматизмом и ТМА позволяла высказать мнение об одновозрастности ртутного оруденения в АСОО, Монголии и Забайкалья, т. е. в пределах, выделенного В.А. Кузнецовым Центрально-Азиатского ртутного пояса [6].

Последующие исследования показали, что ртутная минерализация в АССО и других соседних регионах проявляется не обособленно, а является составной частью, закономерным звеном, достаточно сложных по составу генетических рядов рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений, и обнаруживает с ними тесные структурные и генетические связи. Была установлена повышенная ртутеносность As-Ni-Co, флюоритовых, Au-Ag, Au-Sb, Ag-Sb и Pb-Zn месторождения [7, 8], что оправдывает применение ртутеметрического метода поисков не только ртутных, но и других типов месторождений.

Исследование поведения ртути в эндогенных процессах рудообразования показало, что ртуть в виде изоморфной примеси накапливается в рудных минералах самых разных по происхождению золотых, медных и медно-порфировых, колчеданных и колчеданно-полиметаллических, медно-никелевых, олово-сульфидных и др. месторождений [9, 10]. Существенную роль в изучении ртутьсодержащих месторождений сыграло открытие и освоение золото-ртутных месторождений Карлинского типа в США и возможность обнаружения подобных объектов в Сибири и Монголии [11].

Вторым важным условием, позволившим пересмотреть и уточнить возрастные рубежи ртутной и ртутьсодержащей минерализации, явились результаты металлогенических исследований на основе теории тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики. При составлении геодинамической карты СВ Азии с использованием террейнового анализа были выявлены различные геодинамические обстановки проявления ртутной и ртутьсодержащей минерализации. Если в западной части АСОО, в пределах Кузнецко-Алтай-

ского ртутного пояса, размещение и локализация ртутных месторождений происходит в структурах внутриплитного рифтогенеза и сдвиговых перемещений блоков в условиях сжатия, что приводит к формированию крупных рудоконтролирующих взбросо-сдвигов и надвигов (Акташский, Чагаузинский, Сарасинский), то в Центральной и Восточной Монголии и Забайкалье рудоконтролирующими оказываются структуры задугового рифтинга, обусловленные развитием активных континентальных окраин Монголо-Охотского палеоокеана и его закрытием [12]. Разные геодинамические обстановки преоопределяют два возрастных рубежа проявления ртутной минерализации (табл.): раннемезозойского (Т) и позднемезозойского (J_{2-3} – K_1).

Таблица

Возраст ртутного и ртутьсодержащего оруденения

Этапы проявления	Тип оруденения, месторождение	Минералы ртути в рудах	Возраст оруденения	
			Метод определения	Возраст, млн л.
Позднемезозойский (J_3-K_1)	*Ртутное, золото-ртутное, ртутно-сурьмяно-вольфрамовое:* Забайкалье, Восточная Монголия, Южно-Гобийский пояс	Киноварь, Hg-сфалерит, метациннабарит, Hg-золото	Геол. возраст K-Ar	J_3-K_1 [1] 116-131 [2]
Раннемезозойский (Т)	*Ртутное (Hg-Sb):* Чазадыр (Тува), Тюте (Алтай), Кок-Узек (Алтай) Келянское (Забайкалье) *Золото-ртутное:* Хуримт-Худук (Монголия)	Киноварь, Hg-тетраэдрит, Hg-сфалерит Hg-золото, Hg-блеклая руда, колорадоит	Ar-Ar Ar-Ar Ar-Ar K-Ar 246	227±16.3 231.5±1 234.4±1.3 240-245 [3]
Среднепалеозойский (D-C_1)	*Барит-полиметаллическое:* Зареченское (Рудный Алтай) *Золото-ртутное:* Кундатское (Кузнецкий Алатау)	Hg- кюстелит, Hg-серебро, Hg-золото, Hg-блеклая руда Киноварь, Hg-сфалерит, Hg-золото	Геол. возраст Ar-Ar	D_{2-3} [4] 337.8±2.9
Раннепалеозойский (Є-О)	*Золото-сульфидно-кварцевое:* Лысогорское (Вост. Саян) Харальский район (Тува)	Hg-золото швацит, киноварь Hg-золото, Hg-сфалерит	Ar-Ar Ar-Ar	512±2 486.7±8.2

Примечание: по данным [1] А.А. Оболенского [7], [2] Г.Н. Комарова [16], [3] В.И. Бергера [17], [4] И.В. Гаськова [15].

С ***раннемезозойским*** (Т) рубежом в АСОО связано формирование ртутного, золото-ртутного и ртуть-содержащего серебро-сурьмяного оруденения. Возраст ртутного оруденения Алтая по данным Ar-Ar метода составляет 234.4 ±1.3 млн лет (месторождение Кок-Узек), 231 ±1.3 млн лет (месторождение Тюте), а для Чазадырского ртутного месторождения в Туве 227 ±16.3 млн лет. Мезозойский возраст Au-Hg минерализации устанавливается и в Колывань-Томской складчатой зоне, где она наложена на мезозойские (P_2-T_1) дайки долеритов. Достоверно триасовый возраст промышленного Au-Hg оруденения определен в Семейтауском районе в Восточном Казахстане, где оно генетически связано с раннемезозойским трахибазальт-трахидацит-риолитовым вулкано-плутоническим комплексом. Триасовый возраст Au-Hg оруденения доказан по геологическим данным для Центрально-Хангайского золоторудного пояса Монголии. Здесь минерализованные зоны дробления с низкопробным ртутистым золотом, киноварью и антимонитом проявлены среди пермских отложений. Такое же по составу кластогенное золото и киноварь установлены в базальных

конгломератах сайханобинской свиты (J_{1-2}). Все это свидетельствует о широком развитии раннемезозойского ртутного и Au-Hg оруденения в АСОО и прилегающих к ней территориях.

Позднемезозойский рубеж образования ртутного и золото-ртутного оруденения пока слабо обоснован геологическими и геохронологическими данными для АСОО. Позднемезозойское оруденение проявлено в основном за пределами АСОО в структурах Монголо-Охотского орогена. В Восточном Забайкалье, восточной и южной Монголии возраст (J_{2-3}-K_1) установлен по наложению ртутной и золото-ртутной минерализации на липариты (K_1) и перекрытие ее конгломератами (K_2).

Помимо этих двух главных рубежей, выделяются раннепалеозойский (C-O) и среднепалеозойский (D_{3-2}-C_1) рубежи. В отличие от мезозойского на палеозойском уровне собственно ртутных месторождений пока не установлено и ртуть преимущественно концентрируется в сульфидах Fe, Zn, Cu, Sb и др. и самородном золоте золоторудных жильных, золото-медных скарновых и золото-ртутных месторождений.

С ***раннепалеозойским*** рубежом (табл.) связано образование золото-скарнового и золото-сульфидно-кварцевого Hg-содержащего оруденения в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточной Туве и других регионах. Эти месторождения обнаруживают связь с гранитоидными комплексами (Є-O) коллизионного этапа [13]. Ртутная минерализация на раннепалеозойских (Є-O) месторождениях золото-скарнового типа представлена ртутистым золотом (скарновые месторождения (Синюхинское – до 0.8 %), Федоровское – до 1.5 %, Тарданское – до 5.4 %, Майское – до 21.3 % Hg и др.) и иногда Hg-содержащей блеклой рудой (Hg до 4.4 %). В рудах Лысогорского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (Восточный Саян) широко развиты ртутистое золото, амальгамы золота до 26 %), швацит и киноварь [14]. Возраст серицита из рудных жил по данным Ar-Ar метода составляет 512 ±2 млн лет. В Харальском районе Тувы среди метаморфических пород (V – $Є_1$) установлены протяженные тела кварцитов, содержащих пирит (резко преобладает), халькопирит, арсенопирит, пирротин, Hg-сфалерит (Hg до 14 %), барит и ртутистое золото (до 14 %). Возраст серицита из этих кварцитов 486.7±8.2 млн лет (Ar-Ar метод).

Со ***среднепалеозойским*** рубежом связано формирование Au-Hg оруденения в Кузнецком Алатау, проявление ртутной минерализации на барит-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, золото-серебряных – в Горной Шории и Северном Алтае. На Кундатском Au-Hg месторождении абсолютный возраст серицита кварц-карбонатных жил с антимонитом, пиритом, киноварью и тонкодисперсным золотом составляет 337.8 ±2.9 млн л. (Ar-Ar метод), что отвечает раннему карбону. Важно отметить присутствие в девонских интрузиях нефелиновых сиенитов и ийолитов Кия-Шалтырского и Горячегорского массивов Hg-кюстелита, электрума и золота (до 2.4 % Hg), и высоко ртутистой фазы – Au 43 % , Ag 4.3 % , Hg 52.2 % , что характерно для таких интрузий и в других регионах. Повышенные содержания ртути в золоте отмечаются и на барит-полиметаллических (Hg-золото, Hg-серебро и кюстелит – до 28 % Hg., Hg-содержащие блеклые руды), на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая [15] и золото-серебряных в Горном Алтае (Чуринское, Кылай, Саганское) и в Горной Шории (Каларское). Зарождение и развитие рудообразующих систем этого рубежа связываются с островодужной геодинамической обстановкой ЮЗ окраин Сибирского континента (Рудный Алтай) в среднем и верхнем палеозое и структурами задугового рифтогенеза (Горная Шория, Горнай Алтай).

Таким образом, полученные новые данные позволили установить, что ртутная минерализация в АСОО является гетерогенной, проявленной не только на собственно ртутных, но и на других типах рудных месторождений: колчеданно-полиметаллических, золоторудных, золото-ртутных, серебро-сурьмяных и других. Она формировалась в разных геодинамических обстановках и на разных этапах развития Алтае-Санской орогенной области.

Работа поддержана грантами РФФИ № 01-05-65096, 02-05-64795, 03-05-65056.

1. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, 1969, № 5, с. 3-10.
2. Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.
3. Кузнецов В.А., Васильев В.И., Оболенский А.А., Щербень И.П. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978, 296 с.
4. Грицюк Я.М., Епифанцев О.Г., Никонов И.И., Уразлин Н.И. Новые данные о телетермальном оруденении западной части Алтае-Саянской рудной провинции. В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: 1970, вып. 6, с. 25-39.
5. Павлов А.Н. О гидротермально измененных породах на ртутных месторождениях Центральной Тувы. В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971, вып. 2, с. 115-121.
6. Кузнецов В.А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, т. 11, 1975, с. 190-200.
7. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985, 194 с.
8. Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А. и др. Серебро-сурьмяная формация. Новосибирск: Наука, 1992,. 189 с.
9. Озерова Н.А. Руть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986, 232 с.
10. Оболенский А.А., Озерова Н.А., Васильев В.И. Природные источники ртути в Сибири. Химия в интересах устойчивого развития, 1995, т. 3, № 1-2, с. 11-22.
11. Борисенко А.С., Оболенский А.А., Шаров Г.Н. и др. Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области: условия образования, закономерности размещения. В кн.: металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998, с. 198-200.
12. Obolenskiy A.A., Parfenov L.M., Sotnikov V.I. Late Paleozoic-Mesozoic metallogenic belts of Central Asia related to the Mongol-Okhotsk ocean closure. Mineral Deposits: processes to processing. Rotterdam: AA. Balkema, 1999, p. 1333-1337.
13. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алтау. Новосибирск: изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999, 236 с.
14. Макаров В.А., Бабичев Д.Л., Шведов Г.И. и др. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск: ТПУ, 2000. с. 321-326.
15. Гаськов И.В. Колчеданно-полиметаллические месторождения СЗ части рудного Алтая. условия образования и закономерности размещения. Докторская диссертация. 2002. 46 с.
16. Комарова Г.Н. О нижнемеловом этаже формирования флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья. Геология рудных месторождений, 1970, т. XII, № 5, с. 102-104.
17. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978, 295 с.

СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА И МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА МАЖАЛЫКСКОГО РАССЛОЕННОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА

Е.В. Бородина, А.Э. Изох
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, borev@uiggm.nsc.ru, izokh@uiggm.nsc.ru

Расположение, геологическое строение и возраст Мажалыкского массива. Мажалыкский массив расположен в Балгазикской структурно-фациальной зоне Таннуольской островодужной системы [1]. Он представляет собой в плане тело размером 4*2,5 км, вытянутое в направлении с северо-востока на юго-запад с ритмически-расслоенной внутренней структурой. Границы массива большей частью скрыты четвертичными отложениями. В восточной части установлен интрузивный контакт пород закалочной и краевой фаций с

терригенно-вулканогенными вмещающими породами. В экзоконтакте наблюдаются пироксеновые и амфиболовые роговики. Согласно полученным геохронологическим данным, возраст массива составляет 484,2±2,3 млн лет. Эти геохронологические данные отвечают времени заключительного этапа формирования расслоенной серии. В этом случае Мажалыкский массив следует относить к проявлению ордовикского аккреционно-коллизионного этапа эволюции земной коры Центральной Азии [2].

Петрографо-минералогическая характеристика. В составе массива можно выделить породы краевой фации и расслоенной серии, включающей ультрамафитовую, субультрамафитовую, мафитовую и анортозитовую группы пород. Краевая фация представлена пироксен-роговообманковыми габброноритами и меланократовыми пироксен-роговообманковыми габброноритами, а расслоенная серия – дунитами, верлитами, клинопироксенитами, меланогаббро, меланотроктолитами, троктолитами, оливиновыми габбро, габбро, лейкогаббро, анортозитами. Наличие в породах краевой фации ксенолитов роговиков (восточный контакт) является подтверждением интрузивного характера контактов массива с вмещающими породами. В соответствии с характером взаимоотношений минералов в шлифах можно проследить смену ликвидусных минералов в процессе образования расслоенной серии Мажалыкского массива вверх по разрезу: ультрамафитовая группа: Ol+Sp ⇒ Cpx ⇒ Pl ⇒ Opx ⇒ Amf, Ol+Sp(+Cpx) ⇒ Cpx+Pl ⇒ Opx, субультрамафитовая группа: Ol+Sp ⇒ Cpx(+Pl) ⇒ Pl ⇒ Opx ⇒ Amf, Ol+Sp+Pl+Cpx ⇒ Amf, мафитовая группа: Ol+Sp ⇒ Cpx(+Pl) ⇒ Pl ⇒ (Opx) ⇒ Amf, Ol+Sp+Cpx+Pl ⇒ (Opx) ⇒ Amf, Cpx+Pl+(Opx) ⇒ Amf. Краевая фация и собственные дайки массива: (Ol)+Cpx+Pl+Opx ⇒ Amf. Составы минералов из пород Мажалыкского массива: оливин $Fo_{83,1\text{-}71,5}$, плагиоклаз $An_{90,1\text{-}81,7}$, клинопироксен $En_{53,19\text{-}43,04}$ $Fs_{16,1\text{-}6,71}$ $Wo_{48,05\text{-}32,16}$, Mg# = 88,6–76,3 %, ортопироксен $En_{82,17\text{-}71,68}$ $Fs_{27,85\text{-}16,03}$ $Wo_{2,01\text{-}0,18}$, Mg# = 84,0–73,1 %, первичномагматический амфибол – Mg# = 81,6–63,0 %.

Геохимическая характеристика. Все породы Мажалыкского массива, независимо от их положения в разрезе, характеризуются однотипным трендом распределения РЗЭ. На графике распределения РЗЭ наблюдается незначительное обогащение легкими лантаноидами ($(Ln/Yb)_{ch}$ = 1,7–8,3), а также некоторое обеднение тяжелыми лантаноидами ($(Gd/Yb)_{ch}$ = 1,1–2,0. По своим геохимическим особенностям породы краевой фации и собственные дайки массива сходны с породами расслоенной серии массива. Сходство геохимических особенностей всех пород Мажалыкского массива связано с их происхождением из единого мантийного источника за счет последовательной кристаллизационной дифференциации в процессе образования расслоенного интрузива единого родоначального расплава.

Результаты математического моделирования формирования массива. С помощью программного комплекса КОМАГМАТ 3.5 [3] с учетом геологических и петрографических особенностей была построена динамическая конвективно-кумулятивная модель формирования расслоенной серии Мажалыкского массива. Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенного интрузива при следующих параметрах – давление 1 кбар, буфер QFM, содержание воды в расплаве – от 0 % до 0,5 %, шаг кристаллизации 1 мол. %. Моделирование по программе КОМАГМАТ 3.5 позволило оценить состав родоначального расплава Мажалыкского массива. Согласно расчетам, он соответствует пикриту (MgO – 26 вес. %, FeO – 7 вес. %, Mg# = 86,9). Содержание редкоземельных элементов в родоначальном расплаве Мажалыкского массива (Co) вычислено по формуле для расчета содержания элементов в расплаве при фракционной кристаллизации (гравитационная кристаллизация по релеевскому закону, когда кристаллизующаяся фаза находится в поверхностном равновесии с расплавом) $Co = Cl/F^{(D-1)}$ [4], где D – суммарный коэффициент распределения элементов в кристаллизате, Cl – содержание РЗЭ в габбронорите (обр. И-51–99), а F- количество расплава, оставшегося после кристаллизации этой породы, рассчитанное по программе КОМАГМАТ (F = 0,68). На вариационных диаграммах тренд составов модельных кумулятов (38,7–4,2 вес. % MgO, Mg# = 92,3–43,3) соответствует соста-

вам пород расслоенной серии массива (45,4–3,7 вес. % MgO, Mg# = 88,9–43,4). Составы минералов, полученные в результате моделирования, варьируют в следующих пределах: оливин – $Fo_{95,9\text{-}81,16}$; плагиоклаз – $An_{88,6\text{-}80,6}$; клинопироксен – $En_{48,1\text{-}40,6}$ $Fs_{13,7\text{-}4,7}$ $Wo_{47,3\text{-}45,7}$ $Al_2O_{3\ 2,6\text{-}1,9}$; ортопироксен – $En_{75,7\text{-}69,8}$ $Fs_{16,6\text{-}22,4}$ $Wo_{7,9\text{-}7,7}$ $Al_2O_{3\ 0,9\text{-}0,86}$. Сходство составов минералов из пород расслоенной серии и трендов составов пород Мажалыкского массива с расчетными составами свидетельствует о высокой точности приближения параметров модельной системы к реальным параметрам формирования массива. Особенности состава пород, связанные с накоплением суммарного железа в более поздних дифференциатах при низком содержании щелочей (не более 1–2 вес. %), дают нам основание относить родоначальный расплав Мажалыкского массива к толеитовой серии нормального ряда. Петрохимические особенности пород краевой фации и собственных даек массива свидетельствуют о существовании промежуточной магматической камеры, в которой происходил процесс фракционирования расплава, соответствующего по составу родоначальному расплаву Мажалыкского массива, вероятно, сопровождавшийся одновременной ассимиляцией вмещающих пород и смешением с высокоглиноземистым низкомагнезиальным интеркумулусным расплавом.

Особенности состава мантийного источника. Вычисленный родоначальный расплав Мажалыкского массива может находиться в равновесии с оливином состава Fo-96,4. Согласно расчетам по программе MELTS [5], состав модельного родоначального расплава Мажалыкского массива соответствует составу первично-мантийного расплава, образовавшегося при равновесном парциальном плавлении мантийного источника Fo-92,1 (6,0 вес. % FeO, 39,0 вес. % MgO) при давлении 25–35 кбар, температуре 1600–1700°C, содержании воды в источнике 0,1 % и степени плавления 15-25 %. Состав модельного мантийного расплава (8,3–9,6 вес. % FeO, 26,0–20,9 вес. % MgO, Mg# = 81,8–82,8) соответствует составу родоначального расплава Мажалыкского массива (7,0 вес. % FeO, 26,0 вес. % MgO, Mg# = 86,9) с учетом поправок, связанных с систематической расчетной ошибкой между составами модельных и экспериментальных расплавов [6, 7, 8]. Для определения типа предполагаемого мантийного источника был использован метод расчета процесса парциального плавления [9], основанный на вычислении с помощью уравнений [10] содержания РЗЭ в расплаве, равновесном с данным мантийным источником, в зависимости от степени частичного плавления. Возможность происхождения первичного расплава из конкретного мантийного источника определяется максимальным сходством формы графиков распределения РЗЭ в первичном расплаве и в расплаве, полученном при частичном плавлении источника. При равновесном парциальном плавлении, концентрация i-элемента в расплаве (C_i^l) связана с концентрацией i-элемента в исходном нерасплавленном твердом веществе C_i^o выражением: $C_i^l/C_i^o = 1/[D_i^o+F(1-P_i)]$ [10], где D_i^o – общий комбинированный коэффициент распределения между твердой фазой и жидкостью для i-элемента. F – весовая доля образовавшегося расплава, P_i – общий комбинированный коэффициент распределения i-элемента в расплаве. Согласно расчетам, особенности распределения РЗЭ в родоначальном расплаве Мажалыкского массива соответствуют частичному парциальному плавлению гранатового перидотита. Деплетированность тяжелыми лантаноидами родоначального расплава Мажалыкского массива ($(Gd/Yb)_{ch}$ = 1,6), вероятно, унаследована от состава источника, однако, она не может свидетельствовать о присутствии граната в системе на момент отделения расплава от мантийного субстрата, так как при давлении 25–35 кбар поле устойчивости граната в безводных условиях ограничено температурой 1400–1575°C [11], что ниже температуры родоначального расплава Мажалыкского массива (1600-1700°C). Влияние гранатового рестита на геохимические особенности первичных расплавов может быть существенным лишь при давлении более 50 кбар [12], что дает основание для предположения о воздействии на состав родоначального расплава массива (за счет смешения расплавов, либо в процессе подъема мантийного плюма) более глубинных мантийных расплавов. Расчетный состав предполагаемого мантийного источника родоначального расплава Мажалыкского массива по содержанию петрогенных элементов близок

к составу офиолитового комплекса Вурино, Греция (5,4 вес. % FeO, 39,1 вес. % MgO, Mg# = 92,8) [12] Содержание редкоземельных элементов в мантийном источнике Мажалыкского массива (Co) было рассчитано по формуле $Co = Cl^*(D_i^o+F^*(1-P_i))$ [10], где Cl – содержание РЗЭ в родоначальном расплаве Мажалыкского массива, D_i^o – общий комбинированный коэффициент распределения между твердой фазой и жидкостью для i-элемента, F-степень частичного плавления источника при образовании этого расплава, вычисленная по программе MELTS (F = 0,15–0,25), P_i – общий комбинированный коэффициент распределения i-элемента в расплаве. За предполагаемый мантийный источник родоначального расплава Мажалыкского массива был принят гранатовый перидотит с содержанием граната 3 вес. %. Согласно расчетам, мантийный источник Мажалыкского массива является деплетированным относительно примитивного мантийного резервуара, поскольку вычисленное содержание редкоземельных элементов в этом источнике в 1,5–3,5 раза ниже их содержания в примитивной мантии. Относительно источника N-MORB содержание редкоземельных элементов в мантийном источнике Мажалыкского массива составляет 0,6–3,0. По комплексу минералого-петрографических и геохимических признаков ордовикские перидотит-габбровые массивы коллизионного этапа (Мажалыкский массив) неотличимы от островодужных массивов венд-кембрийского возраста (Центральный) [13, 14]. Различие геохимических особенностей Мажалыкского и Центрального массивов состоит лишь в разном уровне содержания РЗЭ в породах (сумма РЗЭ в Мажалыкском массиве – 7,5–15,8; в Центральном массиве – 5,3–11,5). Это связано с разной степенью обеднения редкоземельными элементами родоначальных (первичных) расплавов этих массивов, что можно объяснить разной степенью частичного плавления или разной степенью деплетированности редкоземельными элементами их мантийных источников. Формирование родоначального расплава Мажалыкского массива происходило при большей степени частичного плавления (15–25 %), чем формирование первичного расплава Центрального массива (10–15 %), что может быть связано с более интенсивным прогревом мантии за счет поступления тепла от плюмового мантийного источника. Время возникновения этого плюмового мантийного источника (490–500 млн лет) [15] дает основание считать его вероятным источником родоначального расплава Мажалыкского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64439), интеграционный проект 6.7.2. и проекта НШ-1573.2003.5.

[1] Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит–пироксенит–габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо–Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 3-57.

[2] Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. – 1999. – 369. – 6. – С. 795-798.

[3] Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. – 1995. – 3. – 5. – С. 496-521.

[4] Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. – М.: Недра, 1982. – 414 с.

[5] Ghiorso M.S., Hirschmann M.M. & Sack R.O. MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // EOS Transactions, American Geophysical Union. 1994. V. 75. P. 571-576.

[6] Takahashi E. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle // Journal of Geophysical Research. – 1986. – 91. – B 9. – 9367-9382.

[7] Taura H., Yurimoto H., Kurita K., Sueno S. Pressure dependence on partition coefficients for trace elements between olivine and the coexisting melts // Phys. Chem. Minerals. – 1998. – 25. – 469-484.

[8] Hirose K. & Kushiro I. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // Earth and Planetary Science Letters. – 1993. – 114. – 477-489.

[9] Dostal J., Dupuy C., Coulon.C. Rare-earth elements in high-alumina basaltic rocks from Sardinia // Chemical Geology. – 1976. – 18. – 251-262.

[10] Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1970. – 34. – 237-243.
[11] Herzberg C., Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // Journal of Geophysical Research. – 1996. – 101. – B 4. – 8271-8295.
[12] Moores E.M. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece // Geol. Soc. Am. Spec. – 1970. – 118. – 1-74.
[13] Бородина Е.В. Петрогенезис Центрального габброидного массива, Озерная зона (Западная Монголия) // Геохимия. – 2003. – 4. – С. 380-407.
[14] Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тыва) // Геология и геофизика. – 2004. – 9. – С. 1075-1091.
[15] Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.; Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – 5. – С. 3-29.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ФУНДАМЕНТЕ ЕРАВНИНСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ТЕРРЕЙНА

А.Н. Булгатов, Н.А. Доронина, Н.И. Ласточкин, В.А. Миронов
Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gin@bsc.buryatia.ru

Согласно геодинамической карте Байкальского региона и сопредельных территорий в Удино-Витимской зоне обособлен Еравнинский террейн предположительно островодужной природы. В задачи исследований входят характеристика вещественного состава, метаморфических преобразований, определение возраста и геодинамической принадлежности комплексов, слагающих террейн.

В качестве основы при проведении работ использованы геологические карты масштаба 1:200 000, опубликованные и фондовые материалы геологических съемок 60–70-х годов прошлого века, а также результаты собственных исследований. Поскольку работы только начаты, мы приводим предварительные результаты: первые сведения о вещественном составе пород на одном участке и заключения о степени метаморфизма, сделанные на основании записок к картам масштаба 1: 200 000 территорий листов N-49-XII, XVII, XVIII, XXII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. Характеристика метаморфических пород авторами записок приведена на огромном, блестяще изученном петрографическом материале, уровень исследований которого соответствовал требованиям своего времени. Авторы доклада сознают, что их возможности по сбору фактического материала ограничены, поэтому своей задачей считают продолжение исследований предшественников – изучение последовательности и TP-условий метаморфического минералообразования, геохимической и изотопной специфики слагающих террейн породных комплексов.

К островодужным образованиям Еравнинского террейна относят олдындинскую свиту раннекембрийского возраста, изучавшуюся нами в 2004 г. В районе месторождения Озерное (бассейн р. Ульдзутуй) свита сложена кали-натриевыми и калиевыми риолитами, дацитами и их туфами (от тонко- до грубозернистых), субвулканическими андезитами, дацитами, прослоями органогенных (археоциатовых) известняков. Преобразования вулканитов соответствуют стадии позднего катагенеза – раннего метагенеза [9], в туфах они достигают зеленосланцевой фации. В матриксе туфов присутствует парагенезис хлорит, серицит, железистый карбонат (или только серицит), обломки могут содержать тот же набор вторичных. В субвулканических андезитах и дацитах вторичными замещены плагиоклазы и темноцветные минералы. Породы сохраняют первичную структуру. В зонах разломов зарождается сланцеватость (по серициту). Наиболее приближенные к гранитным интрузиям риолиты испытали кремнекислотный метасоматоз.

Более молодые породы перми – триаса – мела не метаморфизованы. Изменения вулканитов ограничены разложением вулканического стекла и замещением вкрапленников серицитом, эпидотом, хлоритом, карбонатами на стадии начального катагенеза. Терригенные (меловые ендондинская и зазинская свиты) сохраняют реликтовый обломочный биотит.

Допалеозойский фундамент террейна образуют метаморфизованные стратифицированные и интрузивные комплексы, обнажающиеся в северо-восточном и северо-западном обрамлении олдындинской свиты. К наиболее древним отнесены тымбинская, слюндинская и кондинская свиты, составляющие осадочный мегаритм (снизу вверх): высокоглиноземистые сланцы, кварциты с прослоями известняков, глинисто-карбонатные породы.

Условия метаморфизма всех трех свит по Глебовицкому [10] отвечают амфиболитовой фации: Т 630° и выше (переход андалузита в силлиманит), давление определяется сонахождением силлиманита с кордиеритом (Р 4–6 кбар). Регрессивных метаморфических минералов почти нет. Незначительно присутствует динамометаморфический парагенезис мусковита с хлоритом.

Гипсометрически более высокое положение местами со структурным несогласием занимает гаргинская серия, протяженностью почти 200 км (с ЮЗ на СВ): от водораздела рек Витим – Муясын (левый приток р. Кыджимит) через водораздел рек Бол. Амалат – Витим до верховий руч. Мальта. Серия состоит из нескольких стратоподразделений, при обобщении масштаба 1:500 000 [11] объединенных в две толщи («свиты»): сланцы и гнейсы амфиболовые, биотитовые, амфибол–биотитовые, амфиболиты, прослои известняков, доломитов, мергелей (талалинская толща); в верхней части разреза (хойготская толща) преобладают карбонаты с прослоями амфиболитов мощностью до 400 м, конгломератов, песчаников, иногда глиноземистых сланцев.

Проградный метаморфизм гаргинской серии отвечал амфиболитовой фации. В амфиболитах наблюдаются реликтовые парагенезисы андезин – роговая обманка, в гнейсах кварц – биотит, роговая обманка ± диопсид – плагиоклаз; в глиноземистых сланцах гранат – ставролит – кианит ± силлиманит (Т 630-670°, Р 4.8–6.5 кбар).

Регрессивные парагенезисы отвечают эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям: альбит, кварц, актинолит, хлорит, эпидот и качественно близки динамометаморфическим. В районе интенсивно проявились катаклаз и милонитизация, обусловленные более поздними сдвигами, и, как следствие, совмещение в породах низкотемпературных динамометаморфических парагенезисов с предшествующими регионально метаморфическими. Разделение парагенезисов требует специального исследования минералогии.

В 2004 г. в береговых обрывах р. Витим (12–14 км выше пос. Джилинда) изучены амфиболиты нижней части разреза, образующие горизонты мощностью 1.5–100 м и согласно залегающие среди кристаллических известняков. В составе амфиболитов роговая обманка (65–90 об. %) и измененный плагиоклаз. По результатам химического анализа 9 проб породы высокотитанистые (вес. %) (1.97–2.7 TiO2) умеренно фосфатные (0.17–0.24 P2O5) с варьирующими содержаниями SiO2 (45.10–52.20), Al2O3 (10.25–17.35), FeO* (10.50–16.30), MgO (5.71–11.20), Na2O (0.79–3.77), повышенными концентрациями (г/т) ванадия (400–580), циркона (120–170), иттрия (25–38); содержания хрома варьируют в пределах 280–650 г/т.

На диагностических диаграммах (рис.) TiO2 – FeO*/MgO фигуративные точки амфиболитов располагаются в полях базальтов OIB и MORB; Zr – Ti/100 – Y*3 – внутриплитных базальтов; Zr/4 – Nb*3 – Y – базальтов вулканических дуг и внутриплитных толеитовых базальтов. Спектр распределения РЗЭ приближен к базальтам E-MORB. По данным А.Я. Шараськина, Т.И. Фроловой, Н.И. Филатовой, Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, С.И. Дриля такие базальты широко распространены в окраинных бассейнах западной части Тихого океана.

Опробование метаморфитов гаргинской серии проведены также на правобережье р. Витим в верховьях руч. Мальта, но изучение этих пород только предстоит.

Возраст гаргинской серии в соответствии с серийными легендами рассматривался предшественниками как нижнепротерозойский [3, 6, 8, 11], верхнепротерозойский [1, 2, 4, 5, 7], допалеозойский (междуречье Бол. и Мал. Амалат) и нижнепалеозойский [12]. По данным Е.Ю. Рыцка, 2002 (рукописный отчет) Sm-Nd модельный возраст пород нижней части разреза (талалинская свита, гранат-кварц-слюдистые сланцы из верховий р. Байса, левого притока р. Бол. Амалат) не может быть древнее 1.2–1.6 млрд лет. Там же сланцы прорваны гнейсовидными гранитами «куандинского» комплекса с возрастом 790±6 млн лет (U-Pb метод по циркону), широко развитыми в районе [13]. Следовательно, возраст рассматриваемой части разреза можно считать рифейским.

Таким образом, предварительные сведения о толще, подстилающей островодужную олдындинскую свиту, позволяют отнести ее и к толеитовым базальтам вулканических дуг, и внутриплитным базальтам океанических окраин. Время формирования толщи, включая вулканизм и амфиболитовый метаморфизм, укладывается в интервал рифея: 1.6 млрд – 790 млн лет.

[1] Фишев Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XII Объяснительная записка. М., 1974. 92 с.

[2] Гладышев М.А., Гладышева С.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XVII. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 79 с.

[3] Осокин П.В., Воюш Н.З. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XVIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 94 с.

[4] Булгатов А.Н. . Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1966. 63 с.

[5] Гусев В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXIII. Объяснительная записка. М., 1972. 89 с.

[6] Малышев А.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 86 с.

[7] Дехрярева Л.В., Рокачук Т.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XIX. Объяснительная записка. М., 1983.

[8] Людофун Ф.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-49-XXX. Объяснительная записка. М., 1978.

[9] Япаскурт О.В. Катагенез осадочных горных пород (методическое руководство к стадийному анализу). М.: Изд-во МГУ, 1991. 120 с.

[10] Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.

[11] Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. Улан-Удэ, 1981. 148 с.

[12] Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.

[13] Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Шалаев В.С. Раннебайкальские гнейсо-граниты Баргузино-Витмского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс): новые U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы конф. Иркутск, 2002. С. 401-402.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖИДЫ И ЦАКИРКИ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ДАРХИНТУЙ (ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА КАЛЕДОНИД БУРЯТИИ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

А.Н. Булгатов, Н.И. Ласточкин

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

Первую попытку восстановления геодинамических обстановок образования стратифицированных толщ Джидинской каледонской зоны осуществили И.В. Гордиенко и В.Г.

Беличенко [1, 2]. Они выделили океаническую обстановку с образованием пород офиолитового комплекса, островодужную – пород граувакково-туфогенно-базальт-андезит-дацитовой серии и окраинного морского бассейна – флишевой толщи. Единственным местом, где проведено детальное петрогеохимическое изучение магматических пород, является бассейн р. Хасуртай (правый приток р. Джиды), где выделены тектонические пластины, сложенные базальтами NMORB и OIB-типов, базальтами и андезибазальтами IAB-типа, туфотурбидитовая и флишоидная толщи морских бассейнов [3].

Мы предлагаем результаты изучения строения и фациальных условий образований стратифицированных комплексов, петрогеохимического состава вулканитов междуречья Джиды и Цакирки и среднего течения р. Дархинтуй и делаем попытку определить геодинамические условия их образования.

В междуречье Джиды и Цакирки и в среднем течении р. Дархинтуй (рис. 1, 2) выделены следующие стратифицированные комплексы: сланцево-кремнисто-базальтовый, базальт-андезит-риолитовый и сланцево-песчано-известняковый. Они слагают тектонические пластины, которые наклонены в целом на север. В первом комплексе наблюдается чередование покровов базальтов мощностью до 200 м и пачек глинисто-кремнистых и карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев мощностью до 90 м. Последние тонко- и параллельно-слоистые, сероцветные и не содержат примесей терригенного материала. Отмеченные особенности позволяют допускать, что сланцево-кремнисто-базальтовая толща образовалась в гемипелагических условиях на удалении от континентов и островных дуг, скорее всего на дне глубоководной котловины морского бассейна.

Рис. 1

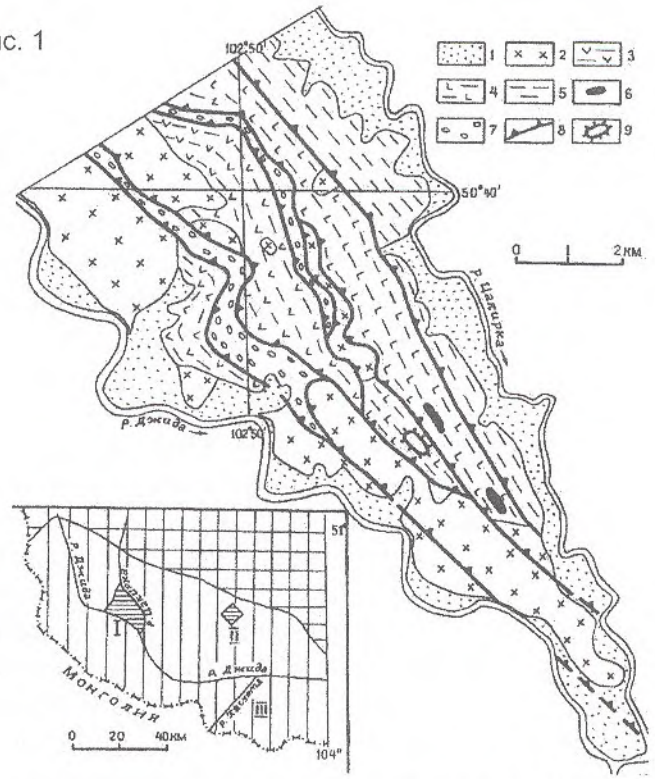


Рис. 1. Схематическая геодинамическая карта междуречья Джиды и Цакирки.

1 – четвертичные отложения; 2 – островодужные диориты и плагиограниты нижнего кембрия; 3 – островодужные базальты, андезиты, риолиты нижнего кембрия; 4 – глинисто-кремнисто-базальтовый гемипелагический окраинно-морской комплекс нижнего кембрия; 5 – сланцево-песчано-известняковая флишоидная нижнекембрийская толща континентального склона и шельфа окраинно-морского бассейна; 6 – серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; 7 – известняковый меланж; 8 – надвиги и взбросы; 9 – тектонический останец карбонатных пород, заключающий свинцово-цинковое оруденение.

На врезке: вертикальная штриховка – Джидинская каледонская зона; штриховка в клетку – докаледонский блок; горизонтальная штриховка – районы наших работ: I – междуречье Джиды и

Цакирки; II – среднее течение р. Дархинтуй; III – бассейн р. Хасуртой – район работ М.И. Кузьмина и других [3].

Рис. 2

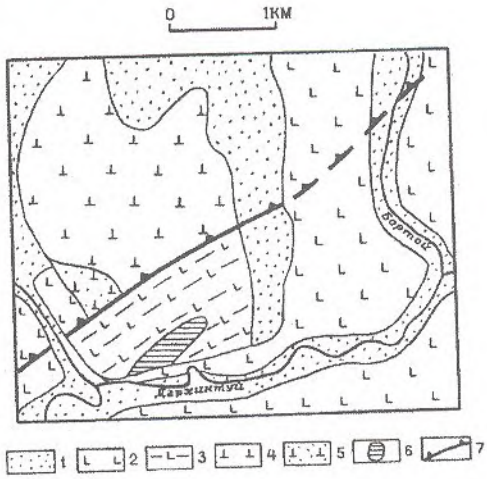


Рис. 2. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Дархинтуй.

1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные базальты; 3 – глинисто-кремнисто-базальтовая толща нижнего кембрия; 4 – дунит-гарцбургит-серпентинитовый массив; 5 – лиственниты и тальк-карбонатные породы; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – надвиг.

Базальт-андезит-риолитовый комплекс представлен эффузивной фацией и в нем не отмечены пирокласты и осадочные породы. Это не позволяет восстановить фациальные условия их формирования. Для отнесения этого комплекса к геодинамическому типу привлечены петрогеохимические характеристики вулканитов.

Особенностью строения сланцево-песчано-известнякового комплекса является наличие пачек ритмичного чередования тонких слоев песчаников, алевролитов и пелитов (турбидитов). В других случаях наблюдается чередование более мощных (10–25 м) горизонтов песчаников и алевролитов. Так же в составе этого комплекса довольно часто отмечаются горизонты известняков мощностью до первых сотен метров. Принимая во внимание строение толщи, гранулометрию и текстуру терригенных пород можно сказать, что они образовалась на шельфе и континентальном склоне.

Вулканиты в процессе надвигообразования в большинстве случаев подверглись динамометаморфизму до фации зеленых сланцев. Поэтому при установлении их геохимической специфики использовалось содержание элементов, которые не проявляют или проявляют слабую мобильность при наложенных процессах.

Базальты глинисто-кремнисто-кремнистого комплекса высокотитанистые, высокофосфатные, обогащены некогерентными высокозарядными элементами и LREE. На диаграммах Ti-FeO*/MgO большинство фигуративных точек расположено в поле базальтов океанических островов. На диаграмме Zr-Ti/100-YX3 высокотитанистые базальты среднего течения р. Дархинтуй являются аналогом океанических внутриплитных базальтов, междуречья Джиды и Цакирки-внутриплитных базальтов и базальтов СОХ. Спектр распределения REE демонстрирует почти полное сходство высокотитанистых базальтов района с базальтами океанических островов.

Базальты и андезибазальты базальт-андезит-риолитового комплекса междуречья Джиды и Цакирки низкотитанистые, низкофосфатные, обеднены Zr, Y, Nb, La, Ce. На диаграммах Ti-FeO*/MgO и Zr-Ti/100-y они соответствуют составу островодужных вулканитов. По концентрации и распределению REE они также идентичны островным дугам.

Таким образом, в изученном районе достаточно уверенно выделены высокотитанистые базальты OIB-типа и низкотитанистые базальты IAB-типа. В современных структурах Тихого океана первые слагают океанические острова и подводные горы и ассоциируют с терригенными осадками и пирокластами. Например, Гавайские острова, являющиеся

петротипом базальтов OIB-типа, представляют собой крупное поднятие с относительной высотой над дном океана до 8 км. Базальты их ассоциируют со склоновыми фациями: конгломератами, брекчиями, песчаниками, галечниками, песками, дресвой и пирокластами [4]. Следовательно, фациальные условия образования базальтов OIB-типа островов Тихого океана и междуречье Джиды и Цакирки, среднего течения р. Дархинтуй были совершенно разные и они не сопоставимы.

Рис. 3

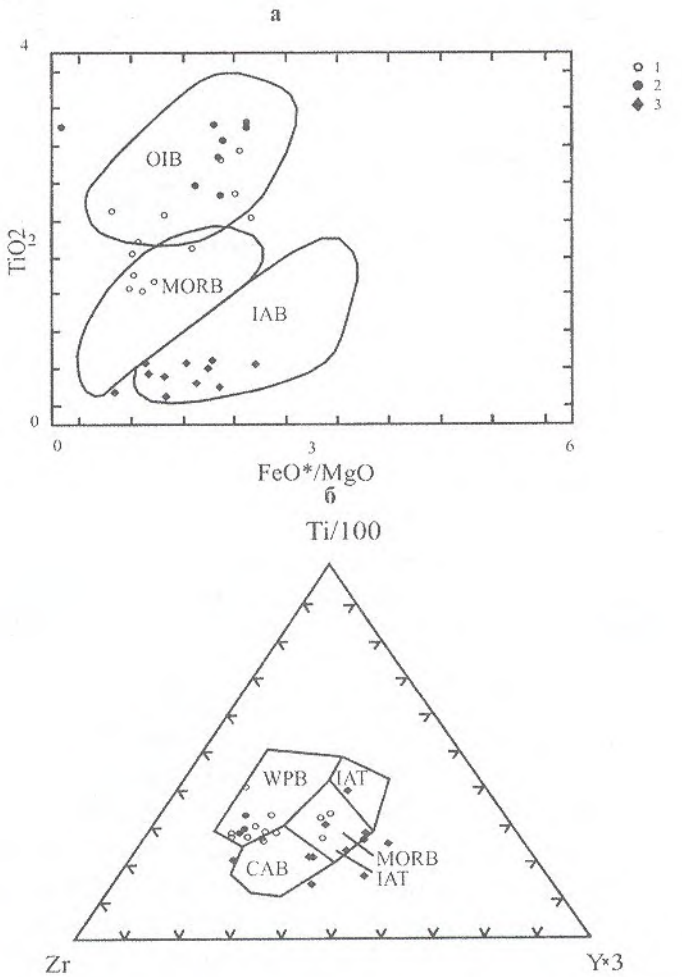


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для базальтов, андезибазальтов и андезитов TiO_2.FeO*/MgO (а), Zr – Ti/100 – Yx3 (б).

1 – высокотитанистые базальты междуречья Джиды и Цакирки; 2 – высокотитанистые базальты бассейна среднего течения р. Дархинтуй; 3 – низкотитанистые базальты, андезибазальты и андезиты междуречья Джиды и Цакирки. Поля составов базальтов: а) OIB – океанических островов, MORB – срединно-океанических островов, IAB – островных дуг (Glassley, 1974); б) IAT – толеитовые базальты островных дуг, MORB – толеитовые базальты СОХ и островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, WPB – внутриплитные океанические базальты (Pearse, Cann, 1973).

По составу базальтов и фациальным особенностям седиментации сланцево-кремнисто-базальтовая толща междуречья Джиды и Цакирки, среднего течения р. Дархинтуй обнаруживает большое сходство с осадками и базальтами Цусимской котловины Японского моря и котловины Дайто Филиппинского моря [5, 6, 7]. В складчатых областях с этой толщей по указанным показателям сопоставимы: а) субучарская свита ранней и поздней перми Улахинской офиолитовой зоны Сихотэ-Алиня, которая образовалась в зоне спрединга Даубихинско-Ариаднинского окраинного морского бассейна [8]; б) кулиндинская свита предположительно позднерифейского возраста междуречья Онона и Аги

(Восточное Забайкалье); базальты, кремний и глины этой свиты формировались в зоне спрединга дна морского бассейна [9]; в) усть-анзасский и култасский комплексы позднего венда-раннего кембрия офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау, связанной с зонами спрединга задугового морского бассейна и образованием салаирской островной дуги [10].

Рис. 4

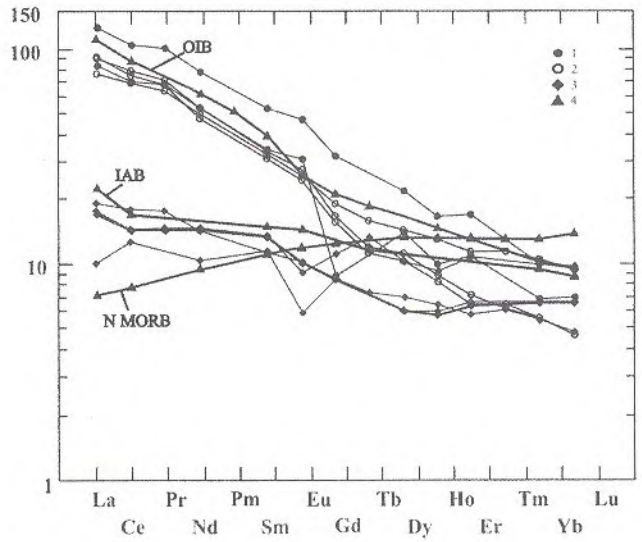


Рис. 4. Спектр распределения REE в вулканитах.

1 – в высокотитанистых базальтах среднего течения р. Дархинтуй; 2 – в высокотитанистых базальтах междуречья Джиды и Цакирки; 3 – в низкотитанистых базальтах и андезибазальтах междуречья Джиды и Цакирки; 4 – спектр распределения REE в базальтах (Sun, McDonough, 1989).

Нам представляется, что сланцево-кремнисто-базальтовая и сланцево-песчано-известняковая толщи междуречья Джиды и Цакирки образовались в едином окраинно-морском задуговом бассейне, но в разных фациальных условиях: первая в его центральной гемипелагической части, вторая на шельфе и склоне Хамар-Дабанского микроконтинента, который ограничивал бассейн с севера (в современных координатах). С юга задуговый бассейн ограничивался островной дугой. В процессе коллизии и аккреции в конце кембрия–начала ордовика микроконтинент был взброшен и надвинут на толщу континентального склона и шельфа, которая – на гемипелагические спрединговые образования, последняя, в свою очередь – на островодужный комплекс. Орогенез завершился в раннем ордовике внедрением гранитоидов с возрастом 476 Ма [11].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 02-05-65328).

[1] Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. – 238 с.

[2] Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое Саяно-Байкальской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 91-126.

[3] Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. и др. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 1. – С. 3-18.

[4] Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Т. 1. Тихоокеанская меговпадина. Владивосток: Дальнаука, 1992. – 176 с.

[5] Фролова Т.И., Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ. – Сер. 4. – Геология. – 1985. – № 2. – С. 54-73.

[6] Фролова Т.И. Магматизм и происхождение окраинных морей // Вестн. МГУ. – Сер. 4. – Геология. – 1995.- № 5. – С. 13-29.

[7] Филатова Н.И. Эволюция магматизма Японского бассейна в сравнении с динамикой магматизма других окраинных бассейнов // Петрология. – 2003. – Т. II. – № 3. – С. 255-288.

[8] Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. – 380 с.
[9] Булгатов А.Н., Климук В.С. Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит междуречья Онона и Аги (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. – № 2. – С. 9-17.
[10] Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.П. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. – 2000. – Т. 372. – № 1. – С. 80-85.
[11] Гороховский Д.В. Раннепалеозойские гранитоиды Джидинской зоны каледонид и их индикаторная роль в палеогеодинамических реконструкциях // Современные проблем формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тезисы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2003. – С. 81-82.

РОЛЬ АНОРОГЕННОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, tonya@uiggm.nsc.ru, taimyr@uiggm.nsc.ru

Енисейский кряж представляет собой складчато-надвиговый пояс, образование которого происходило в результате последовательной аккреции в неопротерозое различных по геодинамической природе докембрийских террейнов к западной окраине Сибирского континента [1]. В заангарской части Енисейского кряжа неопротерозойские гранитоиды преобладают среди других магматических комплексов. Они размещаются преимущественно в Центрально-Ангарском террейне, общая площадь массивов которых составляет свыше 5000 км^2. В результате комплексных геологических, геохимических и геохронологических исследований в последнее время в пределах этого террейна было выделено не менее трех гранитоидных комплексов неопротерозойского возраста [1–5]:

- синколлизионный тейский (Ерудинский, Каламинский и Тейский массивы), формирование которого происходило 880–865 млн лет назад;
- синколлизионный аяхтинский (Аяхтинский и Чиримбинский массивы), формирование которого происходило 760–750 млн лет назад;
- постколлизионный глушихинский (Гаревский, Лендахский, Глушихинский, Стрелковский массивы и др.), формирование которого происходило 750–720 млн лет назад.

Наиболее древние тейские гранитоиды, нередко преобразованные в гнейсограниты, располагаются в северной части террейна среди гнейсов и сланцев, уровень метаморфических преобразований которых достигает нижней ступени амфиболитовой фации [6, 7]. Их разновидности варьируют от диоритов-плагиогранитов до лейкогранитов, отвечая по геохимическим характеристикам гранитоидам известковой и известково-щелочной сериям и соответствуя гранитам смешанного S-I – типа [5]. Гранитоиды Аяхтинского комплекса, приуроченные к Ишимбинской коллизионной шовной зоне, прорывают главным образом метапелиты, уровень метаморфических преобразований которых не превышает нижней ступени эпидот-амфиболитовой фации, формируя отчетливые зоны контактово-метаморфических ореолов [6–9]. В состав этого комплекса включены низкощелочные граниты, а также кварцевые сиениты и субщелочные граниты, относящиеся к гранитоидам двух магматических серий – известково-щелочной (S-I – тип гранитов) и щелочно-известковой (A – тип гранитов) [1, 3]. Гранитоиды глушихинского комплекса (лейкограниты, субщелочные лейкограниты, включая аляскиты) образуют небольшие (от первых до десятков км^2) массивы, размещаясь главным образом в западной части террейна. Они соответствуют породам щелочно-известковой серии и отвечают геохимическим особенностям гранитов А-типа [1, 2, 4]. Вмещающими породами для них являются терригенные,

терригенно-карбонатные и карбонатные отложения, уровень регионального метаморфизма которых обычно не превышает верхней ступени зеленосланцевой фации. Эти массивы создают маломощные (до первых десятков метров) контактовые ореолы. Общая площадь, занимаемая гранитоидами аяхтинского и глушихинского комплексов составляет около 2000 км^2.

В Центрально-Ангарском террейне от неопротерозойских коллизионных гранитоидов значительно меньшими масштабами проявлений отличаются анорогенные гранитоиды и сиениты Татарской зоны глубинного разлома, площади которых не превышают 200 км^2. Вмещающими для них являются карбонатно-сланцевые породы, метаморфизованные на уровне эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [8, 10, 11]. Они образуют массивы овальной или округлой в плане формы (Татарский, Среднетатарский). Наиболее крупным из них (площадь свыше 150 км^2) является Татарский массив, размещенный в верховьях р. Татарки, который приурочен к куполообразной структуре, вытянутой на северо-северо-запад субсогласно основному простиранию складчатых структур региона. В экзоконтактовых зонах массива формируются андалузитовые роговики и гранат-пироксеновые скарны со скаполитом, роговой обманкой, флюоритом, а также шеелитом, пиритом, халькопиритом и молибденитом. В его контактовых зонах также находятся крутопадающие пласто- и линзообразные тела карбонатитов линейного типа, которые сопровождаются широкими ореолами щелочных метасоматитов [11, 12]. Татарский массив сложен преимущественно крупно-среднезернистыми порфировидными интрузивными породами нормального (граниты и лейкограниты) и субщелочного (диориты, сиениты, граниты, лейкограниты) ряда. Главными породообразующими минералами в них являются калиевый полевой шпат (до 50 %), кварц (до 35 %), плагиоклаз (до 25 %), биотит (0–10 %) и амфибол (0–7 %). В качестве акцессориев преобладает сфен, ортит, апатит, циркон, монацит и флюорит. Породы Татарского массива, относящиеся к гранитоидам щелочно-известковой серии, имеют субалюминиевые, реже металюминиевые и слабопералюминиевые составы. Они характеризуются невысокими содержаниями нормативного корунда (<2 %), а также появлением в сиенитах нормативного диопсида (<3 %). От гранитов к лейкогранитам наблюдается снижение содержаний CaO (от 2.2 до 0.5 мас. %) и величин суммы редкоземельных элементов (от 177 до 36 г/т). Породы массива отличаются повышенными значениями отношений FeO*/(FeO*+MgO) и присутствием небольших Eu и Ce аномалий. Геохимические характеристики пород Татарского массива отвечают гранитам А-типа, а по содержанию Ta, Y, Nb и Rb они соответствуют полям коллизионных и внутриплитных гранитов.

Проведенные исследования показали, что Татарские гранитоиды, согласно U-Pb изотопным исследованиям цирконов, были образованы 630 млн лет назад. Они формировались из континентального корового источника ($\varepsilon Nd_{(630)}$=-6.6), Sm-Nd модельный возраст которого соответствует 1.9 млрд лет. Эти результаты противоречат традиционному представлению геологов о едином татарско-аяхтинском гранитоидном комплексе [13], возраст которого чаще всего принимался равным 850±50 млн лет [14]. Сопоставление новых геохронологических данных с имеющимися литературными материалами показало также, что гранитоиды Татарского массива близки по времени формирования с нефелиновыми сиенитами и ийолитами Среднетатарского массива и карбонатитовыми образованиями линейного типа зоны Татарского глубинного разлома, возраст которых, согласно Rb-Sr и Sm-Nd изохронам, а также K-Ar датированию различных минералов попадает в интервал 650–675 млн лет [10, 12, 15].

На основании проведенных исследований установлено, что заангарская часть Енисейского кряжа представляет собой древний ороген, в котором большую часть магматических пород составляют неопротерозойские коллизионные гранитоиды с возрастом от 880 до 720 млн лет. Формирование анорогенных субщелочных и щелочных интрузивных пород произошло только через 50-120 млн лет после последних коллизионных событий. Эти небольшие по размерам проявления гранитоидов и сиенитов, образованные около 675–630

млн лет назад и размещенные в Татарской тектонической зоне, играют важную роль в понимании геологической эволюции Заангарья. С формированием татарских анорогенных гранитоидов и сиенитов связаны крупные проявления апатитового, глиноземистого (нефелиновые сиениты), ниобиевого редкометального, а также золотого и вольфрамового оруденений [16].

[1] Vernikovsky, 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. – Issues 1-4. – P. 147-168.

[2] Верниковский В.А, Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750-720 млн лет // Докл. РАН. – 2002. – Т. 384. – № 2. – С. 221-226.

[3] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 3. – С. 259-272.

[4] 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., Ясенев А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 1. – С. 54-68.

[5] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т. Д., Попов Н.В., Ясенев А.М. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // Докл. РАН. – 2004. – Т. 397. – № 2. В печати.

[6] Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 5. – С. 3-22.

[7] Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): Минеральные ассоциации, P-T параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 8. – С. 1205-1220.

[8] Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.

[9] Lihhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangara region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos. – 2001. – V. 58. – P. 55-80.

[10] Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. – М.: Наука, 1976. – 80 с.

[11] Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже. Геология рудн. месторождений. – 1987. – № 1. – С. 30-45.

[12] Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж. Петрология. 2003. – Т. 11. – № 2. – С. 145-163.

[13] Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрография Татарско-Аяхтинского и Глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // Тр. ин-та / Всесоюз. Научно-исслед. геол. ин-т. Т. 112. 1967. С. 108-139.

[14] Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Актуальные вопросы современной геохронологии // Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири / Под ред. А.П. Виноградова. – М.: Наука, 1976. – С. 96-123.

[15] Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов татарско-пенченгинской зоны (Енисейский кряж). Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 287. – № 5. – С. 1220-1224.

[16] Минеральные ресурсы Красноярского края в двух книгах. Книга 2. Кадастр месторождений полезных ископаемых. Гл. ред. С.С. Сердюк, Красноярск, 2002, КНИИГиМС, 582 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В РАННИХ КАЛЕДОНИДАХ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Н.В. Вилор, М.Г.Кажарская*, Е.В. Чупарина*,*
*В.В. Коткин**, В.А. Баранов***
**Иркутск, Институт геохимии СО РАН, vilor@igc.irk.ru
**Иркутск, Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

Флюидные системы зональных метаморфических комплексов Бодайбинского террейна севера Байкало-Патомской горной области концентрируются в метаморфических минимумах, характеризуясь золоторудной и золото-платиновой минерализацией Их региональное распространение является благоприятной предпосылкой для поисков и обнаружения многих золоторудных месторождений, относящихся к рудной формации кварцево-жильных зон с участием кварцевых и сульфидно-кварцевых штокверков, создавших благородно метальную металлогеническую специализацию синклинорных частей террейна.

Существенное уменьшение количества эксплуатируемых россыпей и значительная выработка их запасов в Ленско-Бодайбинской металлогенической провинции резко актуализировали необходимость развития **золоторудной** минерально-сырьевой базы ее основного добывающего региона – Бодайбинского рудного района. При единственном, уникальном крупном рудном объекте – Сухом Логе регион располагает большим нераспределенным фондом мелких и, возможно, средних рудных месторождений, создавших в своей сумме тот огромный россыпной потенциал провинции, который отрабатывается уже более 150 лет. Переход на освоение небольших рудных месторождений тем более актуален, что их организация их разработки соответствует материальным и финансовым возможностям небольших предприятий и старательских артелей. Для проведения экспрессной экспертной оценки многочисленных слабо исследованных рудных объектов создается методика оконтуривания рудных столбов путем геохимического опробования. В ее основе находится факт устойчивого присутствия на всех золоторудных месторождения малоэлементной продуктивной ассоциации **золота, серебра и мышьяка**.

Бодайбинский рудный район охватывает бассейн р. Бодайбо с притоками и бассейн р. Вача. Это – территория с отработанными богатыми россыпями и эксплуатируемыми рудными месторождениями: Сухой Лог, Верный, Александр Невский. Южнее, в верхней части бассейна р. Бодайбо расположен Артемовский рудный узел, включающий известное месторождение «**Догалдынская жила**» и несколько слабо изученных объектов: **Догалдынская стрелка, Красный** и месторождение, находящееся в стадии предэксплуатационной оценки – «**участок Копыловский**».

В структуре Артемовского рудного узла преобладают слабо метаморфизованные вендские отложения терригенно-карбонатной илигирской и терригенно-туфогенной догалдынской свит с линейными субширотными складчатыми дислокациями и позднескладчатыми взбросо-сдвигами. «**Участок Копыловский**» является типичным для рудных объектов Артемовского узла. Находясь в составе региональной полосы углеродисто-карбонатно-сульфидного метасоматоза, его кварцево-жильная зона и сопутствующие кварцевые штокверки подчинены литолого-стратиграфическому контролю с локализацией в ядре второстепенной антиклинали, сложенном олигомиктовым углеродистым минерализованным горизонтом. Оруденение располагается вдоль области смятия по осевой поверхности складки. Кварцевые жилы небольшой протяженности (до 250–300 м) и мощностью до 2–4-х м располагаются в круто залегающем северном крыле антиклинали. Кварц-карбонатные штокверки по осевой поверхности и в вертикальном южном крыле состоят из разнообразно ориентированных мелких жил и прожилков. Неконтрастный околорудный метасоматоз проявляется в последовательности порфиробластических и прожилко-

вых форм окварцевания и карбонатизации, пиритизации и мусковитизации. Содержание золота по данным крупнотоннажного опробования не превосходит 2,1–3,5 г/т с пробностью – 913 и содержании серебра до 9 %. Рудно-минералогической особенностью северной части месторождения Верный являются рассеянная вкрапленность арсенопирита и высоко золотоносные кварц-асенопиритовые штокверки, более поздние по времени образования, чем распространенные здесь колчеданная и кварцево-жильная стадии [1].

В отношении структурно-литологического контроля месторождения Артемовского и Маракано-Тунгусского узла аналогичны. По количественному соотношению кварца и сульфидов они соотносятся с малосульфидной глубинной кварцево-жильной рудной формацией, но по характерным вещественно-структурным показателям объединяются в подформацию кварцево-жильных зон и кварцевых и сульфидно-кварцевых штокверков.

На исследованных месторождениях опробованы верхние части, вскрытые карьерами, траншеями и другие искусственные обнажения. При опробовании расстояние между пробами выдерживалось в интервале от 100 до 12,5 м. Масса проб 250–300 г.

Вертикальные и горизонтальные проекции распределения Au, Ag, As и классов - ассоциаций рудных элементов рассчитаны методом многоэлементных геохимических полей (МП) [2]. При определении зональности геохимического поля методом МП используются коэффициенты контрастности (КК) как безразмерные величины, равные отношениям концентраций к фону для элементов с нормальным распределением. Фон определяется по уровню значений, соответствующих 50 % накопленной частости.

На месторождении «участок Копыловский» блоки с повышением концентраций элементов продуктивной ассоциации и классы с их наивысшими КК, соответствующие размерности рудных столбов, расположены на простирании кварцево-жильной зоны с почти регулярным «шагом» 80–120 м. На месторождении Верный концентрационные максимумы Au и Ag удовлетворительно совмещаются, и лишь некоторые отклонения имеются для As (рис. 1). Распределение концентраций золота в вертикальных сечениях рудного столба жильной зоны Первенец имеет гнездово-полосчатый характер. Рудные объемы с содержаниями золота от 5 г/т и более удлиняются по склонению столба, протяженность которого уменьшается по падению. В поперечных сечениях рудного тела объемы крупных гнезд с содержаниями Au более 5 г /т выходят за пределы линзовидных кварцевых тел в окварцованные и сульфидизированные околорудные метасоматиты, разделяясь менее золотоносными интервалами до 4–8 м протяженностью. На горизонтальных проекциях погоризонтных планов также проявляется прерывистый, гнездовый характер распределения золота как в линзовидных кварцевых образованиях Главного рудного тела, так и в его приконтактовой части, где располагаются сульфидно-кварцевые штокверки.

При общем рудно-формационном типе месторождения Маракано-Тунгусского узла отличаются от объектов Артемовского узла повышенным содержанием сульфидов, проявлением колчеданной стадии осаждения тонко- и мелкозернистого золотоносного пирита [1] и образованием поздней арсенопиритсодержащей кварцево-жильной генерации. Кроме того, с применением метода МП в них обнаруживаются классы ассоциаций с пониженными отношениями **Au / As.** Естественное разделение по уровню содержания мышьяка с выделение местного золото-мышьяковистого **геохимического «типа»**, видимо, происходит при отношениях КК $_{Au}$ / КК $_{As} \leq$ 32–38. Месторождения Артемовского рудного узла со значительно меньшей мышьяковистостью относятся соответственно к **условному** местному золото-серебряному «типу», так как содержание серебра в золотинах обычно не более 10 мас. %.

Независимо от местного геохимического «типа» на золото-кварцевых месторождениях (таблицы) выделяются блоки, отличающиеся как суммой КК (lg $\sum$ КК), так и содержанием золота, нормированным по фону в каждой рассчитываемой точке (lg C $_{Au}$). В данных координатах кластеры точек, соответствующие рудным столбам (I), рудной зоне (II) и фоновому полю (III), различаются на 0,5–1 порядок. В сечении рудых столбов наиболее отчетливые положительные ореолы создаются золотом, мышьяком и молибденом (рис. 2).

При поперечнике рудного столба около 60м на месторождении Верный ореол As асимметричен за счет повышения КК до 26 в надрудной части и снижения до 0,6 в подрудной. Противоположная тенденция у Pb, накапливающегося (КК = 4,1) в подрудном пространстве. Рудные столбы сопровождаются концентрационными максимумами никеля и кобальта.

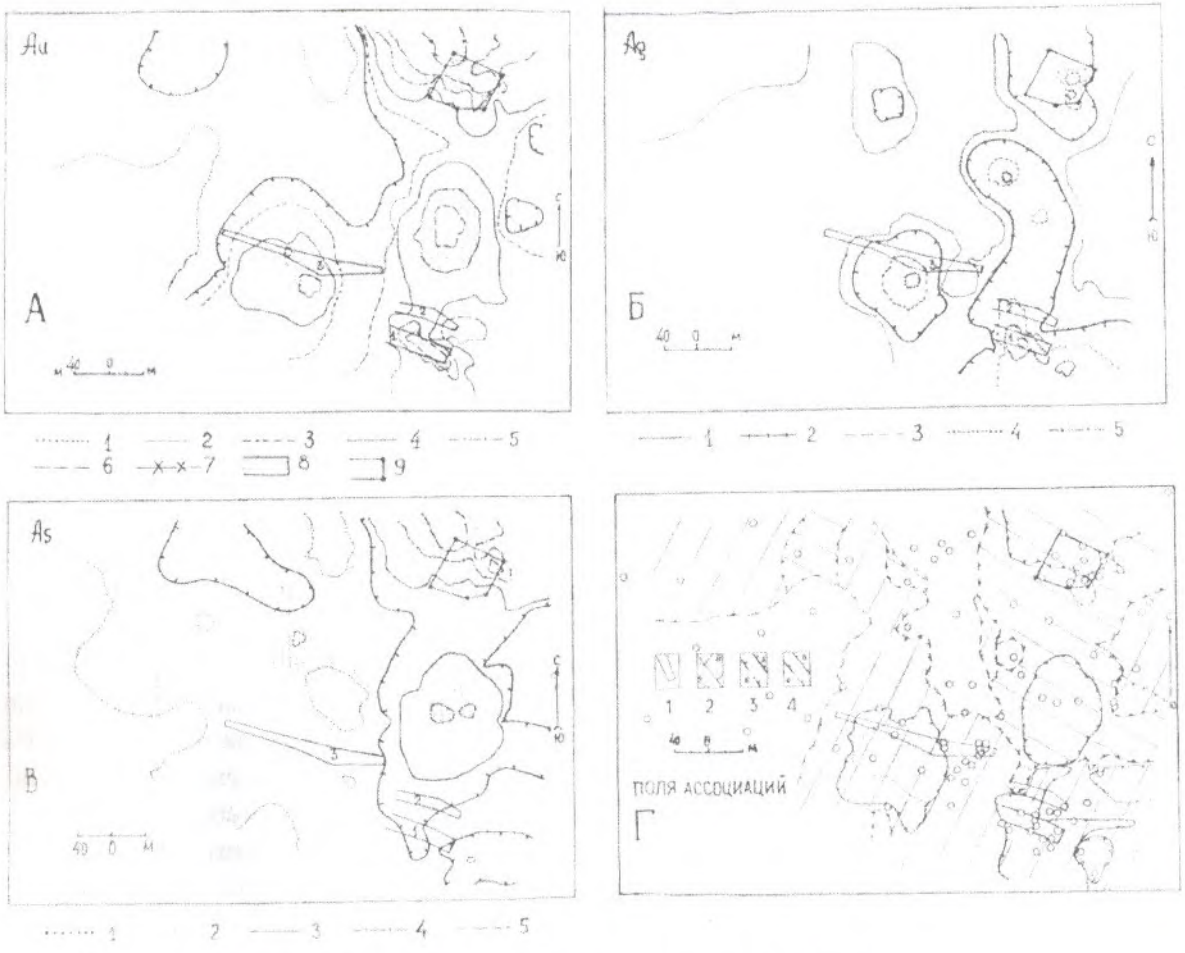


Рис. 1. Геохимические ореолы на месторождении «Верный».

А–В ореолы распределения.

А – золото, 1–5 содержания. г/т: 1 – до 0.05, 2 – до 0.25, 3 – до 0.5, 4 – до 1, 5 до – 2.5, 6 – до 5, 7 до 15, 8 – контуры ГРТ «Первенец» на 1 –3 уступах (здесь и далее), 9 – карьер «Верный».

Б – серебро, 1–5 содержания, г/т: 1-до 0.4, 2 – до 0.6, 3 -.до 1.2, 4 –до 2, 5 – до 4.

В – мышьяк, 1–5 содержания, мас. %: 1- до 0.008, 2 – до 0.027, 3 – до 0.1, 4 – до 0.45, 5 – до 0.9. Г – распределение классов коэффициентов контрастности (КК) – геохимических ассоциаций, 1 – контур ГРТ и карьера,; 2 – местные геохимические «типы»: а – Au – Ag, б- Au – As; 3 – Au – As классы (номера в табл. 4), а – 42, 44, б – 7, Au – Ag классы, а – 45, б – 23.

Ранжирование масштабов рудообразующего процесса (**скейлинг**) обусловлено саморазвитием структуры обособившихся флюидных систем и появлением локальных областей рудного минералообразования. При повышении отношения раствор: порода в относительно ограниченных объемах рудных столбов возникают концентрационные аномалии, которые статистически формируются скоплениями зародышей и центров кристаллизации золота. Радиусы диффузии вокруг их разрастающихся групп, обусловленные термодинамическими параметрами, определяют расстояние между крупными рудными гнездами, создавая полосчато-решетчатую конфигурацию их размещения. Кроме того, постоянная ассоциация золота в глубинных месторождениях с некоторым количеством сульфидов обусловлена возникновением геохимического барьера за счет разности сродства с серой твердых сульфидных фаз и зависимых компонентов раствора, когда при прочих равных условиях гидросульфидные и тиомышьяковистые комплексы золота становятся неустой-

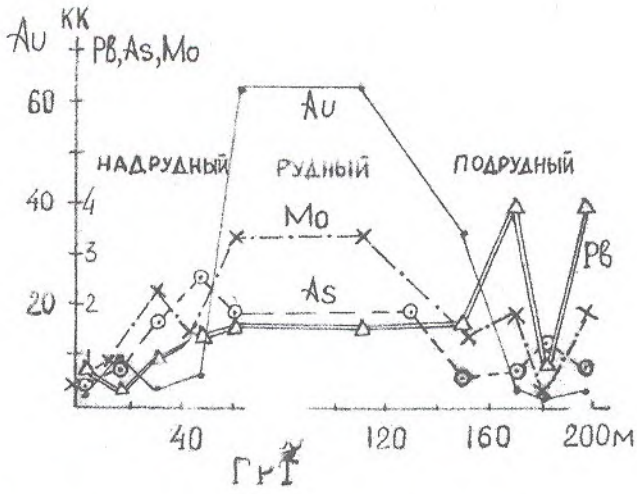


Рис. 2. Коэффициенты контрастности (КК) золота и сопутствующих элементов в геохимическом ореоле ГРТ зоны «Первенец».

чивыми в присутствии кристаллических сульфидов железа и сопутствующей рудной группы элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проектам РФФИ 04-05-74584, 04-05-64183.

[1] Вилор Н.В., Кажарская М.Г., Бычинский В.А., Костянецкая Ж.В., Баранов В.А. Геохимические корреляции и динамика соотношений «раствор-порода» в рудоносных флюидных системах // Геохимия. 2003. № 12. С. 1305-1317.

[2] Китаев Н.А. Многомерный анализ геохимических полей. Новосибирск.: Наука, 1990. 120 с.

СТРЕСС-ГРАНИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ

А.Г. Владимиров, С.В. Хромых*, В.С. Федоровский**, В.В. Хлестов***, Н.И. Волкова***, В.Г. Владимиров*, А.В. Травин****, Д.С. Юдин****, С.А. Сергеев*****, Д.А. Матуков******

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

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

***Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, khl@uiggm.nsc.ru

****Новосибирск, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, travin@uiggm.nsc.ru

*****Санкт-Петербург, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, shrimp@vsegei.ru

Все известные классификации коллизионных орогенов [1–4] основываются на реконструкции и ранжировании (по длительности и интенсивности) тектонических фаз, отражающих до, син- и постколлизионную историю их формирования. В классической геологии длительность и интенсивность отдельных тектонических фаз могла быть оценена лишь в приближенном виде, т. е. на уровне биостратиграфических рубежей и резкой смене стиля дислокаций на верхних уровнях земной коры. Сейчас появилась возможность с помощью прецизионных изотопно-геохронологических методов (U-Pb, Shrimp; Ar-Ar в вариантах лазерного испарения вещества) проводить оценки длительности и интенсивности тектонических фаз на глубинных уровнях земной коры. Однако при решении этих новых задач на первое место выходит выбор геологических объектов, «сквозное» изотопное датирование которых позволяло бы достаточно уверенно интерпретировать полученные

оценки возрастов. Методологические проблемы изотопного датирования геологических комплексов, формирующихся на глубинных уровнях земной коры, обсуждаются ниже на примере синметаморфических стресс-гранитов.

Термин «стресс-граниты» был введен в геодинамический и петрологический анализ при изучении кайнозойских гранит-лейкогранитов Памирского региона [5]. Было показано, что «стресс-граниты» Памира неотъемлемо связаны с бластомилонитами и милонитами во вмещающей метаморфической раме, а их отличие от гранит-лейкогранитов Гималаев заключается в разных тепловых источниках и особенностях флюидного режима при коллизионном тектогенезе [6]. Если для Гималайских гранит-лейкогранитов ведущая роль отводится радиоактивному и диссипативному разогреву при внутриконтинентальной субдукции [7], то для Памирских стресс-гранитов на первое место выходит только диссипативный источник тепла. В пользу этого вывода свидетельствуют следующие данные: 1) Памирский регион входит в состав Пенджабского синтаксиса, для которого большинством исследователей, исходя из стиля структурных деформаций и присутствия тектонических пластин, сложенных высокоградиентными комплексами And – Ky типа, предполагается сверхлитостатическое давление в глубинных уровнях земной коры [4, 8, 9]; 2) на всей площади выходов Памирско-Шугнанских стресс-гранитов канозойского возраста (более 1500 км^2), полностью отсутствуют проявления базит-ультрабазитового магматизма, что исключает влияние мантийных тепловых источников [5, 10]; и, наконец, – 3) стресс-граниты обнаруживают значительно более «пестрый» петрогеохимический состав, чем собственно гранит-лейкограниты в Гималаях. «Пестрота» петрогеохимического состава стресс-гранитов, как было показано на примере Ольхонской и Сангиленской коллизионых систем в Центрально-Азиатском складчатом поясе, связана в первую очередь с интенсивными и, вероятно, весьма кратковременными импульсами вязких сдвиговых деформаций [11, 12]. Здесь важно подчеркнуть, что во всех изученных случаях (Памир, Приольхонье, Сангилен) синметаморфические стресс-граниты могут рассматриваться как продукты частичного плавления уже разогретых осадочных толщ, когда температура среды близка к субэвтектической для гранитного состава, а необходимое для плавления превышение температуры на первые десятки градусов может быть обеспечено исключительно диссипативным теплом. Если это так, то появление первых, даже небольших, объемов гранитной жидкости при стресс-метаморфизме приводит к резкому падению количества тепла, выделяемого при вязко- и хрупкопластичных сдвиговых деформациях за счет снижения коэффициентов вязкости в реологически контрастных средах. Это означает, что стресс-граниты практически мгновенно кристаллизуются, а их возраст может быть достаточно уверено интерпретирован как возраст, отвечающий кульминации вязких сдвиговых деформаций. Остаются нерешенными два вопроса: 1) каковы структурно-геологические и вещественные критерии диагностики синметаморфических стресс-гранитов, отражающих кульминацию вязких сдвиговых деформаций; и 2) каким образом подходить к опробованию этих специфических гранитных жил и тел для их последующего изотопного датирования. Рассмотрим первые результаты U-Pb, Ar-Ar изотопного датирования синметаморфических стресс-гранитов Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье).

В геодинамическом плане структура Ольхонского региона представляет собой сложнейший коллизионный коллаж, возникший в раннем палеозое в процессе аккреции генетически неоднородных террейнов к цоколю Сибирского кратона [13]. Детальное картирование в совокупности с первыми данными изотопной геохронологии, позволило выделить в составе коллизионной системы основную единицу – Ольхонский террейн с раннедокембрийской континентальной корой и палеозойскими аллохтонами, тектонически перекрывшими древнюю кору в результате обдукции. Глубинные (синметаморфические) деформации покровного, купольного, листрического, сдвигового генезиса отражают различные эпизоды коллизии и начала коллапса коллизионной системы. Практически все они сопровождаются формированием гранитов [14]. Наиболее мощно, однако, был проявлен сдвиговый тектогенез, экспансия которого на последних этапах коллизии (столкновение

типа террейн-континент) привела не только к деформации более ранних структур, но и «нарезке» всего террейна на серию узких (до 1 км) и протяженных (десятки км) пластин. Сдвиговые пластины разделены зонами бластомилонитов, вмещающими крупные жилы гранитов. Многочисленны и гранитные жилы, проникающие по оперяющим трещинам (структуры Риделя) в тела самих сдвиговых пластин, а также жилы гранитов в структурах типа pull-apart. В участках транспрессии, с выжатыми из зон максимального сжатия вторичными покровами, появляются субгоризонтальные гранитные залежи, сопровождавшие формирование дуплекс-структур. Во всех случаях удается доказать синметаморфический генезис и выделить два особых типа стресс-гранитов, а именно – «strike slip»-граниты и «duplex»-граниты [12]. Первые представлены линейными гранитными жилами, которые слагают либо трещины отрыва по отношению к сдвиговым бластомилонитовым швам, либо непосредственно участвуют в строении этих швов (в последнем случае структурно-минеральные парагенезисы гранитов и бластомилонитов совпадают). Вторые – представляют собой гранитные залежи, выдавленные в результате интенсивных вязких сдвиговых деформаций и обычно имеющие структуры пальмового дерева.

По вещественному составу обе разновидности («strike-slip» и «duplex»-граниты) относятся к лейкократовым породам с содержанием SiO_2 = 73–79 мас. %. Содержание кварца предельно для магматических пород кремнекислого состава (40–50 об. %), однако содержания олигоклаза и калишпата резко варьируют. В частности «strike slip»-граниты относятся к кали-натровым с примерно одинаковым соотношением калишпата и олигоклаза (Qtz = 40–45, Kfs = 20–25, Pl = 30–35 об. %), а в «duplex»-гранитах содержания калишпата резко возрастают до 50 об. % при синхронном падении содержаний плагиоклаза. Важно подчеркнуть, что петрографический облик пород остается чрезвычайно сходным. Структуры варьируют от аллотриоморфных до гипидиоморфных, порфировидные разности редки; преобладают пегматоидные разновидности, обычно имеющие графические взаимоотношения кварца и полевых шпатов. В кварце из ихтиоглиптовых срастаний были диагностированы включения расплавов, прямо указывающие на магматический генезис этих необычных пород. Следует подчеркнуть, что гранитные жилы с калиевым и натровым уклоном находятся в едином тектоническом ансамбле с бластомилонитами и нередко соседствуют друг с другом на расстоянии первых метров. Отмечается также резкая изменчивость состава гранитных жил по простиранию, особенно в тех случаях, когда жилы подвержены вязким сдвиговым деформациям. В замках складок деформированных гранитных жил наблюдается пегматоидный материал с калиевой специализацией (K_2O = 3.89, Na_2O = 1.28, K_2O/Na_2O = 3.03), а в крыльях – сохраняются граниты с первичным калий-натровым уклоном (K_2O = 2.59, Na_2O = 4.59, K_2O/Na_2O = 0.56).

Уникальный спектр петрогеохимических составов синметаморфических гранитов Ольхонского региона впервые был установлен В.А. Макрыгиной и З.И. Петровой [15], а после их расчленения на граниты, связанные с купольным тектогенезом, и синсдвиговые граниты «strike slip» и «duplex»-типов [12], стало очевидным, что их составы невозможно объяснить, основываясь на результатах моделирования частичного плавления в закрытых условиях (анатектическое или порционное плавление). Так, например, в «strike slip»-гранитах отмечается резкое (на порядок) снижение ΣРЗЭ до 56–14 ppm, а в «duplex»-гранитах концентрации редких земель падают еще на один порядок и становятся сопоставимыми с уровнем в MORB-базальтах (7–6 ppm). В «strike slip»-гранитах наблюдается повышение концентраций Yb и Lu относительно исходных плагиогнейсов, а в «duplex»-гранитах они падают до предельных значений в магматических породах. Наиболее необычно ведет себя европий, который в одних образцах имеет резкий минимум (Eu/Eu* = 0,2–0,1), а в других – максимум (Eu/Eu* = 1,05), при этом отрицательные и положительные европиевые аномалии устанавливаются как в «strike slip»-гранитах, так и в «duplex»-гранитах. Можно предположить, что формирование синметаморфических стресс-гранитов Ольхонского региона происходило в открытой системе как на стадии генерации и внедре-

ния расплавов, так и на стадии их кристаллизации, тем более, учитывая сближенность и кратковременность всех этих процессов (в геологическом смысле).

Существование перечисленных выше ярко выраженных вещественных неоднородностей синметаморфических гранитов следует связывать прежде всего с особенностями динамики коллизионных процессов, протекавших на глубинных уровнях земной коры и ныне отраженных в геологическом строении Ольхонского региона. Крупномасштабное геокартирование определенно свидетельствует о доминирующей роли интенсивных и чрезвычайно неоднородных сдвиговых деформаций [12, 13, 16, 17]. Приходится иметь в виду, что сдвиговое течение в реологически "пестрых" толщах создает зоны локальных барических аномалий (положительных и отрицательных), причем их амплитуда при особо интенсивных вязких сдвигах может достигать килобары [18]. Благодаря этому эффекту, даже на сближенных участках (десятки – сотни метров) процессы выплавления из квазиоднородного субстрата могут давать разные по составу расплавы, за счет зависимости котектических соотношений (диаграмм плавления) от давления, что в равной степени относится и к последующей дифференциации расплавов. Одновременное повышение температуры за счет диссипативного тепла при вязко- и хрупкопластичных сдвиговых деформациях (превышение в первые десятки градусов) переводит эти уже разогретые метаморфические толщи в состояние контрастного реологического расслоения и происходящего непосредственно вслед за ним локального плавления. Конечным результатом этих взаимодополняющих процессов (вязкие сдвиги и связанные с ними диссипативный разогрев и локальные перепады давления в системе) являются сложнопостроенные композиты (кварциты – мраморы – кристаллосланцы – гнейсы – стресс-граниты), которые можно наблюдать на современном эрозионном срезе Ольхонской коллизионной системы в условиях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма [13, 19, 20]. Индикаторную роль играет флюидный режим генерации и кристаллизации кремнекислых расплавов, который при локальных перепадах давления обеспечивает экстремальное обеднение и (или) обогащение стресс-гранитов и стресс-пегматитов редкими и редкоземельными элементами.

С учетом вышеохарактеризованных структурно-геологических и петрогеохимических критериев диагностики стресс-гранитов, было проведено их U-Pb и Ar-Ar изотопное датирование. Для U-Pb датирования (Shrimp-II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) были выбраны гиперстеновые стресс-граниты Чернорудской гранулитовой зоны; для Ar-Ar датирования (метод ступенчатого прогрева, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) – синметаморфические стресс-граниты и их бластомилонитовое обрамление в районе п-ова Шида, где уровень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации. P–T-параметры метаморфизма были оценены с использованием как индивидуальных минералогических геотермометров и геобарометров, так и программных пакетов THERMOCALC, TWQ 2.02, WEBINVEQ, базирующихся на взаимосогласованных базах термодинамических данных. Для метаморфических толщ, имеющих региональное распространение были получены следующие оценки P–T-условий: Чернорудская гранулитовая зона – 740–820°C, 7.7–8.6 кбар, метаморфические породы полуострова Шида – 630°C, 6.2 кбар. Однако в локальных метаморфических зонах (первые десятки метров), окаймляющих гипербазитовые тела, «завальцованные» в гранит-метаморфическую толщу при сдвиговом тектогенезе, отмечается аномальное повышение температуры до 730–750°C и давления до 12–14 кбар. Эти предварительные данные свидетельствуют в пользу стресс-метаморфизма и гранитообразования за счет локального перепада давлений и повышения температуры за счет диссипативного тепла.

U-Pb изотопное датирование гиперстеновых плагиогранитов «duplex»-типа в Чернорудской зоне проводилось в единичных зернах цирконов мелкого размера, имеющих магматический габитус (без ядер), а также в каймах с магматическим габитусом, которые окаймляют более крупные зерна цирконов, в строении которых были обнаружены округлые метаморфогенные (протолитовые?) ядра. В обоих случаях был установлен один и тот

же конкордантный возраст, и совокупное рассмотрение экспериментальных точек (программный пакет ISOPLOT) позволяет достаточно уверенно предположить, что синметаморфические стресс-граниты «duplex»-типа Чернорудской зоны были сформированы 496 ± 3 млн лет назад [21]. Метаморфогенные ядра не анализировались.

Ar-Ar изотопное датирование кали-натровых биотитовых (± гранат) гранитов «strike slip»-типа проводилось по монофракциям биотита из жилы синметаморфических стресс-гранитов в бластомилонитовом обрамлении гипербазитового тела. В полученных $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектрах наблюдаются устойчивые плато с возрастом 431 ± 6 млн лет, что соответствует 90–95 % выделенного ^{39}Ar.

Эти геохронологические данные позволяют достаточно уверенно предположить, что в зоне сочленения ранних каледонид с Сибирской платформой было проявлено как минимум два импульса вязких сдвиговых деформаций, сопровождавшихся формированием синметаморфических стресс-гранитов (~500 и ~430 млн лет). Следует отметить, что эти рубежи совпадают (в диапазоне ± 10 млн лет) с независимыми U-Pb изотопными датировками, полученными по гранулитам Чернорудской зоны (485–500 млн лет [22, 23]) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировками тектонитов в коллизионном шве, который непосредственно примыкает к цоколю Сибирского кратона [24]. Если принять, что полученные изотопные датировки отвечают кратковременным импульсам вязких сдвиговых деформаций на нижних уровнях земной коры, то следует признать, что формирование Ольхонской коллизионной системы имело не перманентный, а пароксизмальный характер, а «strike slip» и «duplex» граниты отражают их кульминацию.

Возвращаясь к постановке задачи, сформулируем основные подходы к опробованию синметаморфических стресс-гранитов как индикаторов кратковременных импульсов вязких сдвиговых деформаций в глубинных уровнях земной коры. В первую очередь необходимо обращать внимание на синтектоническую позицию гранитных жил и тел с последующей расшифровкой их принадлежности к «strike slip» или «duplex»-типам. Эти структурно-гелогические данные являются важными, но недостаточными. Необходимо убедиться, в «пестроте» петрогеохимического состава синметаморфических гранитов, которая превышает допустимые вариации в содержаниях петрогенных, редких и редкоземельных элементов при равновесном плавлении в закрытых условиях. В целях U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования необходимо отбирать пробы как из метаморфического обрамления, так и из самих гранитов, в том числе по простиранию отдельных жил и тел с максимально возможным диапазоном в содержаниях РЭ и РЗЭ. Лишь в этом случае при взаимосогласованности полученных датировок (в виде их прямого совпадения или единого P-T-d-t-тренда) можно получить достоверную информацию о длительности и интенсивности тектонометаморфических событий при коллизионном орогенезе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Програмы фундаментальных исследований РАН-СО РАН (проект № 6.7.2), РФФИ (гранты № 02-05-64455, 03-05-65099, 04-05-64437, 05-05-64608, 05-05-64676), Минобразования России (проект № УР.09.01.018).

[1] Dewey J.F. Extensional collaps of orogens // Tectonics, 1988, v. 7, p. 1123-1139.

[2] Şengör A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years; synopsis of a Tethyan perspective // Tectonophysics, 1991, v. 1870, p. 315–344.

[3] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 409 с.

[4] Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2002, 604 с.

[5] Владимиров А.Г. Гранитоидный магматизм субдукционно-коллизионных орогенов (на примере киммеридо-альпид Южного Памира): Автореф. докт. дисс. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 37 с.

[6] Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н. Два типа синметаморфических гранитов в коллизионных обстановках // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 1, с. 85-88.

[7] Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6, с. 20-31.

[8] Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа // Л.: Наука, 1981, 304 с.
[9] Буданов В.И. Эндогенные формации Памира // Душанбе: Изд-во «Дониш», 1993, 300 с.
[10] Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Чупин В.П., Майорова О.Н., Шипицын Ю.Г. Петрология высокоглиноземистых гранитоидов памирского комплекса (Юго-Западный Памир) // Геология и геофизика, 1988. – № 12. – С. 87-95.
[11] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, № 3, с. 396-411.
[12] Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 6, с. 771-777.
[13] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН; Вып. 545. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
[14] Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6, с. 56-71.
[15] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996, № 7, с. 637-649
[16] Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сонюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника, 1992, № 2 с. 58-71
[17] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3-22
[18] Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // Докл. РАН. 1993, т. 328, № 3, с. 322-324.
[19] Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30-45
[20] Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН, 2004.
[21] Хромых С.В., Владимиров А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Руднев С.Н. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Данный сборник.
[22] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990, с. 170–183
[23] Гладкочуб Д.П. 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.
[24] Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования // Геология и геофизика, 2004 (в печати).

РАННИЕ КАЛЕДОНИДЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА (НА ПРИМЕРЕ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.Г. Владимиров, А.Г. Владимиров, А.С. Гибшер, А.В. Травин, С.Н. Руднев, И.В. Шемелина, Н.В. Барабаш, Я.В. Савиных
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, vvg@uiggm.nsc.ru

Геологическое строение Центрально-Азиатского складчатого пояса традиционно рассматривается как сочетание аккреционных и коллизионных структур [1, 2]. Значительно меньшее внимание уделяется структурам, сформировавшихся в трансформно-сдвиго-

вых обстановках, которые, как сейчас становится очевидным, играли существенную роль в ходе палеозойского роста Сибирского континента [3–4].

В данном сообщении на примере Западного Сангилена (ЮВ Тува) рассматриваются масштабы и длительность эволюции орогена, прошедшего полный ряд стадий – от субдукционно-аккреционной (поздний венд) через коллизионную (кембрий) до трансформно-сдвиговой (ордовик). За последние годы здесь проведен достаточно большой объем петрологических, структурно-кинематических и геохронологических исследований[1], позволивших реконструировать P-T-d-t эволюцию как отдельных литонов (блоков) и разделяющих их проникающих сдвиговых зон, так и региона в целом (табл. 1).

Таблица 1.

Корреляция тектонических, метаморфических и магматических событий в эволюции Сангиленского орогена (570-430 млн лет)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКИ		ШКАЛА, млн.лет	ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ЭТАПЫ		МЕТАМОРФИЗМ региональный (a), локальный (b)		МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
		430					
Растяжение (транстенсия)	Трансформно-сдвиговая 60 млн лет		поздняя трансформно-сдвиговая	D_{n+7}	M3a регрессивный локально до зеленосланцевой фации		**трахидолеритовая минглинг-дайки агардагский** щелочно-базальтоидный **кокмолгаргинский (таннуольский)** диорит-тоналит-гранитный
		460					
			трансформно-сдвиговая	D_{n+6}		M3b локальный HT/LP типа	**башкымугурский** габбро-монцодиоритовый **кызылдагский** гранит-лейкогранитный **минглинг-дайки** синплутонические
		470		D_{n+5}	M3a		**нижнеулорский** адамеллит-гранитный **байдагский** меланогранит-гранит-лейкогранитный **минглинг-дайки** синплутонические
		480	ранняя трансформно-сдвиговая	D_{n+4}	регрессивный локально до низов эпидот-амф. фации		**чжаргалантский** гранит-лейкогранитный **тесхемский** субщелочной граносиенит-гранит-лейкогранитный
		490					
Косоугловое сжатие (транспрессия)	Коллизионная 50 млн лет		коллизионная	D_{n+3}	M2a прогрессивный амфиболитовая фация умеренных давлений (анд.-сил. ассоциации)	M2b локальный HT/LP типа	**матутский** субщелочной гранит-лейкогранитный **эрзинский** габбро-монцодиоритовый **баянкольский** субщелочной граносиенит-гранит-лейкогранитный **хорумнугский** гранит-лейкогранитный
		510					
				D_{n+2}			**правотарлашкинский** троктолит-анортозит-габбровый
		525	раннеколлизионная	Dn+1			**плагиограниты-трондьемиты ортоадырский** тоналит-плагиогранитный
		540					
	Аккреционно-островодужная > 30 млн лет		субдукционно-аккреционная	Dn	M1a прогрессивный до верхов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (ставролит-кианитовые ассоциации)		**карашатский** перидотит-пироксенит-габбровый **акдовуракский** дунит-гарцбургитовый **солчерский** дунит-гарцбургитовый **кускунугский** островодужно-толеитовый
		570					

Сангиленский ороген был сформирован в раннекаледонское время в результате амальгамации сорванных со своего основания вендских и раннекембрийских островодужных комплексов к Тувино-Монгольскому микроконтиненту (ТММ) и закрытии окраинных и междуговых бассейнов [3, 8]. Согласно геологическим [9] и палеонтологическим [10, 11] данным, начиная с венд-кембрийского рубежа, океаническая литосферная плита в течении 30 млн лет (570-535 млн лет) испытывала субдукционно-аккреционные процессы. На рубеже 535 млн лет завершилось аккретирование островной дуги к краю микроконтинента и, вероятнее всего, произошел перескок зоны субдукции с заложением Таннуольской островодужной системы [8, 12]. В последующие периоды на данном участке ТММ происходила обдукция офиолитов (535–525 млн лет) и коллизия (525-490 млн лет), которая сопровождалась высокоградиентным метаморфизмом и магматизмом. Эволюция коллизионного орогена завершилась его коллапсом (490-430 млн лет) в условиях интенсивных сдвигово-раздвиговых движений.

[1] В статье использованы опубликованные материалы С.Ю. Беляева, А.Г. Владимирова, В.Г. Владимирова, А.С. Гибшера, В.Е. Гоникберга, А.Э. Изоха, С.А. Каргополова, И.К. Козакова, Ю.А. Костицына, В.И. Лебедева, Г.Г. Лепезина, А.Ю. Петровой, А.П. Пономаревой, С.Н. Руднева, Н.В. Рогова, Ф.П. Митрофанова и других, с полной библиографией которых можно познакомиться по обобщающим работам [3, 5–7 и др.]

Ниже рассмотрена модель эволюции Сангиленского орогена, где показаны корреляционные связи между тектоническими этапами, сопряженным магматизмом и метаморфизмом.

Тектонический этап D_n (570–535 млн лет) отвечает субдукционно-аккреционной обстановке. На окраине ТММ преобладали пликативные деформации, которые можно наблюдать в карбонатно-терригенных толщах Западного и Центрального Сангилена. Сжатие и утолщение окраинно-континентальной литосферы ТММ обеспечили условия для проявления прогрессивного метаморфизма, не превышавшего уровень зеленосланцевой фации (*M1a*). На данный период к проникающим тектоническим нарушениям можно отнести лишь Агардагскую шовную зону. Нижняя возрастная граница ее заложения может быть определена по обдуцированному на край ТММ офиолитовому комплексу (569±1 млн лет, U/Pb).

Тектонический этап D_{n+1} (535–525 млн лет). Прекращение субдукции и, как следствие, возрастание давления океанической литосферной плиты на край ТММ повлекло за собой увеличение интенсивности орогенных процессов на Сангиленском участке конвергентной границы и, как следствие, возрастание уровня метаморфизма до верхов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (кианитсодержащие ассоциации). Изменение поля напряжения и изостазия инициировали перекрестную складчатость и покровообразование в верхних уровнях коры. Магматизм был незначителен и связан с трещинной тектоникой (инъекции тоналит-трондъемитовых расплавов ортоадырского комплекса).

Тектонический этап D_{n+2} (525–510 млн лет) является ключевым в эволюции региона – произошло заложение проникающих дизъюнктивов (Эрзинская и Кокмолгаргинская сдвиговые зоны), которые совместно с Агардагской шовной зоной сформировали сдвиговую систему Сангиленского орогена с его фрагментацией на Мугуро-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский тектонические блоки. Характер деформаций изменился с покровно-складчатых на сдвиговый. Причем в нижней и средней коре кинематика деформаций отвечала левосторонним сдвигам, тогда как в верхней – правосторонним сдвиго-взбросам. В условиях сжатия Сангиленского орогена движения с правосдвиго-взбросовой кинематикой привели к реологическому расслоению коры по деколлементам с формированием промежуточных магматических камер. Внедрение по ослабленным зонам базитовых расплавов (Правотарлашкинский массив (524±9 млн лет, амфибол, Ar/Ar) обеспечивало дополнительный прогрев метаосадочных толщ и образование так называемого «теплового пятна» под Сангиленом. В тоже время прогрев в сочетании со сбросом общего давления привели к частичному плавлению метаосадков, смене характера метаморфизма от повышенных давлений умеренных температур на метаморфизм умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа (*M2a*) и, локально, на высокоградиентный метаморфизм HT/LP типа (*M2b*).

Переход к *тектоническому этапу* D_{n+3} (510–490 млн лет) фиксируется ослаблением транспрессии орогена и сменой правосдвиго-взбросовой на левосдвиговую кинематику. Появление локальных сдвигово-раздвиговых зон обеспечило условия для инъецирования базитовых расплавов в верхние уровни коры – внедрение и становление Баянкольского (489±3 млн лет, амфибол, Ar/Ar; 497±4, 507±14 млн лет, циркон, U-Pb) и Эрзинского (492±10 млн лет, циркон, U-Pb; 486±10, 490±10 млн лет, вал, Rb/Sr) габбро-монцодиоритовых массивов. Их составы отражают взаимодействие мантийных и коровых (S-тип) расплавов [14]. Продолжался локальный прогрев коры, приуроченный преимущественно к Агардагскому, Эрзинскому и Кокмолгаргинскому дизъюнктивам, с метаморфизмом умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа (*M2a*) и высокоградиентного HT/LP типа (*M2b*).

Тектонический этап D_{n+4} (490–480 млн лет) отвечает кардинальному переходу от условий сжатия к растяжению Сангиленского орогена. Значительная мощность коры и отсутствие транспрессии препятствовали заложению новых крупных дизъюнктивов, способных «вскрыть» мантийно-коровые очаги базитовых расплавов. Начавшееся общее рас-

тяжение со сбросом давления обеспечило условия для широкого развития в верхней коре «рассеянной» трещинной тектоники, повсеместного образования и перемещения внутрикоровых кислых расплавов – мезоабиссальные гранитоиды тесхемского субщелочного граносиенит-гранит-лейкогранитного комплекса (485±15 млн лет, амфибол, Ar/Ar; 480±5 млн лет, циркон, U-Pb; 471±10, 473±7 млн лет, вал, Rb/Sr), синкинематические жилы, дайки и пластообразные залежи чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса (489±3, 489±3 млн лет, циркон, U-Pb).

Тектонические этапы D_{n+5} *и* D_{n+6} (480–460 млн лет) отражают трансформно-сдвиговое растяжение. Первоначально (*этап* D_{n+5}) это растяжение реализовывалось в пределах сдвиговых зон с внедрением в локальные области раздвига коровых выплавок известково-щелочных и (или) субщелочных гранит-лейкогранитов (Нижнеулорский адамелит-гранитный массив, 474±3, 476±6 млн лет, вал, Rb/Sr; 480±7 млн лет, биотит, Ar/Ar; Байдагский меланогранит-гранит-лейкогранитный массив, 473±7 млн лет, вал, Rb/Sr). Затем в режим растяжения был вовлечен весь ороген (*этап* D_{n+6}). Формирующаяся новая система сопряженных сдвиговых зон (субмеридиональные второго и субширотные третьего порядка) контролировала внедрение значительных объемов расплавов кислого и основного составов. Наиболее ярким примером этих событий является становление Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов (464,6±5,7 млн лет, циркон, U-Pb, 465±1,2 млн лет, биотит, Ar-Ar, 464±5 млн лет, вал, Rb-Sr).

Внедрение базитовых расплавов привело к регионально-контактовому прогреву гранат-биотитовых гнейсов Мугуро-Чинчилигского блока (464±1 млн лет, биотит, Ar-Ar) и гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов Эрзинской сдвиговой зоны (468±6, 469±8 млн лет, вал, Rb-Sr). Петрологическим индикатором этой стадии являются многочисленные комбинированные базит-гранитные дайки и минглинг-дайки, указывающие на синхронное вскрытие разноглубинных магматических камер в нижней и средней коре (471,2±1,9 млн лет, амфибол, Ar-Ar, 462,5±1 млн лет, биотит, Ar-Ar, 467±21 млн лет, вал, Rb-Sr). Вскрытие и последующая консолидация мантийно-коровых очагов базитовых расплавов привело к исчезновению термального «пятна» под Сангиленским орогеном. Как следствие, метаморфизм *этапов* D_{n+5} */*D_{n+6} отвечал нисходящей ветви (от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, *M3a*). В тоже время, в непосредственном обрамлении Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов проявился высокоградиентный контактовый метаморфизм HT/LP типа (*M3b*) [7, 13].

На завершающем *тектоническом этапе* D_{n+7} (460–430 млн лет) трансформно-сдвиговое растяжение обеспечило максимальное утонение остывавшей континентальной литосферы, что сопровождалось трещинной тектоникой, внедрением даек камптонитов и мончикитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса (447,6±1,7 млн лет, амфибол, Ar-Ar, 441,3±1,1 млн лет, биотит, Ar-Ar), минглинг-даек (434,4±2,1 млн лет, биотит, Ar-Ar) и локальным регрессивным метаморфизмом пород до уровня зеленосланцевой фации.

Таким образом, формирование Сангиленского орогена происходило на фоне смены геодинамических обстановок сжатия (570–490 млн лет) обстановками растяжения (490–430 млн лет). В период сжатия орогенез сопровождался увеличением мощности континентальной коры и предельными по давлению и температуре параметрами метаморфизма (коллизионный орогенез). Последующий период растяжения отличался утонением литосферы с латеральным ростом орогена и максимальным проявлением площадного базитового и кислого магматизма (трансформно-сдвиговый орогенез). Длительность, P-T условия метаморфизма, магматизм и стиль деформаций аккреционно-островодужного, коллизионного и трансформно-сдвигового этапов эволюции орогена, вероятнее всего, определялись изменением угла взаимодействия океанической литосферной плиты с окраиной Тувино-Монгольского микроконтинента при развороте последнего против часовой стрелки. Как показали тектонические исследования Дальневосточной окраины инверсия режи-

ма взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит, является общей закономерностью, характерной для роста континентальной коры Азии [15].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64455, 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64437), Президиума СО РАН (ИП № 607, 6.7.2. и Минобразования России (проект № УР.09.01.018).

[1] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3-32.
[2] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань Сяо, Чанг Э.Г. // Геология и геофизика, 1994, № 7-8, с. 8-27.
[3] Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. // Докл. РАН, 2000. Т. 370. № 4. С. 489-492.
[4] Ханчук А.И., Парфенов Л.М., Бадарч Г. и др. // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: Тез. докл. Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2002, с. 15-16.
[5] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491-511.
[6] Петрова А.Ю. // Автореф. канд. дис.. М., ИМГРЭ, 2001, 26 с.
[7] Каргополов С.А. // Автореф. канд. дис.. Новосибирск, 1997, 272 с.
[8] Хаин Е.В., Гибшер А.С., Диденко А.Н., Дегтярев К.Е., Федотова А.А. // Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. С. 132-158.
[9] Гибшер А.С., Терлеев А.А. // Геология и геофизика. 1992. № 8. С.38-48.
[10] Терлеев А.А., Журавлева И.Т. // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск, 1989. С. 106-118.
[11] Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Журавлева И.Т. и др. // Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М., 1980. С. 95-115.
[12] Кузьмичев А.Б. // М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
[13] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. // Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С.68-73.
[14] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 398-413.
[15] Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6.

ГЕОХИМИЯ И ^{39}Ar-^{40}Ar ВОЗРАСТ ВКЛЮЧЕНИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Н.И. Волкова, Е.Н. Тарасова*, Н.В. Полянский**, А.В. Травин***, Д.С. Юдин****
*Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, nvolkova@uiggm.nsc.ru
**Усть-Каменогорск, Алтайский отдел Института геологических наук им. К.И. Сатпаева МОиН РК
***Новосибирск, Аналитический центр ОИГГиМ СО РАН

Серпентинитовый меланж с включениями высокобарических пород нередко отмечается в составе аккреционно-коллизионных комплексов различных регионов мира. Изучение геохимии этих включений позволяет реконструировать пространственно-временную эволюцию палеоокеанических бассейнов.

Объектом нашего исследования являлись включения высокобарических пород в серпентинитовом меланже I типа Чарского офиолитового пояса (Северо-Восточный Казахстан). Чарский офиолитовый пояс находится в осевой части одноименной зоны, расположенной между двумя островодужными зонами – Рудно-Алтайской на северо-востоке и Жарма-Саурской на юго-западе [1]. Эта структура была сформирована в позднем карбоне-перми при столкновении Сибирского и Казахстанского континентов, что привело к со-

вмещению по сдвигам и перемешиванию геодинамических комплексов их окраин [2, 3]. Вероятно, вращение Восточно-Европейского и Сибирского континентов, установленное по палеомагнитным данным [4], во время и после их столкновения и определило сдвиговый характер структуры возникшего межконтинентального орогенного пояса [3].

В составе Чарского офиолитового пояса выделяется три типа серпентинитового меланжа [3, 5–6], включающего блоки вулканических и осадочных пород, которые относятся к океаническому ложу, гайотам, склонам островных дуг. Их возраст датируется главным образом поздним девоном – нижним карбоном [5, 7], хотя в кремнистых породах обнаружены также ордовикские радиолярии [5, 8]. Серпентинитовый меланж I типа содержит включения (блоки размером от нескольких метров до сотен метров) высокобарических пород – гранатовые амфиболиты, эклогиты, глаукофановые и гранат-глаукофановые сланцы [5, 9]. Меланж II типа включает блоки и чешуи метагабброидов, габбро и базальтов, массивных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов и пироксенитов. В то же время серпентинитовый меланж III типа практически не содержит метаморфических пород. В него включены фрагменты меланжей 1 и 2 типов.

Опробованные включения метаморфических пород в серпентинитовом меланже 1 типа были представлены: гранат-барруазитовыми сланцами (Grt+Barr+Ep+Phe+Ab+Chl +Qtz+Rt±Stp±Spn±Mag), амфиболитами (Amf+Pl±Qtz), барруазитовыми и глаукофановыми сланцами (Amf+Ep+Chl+Phe+Ab+Qtz±Stp+Rt±Spn), зелеными сланцами (Act+Ep+Ms+ Chl+Ab+Qtz+Mag±Grt), а также метабазальтами, в которых, несмотря на полное замещение метаморфическими минералами, сохранились реликты исходных магматических структур. Гораздо меньшим распространением пользуются метаморфизованные кремнистые глубоководные осадки (метачерты).

Результаты расчета P–T-параметров метаморфизма, выполненные с использованием программы THERMOCALC, свидетельствуют о том, что температуры образования этих пород варьируют в небольших пределах 500–570°C, но в широком интервале давлений 5-13 кбар. Значительный разброс по давлению, по-видимому, отражает различную глубину погружения исходных пород (океанических базальтов и кремнистых осадков) в субдукционную зону. Линия, вдоль которой группируются точки P–T-оценок, близка к геотерме «теплой» субдукции», что свидетельствует о субдукции относительно молодой "теплой" океанической коры на заключительном этапе замыкания палеоокеанического бассейна.

Судя по валовому химическому составу, подавляющее большинство метабазитов и метабазальтов отвечают базальтам толеитовой и субщелочной серий с содержанием SiO_2 = 43,4–52,3 вес. %; и только единичные образцы соответствуют андезитобазальтам.

Ранее в результате исследования дифференциальной подвижности элементов при попадании океанических базальтов и осадков в субдукционную зону [10–11] было показано, что породы, подвергшиеся высокобарическому метаморфизму, деплетированы или обогащены по сравнению с протолитом только в отношении легко подвижных компонентов, тогда как содержания высокозарядных несовместимых элементов (HFSE) и РЗЭ устойчивы к этим процессам и находятся практически на том же уровне, что и в исходных породах. Это оставляет перспективы для определения геохимической природы протолитов высокобарических пород и геодинамических условий их формирования на основе анализа высокозарядных элементов.

Геохимические характеристики метаморфических пород из включений в серпентинитовом меланже 1 типа Чарского офиолитового пояса свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты типа N-MORB, E-MORB и OIB. Так, фигуративные точки составов высокобарических метабазитов Чарского офиолитового пояса, нанесенные на диаграмму Zr-Nb-Y, располагаются главным образом в поле базальтов N-MORB (рис. 1), и только один образец гранат-барруазитового сланца попадает в поле внутриплитных щелочных базальтов WPAB.

Спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 2) в высокобарических метабазитах Чарской зоны имеют в основном плоскую горизонтальную форму, отношение

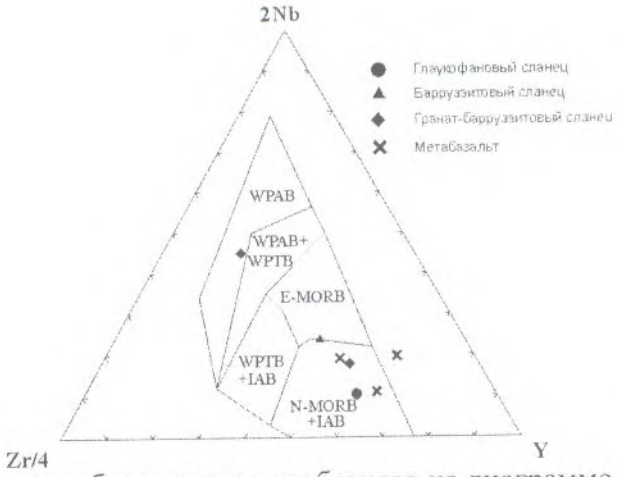


Рис. 1. Положение высокобарических метабазитов на диаграмме Zr-Nb-Y.

WPAB – внутриплитные щелочные базальты; WPTB – внутриплитные толеитовые базальты; E-MORB и N-MORB – обогащенные и «нормальные» толеиты океанического дна; IAB – базальты островных дуг.

$(La/Yb)_n$ варьирует в небольших пределах – 0,99–1,45, фактически отсутствует Eu минимум (Eu/Eu* = 0,78–1,05), а содержания РЗЭ составляют 8-24 хондритовые нормы. Такие спектры характерны для некоторых типов N-MORB и T-MORB базальтов. Кривая распределения РЗЭ в глаукофановом сланце соответствует типичному N-MORB, с резким обеднением легкими лантаноидами, $(La/Yb)_n$ = 0,24. Только для одного образца гранат-барруазитового сланца спектр РЗЭ имеет резко отрицательный наклон $(La/Yb)_n$ = 9,79), что характерно для субщелочных базальтов океанических островов типа OIB, содержания тяжелых РЗЭ составляют 11–13 хондритовых норм, а La_n = 117.

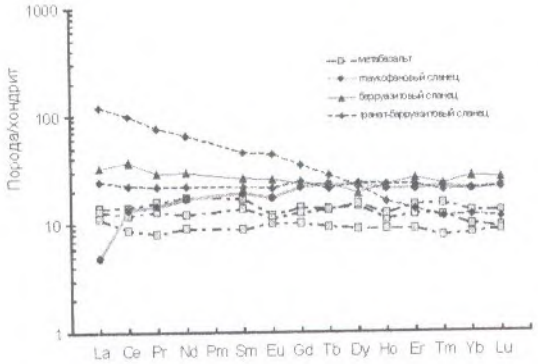


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в высокобарических метабазитах из серпентинитового меланжа Чарского офиолитового пояса.

Мультиэлементные спектры большинства высокобарических пород Чарской зоны также близки к среднему составу N-MORB в отношении высокозарядных некогерентных элементов, а некоторое обогащение K, Ba, Rb (в 12–46 раз) объясняется их подвижностью при субдукционном метаморфизме. Образец гранат-барруазитового сланца, имеющий геохимические характеристики OIB базальтов, характеризуется и самыми высокими содержаниями HFSE.

Таким образом, протолитами включений высокобарических метабазитов в серпентинитовом меланже Чарского пояса служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты типа N-MORB), но и щелочные базальты океанических островов, что является важным моментом, свидетельствующим об активности плюмового магматизма в раннепа-

леозойской эволюции Палеоазиатского океана. Следует отметить, что геохимические характеристики рассматриваемых высокобарических метабазитов имеют много общего со слабометаморфизованными базальтами из серпентинитовых меланжей 2 и 3 типов Чарского офиолитового пояса [12].

Для определения возраста метаморфизма высокобарических пород Чарской зоны свиты нами были выполнены $^{40}Ar/^{39}Ar$ анализы фенгита и барруазита из гранат-барруазитового сланца (образец № Н-41) в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования представлены на рис. 3. График ступенчатого нагрева фенгита показывает хорошее плато с возрастом метаморфизма 449,3 ± 1,0 млн лет. Весьма близкий средневзвешенный возраст был получен и при анализе барруазита – 450,0 ± 2,7 млн лет. Эти цифры указывают на позднеордовикский (карадок-ашгилл) возраст субдукции/эксгумации высокобарических включений в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса и демонстрируют довольно хорошее совпадение с имеющимися изотопными датировками этих образований, полученными K-Ar методом по мусковиту – 444-429 млн лет [3].

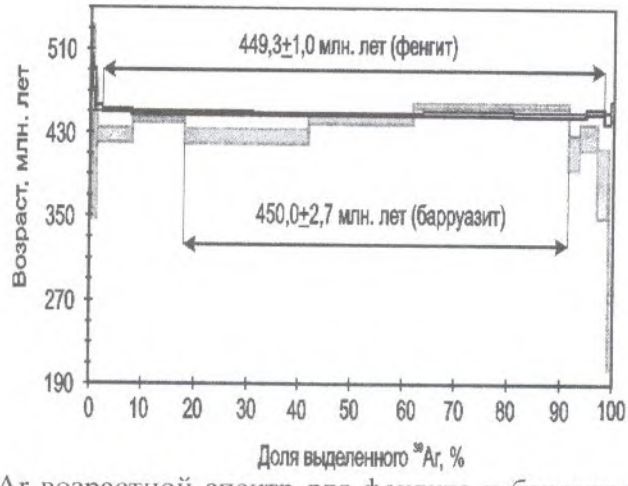


Рис. 3. ^{40}Ar-^{39}Ar возрастной спектр для фенгита и барруазита из гранат-барруазитового сланца (обр. № Н-41).

Работа финансировалась за счет средств Интеграционного проекта СО РАН (№ 6.7.2) и РФФИ (гранты № 02-05-64622, № 02-05-64455).

[1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – 35. – № 7-8. – С. 8-28.

[2] Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. – 2000. – 8. – № 5. – С. 451-476.

[3] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – 44. – № 1-2. – С. 49-75.

[4] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – 35. – № 7-8 – С. 59-75.

[5] Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981, с. 103-178.

[6] Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, 1985, 117 с.

[7] 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. – 44 – С. 156-171.

[8] Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М. и др. Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. – 1994. – 35. – № 7-8. – С. 145-151.

[9] Хомяков В.Д., Ермолов П.В. Метаморфические породы Чарского офиолитового пояса (минералогия и условия образования) // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 83-93.

[10] Bebout G.E.; Ryan J.G.; Leeman W.P.; Bebout A.E. Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism – effect of convergent-margin thermal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. – 1999. – 171. – P. 63-81.
[11] Becker H.; Jochum K.P.; Carlson R.W. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones // Chem. Geol. – 2000. – 163. – P. 65-99.
[12] Safonova I.Yu., 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 Res. – 2004. – 7. – P. 771-790.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ РАЗВИТИЯ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк**, Д.А. Лыхин***
*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

Позднепалеозойская эпоха развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) завершилась коллизией Северо-Китайского и Северо-Азиатского палеоконтинентов, вследствие которой большая часть пояса была включена в состав новообразованного Азиатского континента. В раннем мезозое значительные пространства ЦАСП были охвачены магматической деятельностью внутриплитного типа. Характерной особенностью этой активности стало формирование крупных зонально построенных магматических ареалов (Хентей-Даурского и Алтайского) с батолитовыми ядрами в центре и рифтовыми зонами по их периферии. Одной из наиболее ярких структур, отразивших внутриплитный режим развития таких ареалов, стала Северо-Монгольская – Западно-Забайкальская (СМЗЗ) рифтовая зона, основные структурные элементы которой полностью контролируются поясом субширотных – северо-восточных разломов, протягивающихся через всю Северную Монголию и Западное Забайкалье. Этот пояс, имеющий протяженность свыше 2000 км, связан с границами крупных докембрийских террейнов (Сангиленского и Хангайского в западной и Баргузинского в восточной частях пояса) и, таким образом, относится к категории транслитосферных разломов. На протяжении всего фанерозоя этот пояс неоднократно вовлекался в процессы внутриплитной переработки литосферы ЦАСП, вследствие чего отдельные его сегменты развивались в режиме рифтогенеза в среднем и позднем палеозое, раннем и позднем мезозое и кайнозое, превратив эту зону в своеобразную полихронную Монголо-Забайкальскую рифтовую систему. Одним из наиболее крупных событий в развитии этой системы стало образование в раннем мезозое СМЗЗ рифтовой зоны, инициированное внутриплитными процессами, которые охватили значительные территории Северной Монголии и Забайкалья.

В строении СМЗЗ рифтовой зоны мы выделяем два сектора – Северо-Монгольский и Западно-Забайкальский, различающиеся составом развитых в их пределах магматических ассоциаций.

Северо-Монгольский сектор имеет протяженность около 600 км при ширине около120–150 км. Он прослеживается вдоль долины реки Орхон и отчетливо разделяется на два сегмента – восточный и западный. В пределах восточного сегмента распространены исключительно плутонические образования – массивы габбро-сиенит-лейкогранитовой (включая щелочные граниты) ассоциации [1]. Для западного сегмента характерен ряд разных по размеру впадин (Орхонская (120х150 км), Бат-Ценгельская (15х30 км), Верхне-

Хануйская (~30х30 км) и др.), выполненных раннемезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями [2]. Среди вулканитов преобладают трахиандезито-базальты, базальты имеют подчиненное распространение, а трахиандезиты и трахиты встречаются в виде единичных потоков. Вулканические образования залегают на раннемезозойской коре выветривания по позднепалеозойским комплексам Хангайского прогиба, по составу они близки к позднетриасовым и раннеюрским вулканическим толщам Западного Забайкалья и поэтому относятся к той же возрастной группе. В частности, возраст базальтов Бат-Ценгельской впадины определен в 226±5 млн лет K-Ar методом. По данным П.В. Коваля плутонические породы этого сектора формируют Орхон-Селенгинские сиенит-лейкогранитные ассоциации, возраст которых варьирует в пределах 245-186 млн лет. [1].

Западно-Забайкальский сектор представляет полосу выходов магматических пород шириной до 200 км, протянувшуюся более чем на 1000 км от восточных районов Хангая через бассейны рек Джида, Селенга, Уда, Тугнуй, Хилок до бассейна верхнего течения р. Витим. В раннем мезозое в пределах этой зоны были сформированы крупные вулкано-плутонические структуры площадью до 2000 км^2, в строении которых различаются поля вулканитов трахибазальтовых и щелочно-бимодальных ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов [3, 4], приуроченные к системам продольных сбросов, грабенов и горстов. Бимодальные толщи сложены трахибазальтами, комендитами-пантеллеритами, трахириолитами-трахидацитами и трахитами, традиционно относимые к цаган-хунтейской вулканогенной свите. Изохронный Rb-Sr возраст вулканитов в разных участках Тугнуйского грабена варьирует от 194 млн лет до 215 млн лет [5], в Цаган-Хуртейском грабене он оценивается в 209–212 млн лет [6]. Интрузивным аналогом вулканитов цаган-хуртейской свиты являются щелочные граниты и граносиениты Малокуналейского комплекса. Возраст этих массивов, установленный Rb-Sr методом варьирует в том же диапазоне. Так, собственно граниты Мало-Куналейского массива имеют возраст 233 млн лет [7], лейкограниты и руды Оротского бериллиевого месторождения – 232–225 млн лет [8], щелочные сиениты "Шток" Ермаковского месторождения – 224 млн лет [9], щелочные граниты Харитоновского массива – 221–209 млн лет [10, 11], щелочные граниты междуречья Витима и Каренги – 209 млн лет назад [12].

Раннемезозойские магматические ассоциации СМЗЗ рифтовой зоны обладают ярко выраженной бимодальностью по содержанию SiO_2, статистически разбиваясь на две группы пород. К первой группе относятся породы основного состава – трахибазальты и трахиандезитобазальты (SiO_2 варьирует в интервале 44–58 мас. %). Ко второй группе принадлежат салические породы – трахиты, щелочные трахириодациты, трахириолиты, комендиты и их интрузивные аналоги (SiO_2 варьирует в интервале 61–76,5 мас. %). Все породы обладают высокой щелочностью и принадлежат в части основных пород к субщелочной серии, а в части салических – к субщелочной и щелочной K-Na (Na_2O/K_2O = 1–2,5) петрохимическим сериям. Коэффициент агпаитности для комендитов и щелочных гранитов колеблется от 1,00 до 1,27.

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в раннемезозойских трахибазальтах близки по составу к спектрам OIB, принимаемых как эталон обогащенного литофильными элементами источников основных расплавов. В то же время для трахибазальтов отмечаются максимумы Ba, K и Sr, минимумы Nb и Ta, они характеризуется обогащением легкими редкими землями по отношению к тяжелым.

Все салические породы, особенно щелочные их разновидности, обогащены литофильными элементами. Для комендитов и пантеллеритов характерны максимально высокие содержания Th, U, Rb, TR, Pb, Zr, Hf, при устойчиво низких концентрациях Sr (от 10 до 65 ppm) и Ba (от 30 до 80 ppm). Накопление редкоземельных элементов в салических породах реализуется одновременно с появлением типичной Eu аномалии, определяемой фракционированием плагиоклаза. Eu минимум появляется в трахитах и увеличивается от щелочных трахириодацитов к трахириолитам и комендитам. Во всем диапазоне составов

от пород основного состава к кислым наблюдаются положительные корреляции SiO_2 с K_2O, Rb, Zr, Nb, TR, La, Th, U, и отрицательные с Mg и Sr, что является признаком фракционирования минеральных фаз в дифференцируемой магматической системе и, следовательно, указывает на принадлежность рассматриваемых бимодальных ассоциаций к генетическим сериям, связанным общим составом источников первичных расплавов и условиями кристаллизационной дифференциации.

Породы магматических ассоциаций СМЗЗ рифтовой зоны не выдержаны по своим изотопным параметрам и варьируют по величинам изотопных отношений: I Sr_0 от 0.70123 до 0.71436, εNd от –4.2 до 2.8, Pb^{206}/Pb^{204} от 17.771 до 18.343, Pb^{207}/Pb^{204} от 15.404 до 15.531, Pb^{208}/Pb^{204} от 37.709 до 38.266. Среди ассоциирующих с трахибазальтами щелочносалических пород (трахитов, щелочных трахидацитов, комендитов, трахириолитов – пантеллеритов и щелочных граносиенитов) распространены такие, которые обладают геохимическими и изотопно-геохимическими связями с трахибазальтами, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы. Эти резко различные в петрохимическом отношении породы близки по вариациям параметров $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и εNd, что указывают на тождество их изотопных (Sr, Nd) источников. Однако наряду с такими породами в составе ассоциаций обычно участвуют щелочные гранитоиды и кислые вулканиты, имеющие иные изотопные характеристики и большой диапазон разброса их изотопных составов. Образование таких пород мы связываем с плавлением коровых источников, гетерогенных в отношении изотопного состава (верхнекоровых субстратов с высоким отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (>0,7075) и нижнекоровых субстратов, представленных породами каледонских офиолитов с характерными для океанических толеитов с низкими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (< 0.7045)). Изотопные характеристики Pb пород отвечают эволюционным трендам, тяготеющим к линиям эволюции ураногенных свинцов (Pb^{207}/Pb^{204} – Pb^{206}/Pb^{204}) в мантии и к линиям эволюции торогенных свинцов (Pb^{208}/Pb^{204} – Pb^{206}/Pb^{204}) в валовом составе континентальной коры [13]. При этом составы пород лежат главным образом в пределах модельных полей MORB и, отчасти, внутриплитных базитов (Сибирских траппов), представительно характеризующих внутриплитный (плюмовый) мантийный источник. Эти тренды могут быть интерпретированы как линии смешения между веществом деплетированного мантийного и корового источников.

В соответствии с полученными результатами можно говорить, что формирование магматического ареала СМЗЗ рифтовой зоны произошло за интервал ~ 40 млн лет между 230 и 190 млн лет. В это же время в ближайшем соседстве с рифтовой зоной происходило формирование Хентей-Даурского гранитоидного батолита. Это обстоятельство заставляет искать причину возникновения рифтовой зоны в общей картине магматических, корообразующих и геодинамических событий раннего мезозоя. Базальтовые и бимодальные, в том числе щелочно-гранитные серии были сформированы в условиях внутриконтинентального рифтогенеза. Изотопно-геохимические данные указывают на то, что доминирующая часть магматических пород является продуктом мантийных источников расплавов. Рифтогенез носил активный, а не пассивный характер, т. е. был вызван влиянием устойчиво функционировавшего мантийного плюма, перекрытого южным краем позднепалеозойского Североазиатского континента, ограниченного по южной периферии морским бассейном. СМЗЗ рифтовая зона являлась частью этого континента и была охвачена в раннем мезозое коллизионными процессами, вызванными сближением Сибирского и Северо-Китайского континентов, поэтому взаимодействие плюма и континентальной литосферы происходило на фоне литосферного столкновения [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 02-05-64196, 03-05-65209, 03-05-64971, 03-05-97007.

[1] Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1998. – 492 с.

[2] Карта геологических формаций МНР. Масштаб 1:1 500 000. ГУГК. – М., 1989.

[3] Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 3. – С. 445-456.

[4] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 4. – С. 351-380.

[5] Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Байкин Д.Н., Сандимирова Г.П. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Докл. РАН. – 2000. – Т. 373. – № 1. – С. 78-83.

[6] Воронцов А. А., Ярмолюк В. В., Байкин Д. Н. Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. – 2004. (в печати).

[7] Шергина Ю.П., Мурина Г.М., Козубова Л.А., Лебедева П.Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР. –1979. – Т. 246. – № 5. – С. 1199-1202.

[8] Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr возраст и источники магм раннемезозойской бериллиевой провинции Центральной Азии (на примере Оротского месторождения) // Докл. РАН. – 2002. – Т. 385. – № 4. – С. 529-532.

[9] Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. – 2001. – № 1. – С. 52-70.

[10] Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 12. – С. 65-72.

[11] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника. – 2002. – № 4. – С. 42-63.

[12] Ступак Ф. М. Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканических формаций Северного Забайкалья // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369. – № 4. – С. 503-506.

[13] Воронцов А.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П., Байкин Д.Н. Бимодальный магматизм Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): источники вещества по Pb изотопным данным // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы 2-ой Рос. конф. по изотопной геохронологии. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 114-116.

МАТЕРИАЛЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗОНЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ РАЗРЫВОВ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

Е.М. Высоцкий, И.С. Новиков, А.Р. Агатова
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, vysotsky@uiggm.nsc.ru

27 сентября 2003 г. в юго-восточной части Горного Алтая произошло сильнейшее для этого района за все историческое время землетрясение (27.09.2003 г., 11 ч 33 м, M = 7,5). За главным сейсмическим толчком последовали многочисленные афтершоки, три из которых (27.09.2003, 18 ч 53 м, K = 16,6; 27.09.2003, 20 ч 30 м, K = 15,9 и 01.10.2003, 01 ч 03 м, K = 16,4) были достаточно мощными для формирования поверхностных разрывов и вторичных сейсмодислокаций (оползни, камнепады, сейсмогравитационные трещины). Оперативное обследование эпицентральной зоны непосредственно после сильнейших толчков позволило выявить основные типы поверхностных деформаций и оконтурить

плейстосейстовую область [1, 2]. Более обстоятельные наблюдения в мае – августе 2004 г. показали, что зона максимальных деформаций имеет бóльшие размеры, при этом более ясной стала ее структура, а также были выделены зоны дислокаций, относящиеся к наиболее сильным повторным событиям.

Основной сейсмогенерирующей зоной является тектоническая граница СЗ простирания, отделяющая Курайскую впадину от Северо-Чуйского хребта, северо-западную часть Чуйской впадины – от Южно-Чуйского хребта, а также образующая южную границу Чаган-Узунского блока. Этот блок, разделяющий Курайскую и Чуйскую впадины, был приподнят позже формирования впадин, поскольку в его вершинной части (ур. Йылдыскель) давно установлены отложения раннего неогена, идентичные таковым в обеих впадинах, которые в то время еще составляли единый бассейн. Зона новейших разломов представлена несколькими параллельными взбросами СЗ простирания, которые выражены в строении рельефа уступами и выровненными площадками на склонах Северо- и Южно-Чуйского хребтов. Взбросы рассечены разломами северо-восточного простирания, преимущественно сдвигами. Активность всех разломов подчеркивается их связью со строением рельефа, а проявление сейсмической активности в этой зоне – наличием древних сейсмодислокаций [3–6, и др.].

Основная зона поверхностных деформаций, связанная с землетрясением 27 сентября 2003 года, представлена сериями разрывов, образовавшихся, преимущественно, в рыхлых отложениях на пологих площадках водоразделов и в днищах долин. В плане зона общего северо-западного простирания имеет S-образную форму, когда северное и южное ее окончания отклоняются к меридиональному направлению.

Северным окончанием зоны поверхностных деформаций является серия мелких трещин и грифонов в заболоченной западной части поля гидролакколитов урочища Ештыккель. Здесь зона представлена отдельными тонкими трещинами и их ансамблями (до 5–8 направлений, длина до 10–15 м), образовавшимися в мерзлом к моменту землетрясения моховом слое, а также на поверхности бугров пучения. По единичной трещине длиной 6 м с простиранием 335 установлен правый сдвиг с амплитудой 15 см, правосдвиговая кинематика интерпретируется также по структурному рисунку отдельных ансамблей.

К юго-востоку зона деформаций проявлена на водоразделе рек Актуру и Тюте в их верховьях. В долине Тюте серии трещин и разрывов протягиваются от морены Малой ледниковой эпохи в сторону водораздела с Актуру по азимуту 320 более чем на 1,5 км. Разрывы имеют длину до нескольких десятков метров при ширине до 1–1,5 м, глубина достигает 1 м. По кулисным трещинам растяжения (аз. 70) устанавливается правый сдвиг на 15–20 см. После перегиба на плоский участок водораздела зона деформаций отклоняется примерно на 35° к юго-западу. Здесь характерно выбрасывание обломков пород из трещины при взбросовом импульсе. Завершением этого фрагмента зоны деформаций является структура типа «конский хвост» на заболоченном участке водораздела, когда тонкие трещины во мху закругляются с простирания 320 на простирание 50 – с переходом от правого сдвига к взбросу с образованием валиков выпирания высотой до 50 см.

Сегмент зоны поверхностных деформаций на водоразделе рек Кускунур и Талтура (ур. Узюк) и в долинах обеих рек является более впечатляющим. Его первичное описание уже опубликовано [1, 2, 7]. В долине Кускунура развит ансамбль закономерно сочетающихся трещин, микрограбенов и валов выпирания. Трещины и микрограбены расположены кулисообразно, имеют простирание 340–350, ширину от 1 до 3 м и протяженность от 25 до 50 м. Валы выпирания имеют простирание 310–320 и образуют перемычки между ними. Протяженность валов выпирания составляет до 50 м, а высота – до 1,5 м.

В долине Талтуры, в основном вблизи русла, на продолжении зоны поверхностных деформаций развиты преимущественно грабены растяжения. Часть разрывов не прорезала чехол рыхлых отложений и трассируется цепочками воронкообразных провалов. В правобережье Талтуры разрывы развиты в моренных валунниках, а в левобережье – в ленточ-

ных озерно-ледниковых супесях. Азимут простирания разрывов составляет 320–340, длина от 50 до 100 м, ширина в средней части 3–4 м, а глубина – более 10 м.

Наиболее многочисленные разрывные и пликативные нарушения развиты на водоразделе Талтура-Кускунур в урочище Узюк. Тектоногенная природа этого понижения, представляющего собой широкую (до 3 км) плоскодонную седловину, не вызывает сомнений. Система сопряженных разрывов и валов выпирания образует зону шириной до 1 км, протягивающуюся по азимуту 295–300 и пересекающую заполненную ледниковыми отложениями седловину. В понижениях между моренными валами расположены озерные котловины, одна из которых полностью осушена за счет дренирующего эффекта пересекающих ее сейсмогенных разрывов.

Простирание трещин и микрограбенов растяжения имеет азимут 310–330, их протяженность составляет от 50 до 200 м, ширина составляет 1–3 м, иногда достигая 6–8 м. Валы выпирания ориентированы к ним почти под прямым углом. Их высота составляет обычно 0,5–1,5 м, а протяженность – до 50 м. Система нарушений протягивается от узкой тектоногенной седловины на юго-востоке (к Талтуре) до аналогичной седловины на северо-западе, отделяющей урочище Узюк от долины Кускунура. Крупные разрывы и валы выпирания развиты только в чехле рыхлых моренных и склоновых отложений. В скальных породах бортов долин, где они тоже прослеживаются, их зияние не превышает первых десятков сантиметров, редко достигая 1 м.

И масштабы дислокаций, и их расположение – как на пологих водоразделах, так и в днищах долин (при сходных проявлениях) свидетельствуют о том, что это наиболее близкий к эпицентру район. В правом борту долины Талтуры сформировался обвал толщи вечномерзлой морены размером 1 км (вниз по склону) на 800–850 м, высота стенки отрыва около 40 м. Обвал состоит из блоков морены, массив которой сохранялся на правом борту долины после схода двух древних сейсмообвалов подобного типа, расположенных ближе к поселку Бельтир. На пологом водоразделе над обвалом откартирована зона сейсморвов шириной 260–300 м. Рвы достигают длины 230 м при ширине 3–6 м и глубине до 3-5 м. Основное простирание 320–340, подставляющие разрывы, коленообразные изгибы рвов и их Н-образные структуры – аз. 270, вдоль бровки долины Чагана зона мелких трещин по аз. 240 прослеживается более чем на 750 м. В 1 км западнее этой зоны сейсморвов, на перегибах в долины Талтуры и Чагана в виде серий тонких трещин выражена зона деформаций, параллельная основной. Для главной зоны деформаций характерно, что сейсморвы, в подавляющем большинстве, сформировались на достаточно пологих участках, а, пересекая перегиб к крутому склону, переходят в серии вдоль-склоновых разрывов, которые и стали причиной образования обвала. По отдельным разрывам устанавливается правый сдвиг на 20 см и взброс на 20–30 см.

В долине Чагана ниже массива «бараньих лбов» в рыхлых отложениях плоского днища долины образовалась серия трещин, самая крупная из которых 04.10.2003 имела длину 145 м, ширину – до 6 м, глубину – 2 м (простирание от 330 в южной части до 20 – в северной). Две длиной 36 и 27 м имели простирание 340 и 350. Отмечены многочисленные грифоны и трещины – следы выброса грунтовых вод, вокруг некоторых из них разбросаны выбитые гидроударом куски дернины размером до 20–40 см, отлетевшие на расстояние в первые метры. В средней части долины образовалось изометричное компенсационное озеро размером до 200 м в поперечнике. Днище долины было покрыто слоем выброшенного грунтовыми водами глинистого материала. К концу мая 2004 г. озеро полностью высохло, а разрывы были почти на треть завеяны мелкой супесью, частично поступившей из осыпавшегося разреза ледниковых отложений, а частично – выброшенной на поверхность из разрывов во время землетрясения.

Следующий сегмент зоны поверхностных деформаций расположен на водоразделе рек Чаган и Елангаш, выходя на бровку долины Чагана. Структура этого сегмента достаточно подробно описана в [7]. Сейсморвы имеют длину более 350 м.

В 3 км к юго-востоку, на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту расположен юго-восточный сегмент зоны деформаций. Дислокации начинаются практически от бровки вреза реки Елангаш и прослежены до урочища Сазынкель. Зона сейсмодислокаций имеет ширину 300–400 м при общем простирании 340–350, отдельные серии сдвиговых трещин расположены в нескольких сотнях метров к западу, расширяя зону деформаций до более 1 км. Для северо-западной части сегмента характерно группирование нарушений в ансамбли, сочетающие левые и правые сдвиги (10–20, редко – до 40–50 см), взбросы (до 1,2 м) и раздвиги (до 4–6 м шириной). Длина отдельных разрывов – до 270 м. Вблизи оз. Сазынкель зона представлена одним сейсморазрывом по азимуту 340–350, пересекающим возвышенность, сложенную коренными породами – новейший горст. Коренные алевролитовые сланцы и песчаники сильно раздроблены и взброс с амплитудой около 80 см рассекает их на перегибах склонов. Сойдя со склона, разрыв переходит в серию кулис растяжения с общим азимутом 350, простирание отдельных разрывов по азимуту 55–60. Зона деформаций уходит на ЮЮВ до перегиба к долине р. Ирбисту.

Таким образом, протяженность закартированной зоны поверхностных деформаций превышает 56 км при ширине до 200–300 м. На отдельных участках параллельно основной выявляется второстепенная зона, в этих случаях их общая ширина – чуть более 1 километра. Описанные деформации, вероятнее всего, связаны с главным сейсмическим толчком (27.09.2003, 11 ч 33 м, К = 17,0). Возможно, однако, что дислокации урочища Ештыккель, равно как и серии тонких трещин, и сейсмогравитационные дислокации от Мажоя до Актуру связаны с двумя другими событиями (27.09.2003, 18 ч 53 м, К = 16,6 и 01.10.2003, 01 ч 03 м, К = 16,4), эпицентры которых расположены в этом районе [8].

Одно из землетрясений (27.09.2003, 20 ч 30 м, К = 15,9), вероятно, связано с разломной зоной такого же СЗ простирания, что и основная сейсмогенерирующая зона, но расположенной в нескольких километрах на СВ (низовья реки Кызылярык, приток Тюте). Масштабы и характер палеосейсмодислокаций, отдешифрированных ранее по аэроснимкам и обследованных в июле 2004 г. указывают на то, что и этот шов вспарывался при землетрясениях интенсивностью 10–11 баллов. Однако после событий 2003 г. лишь на площадках над левым бортом р. Кызылярык образовались тонкие трещины длиной до 20 м с зиянием до 15 см по основным простираниям 300, 70, 50, то есть – соответствующим простираниям разрывов основной зоны. Вблизи зоны трещин на пологих склонах сформировалось несколько оползней до 50–70 м в поперечнике, стенки отрыва высотой до 2 м. Все оползни сильно обводнены, один сошел в виде селя в русло левого притока Кызылярыка. Подобные оползни-оплывины образовались также на пологой площадке водораздела Тюте – Кызылярык. Вдоль нижнего прямолинейного отрезка р. Кызылярык, выработанного по этой разломной зоне, отмечены многочисленные сейсмогравитационные трещины на склонах, крупные камнепады.

Локализация сейсмодислокаций в этом районе позволяет предположить, что две разломные зоны по очереди генерируют сильные землетрясения, и на этот раз была очередь кускунурской зоны, а кызылярыкская лишь отозвалась более слабым толчком.

[1] Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Землетрясения в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа, 2004, № 3. – С. 19-26.

[2] Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Плейстосейстовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 г. // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4. – С. 499-502.

[3] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.

[4] Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1 – С. 82 – 91.

[5] 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. 82-102.

[6] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002 – 130 с.
[7] Геодаков А.Р., Овсюченко А.Н., Платонова С.Г. Рогожин Е.А. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», № 1(21)'2003, URL: http: // www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-8.pdf
[8] Еманов А.А., Лескова Е.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Афтершоковая последовательность и неотектоническая структура зоны Чуйского землетрясения // Труды конф. «Сейсмические исследования земной коры», Новосибирск, 2004 (в печати).

ДОАМАЛЬГАМАЦИОННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Н.К. Гелетий[*], *С.А. Анисимова*[*], *А.Б. Кузнецов*[**]
[*]Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gelnk@crust.irk.ru
[**]Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor@ak9723.spb.edu

В пределах Палеоазиатского океана Тувино-Монгольский микроконтинент является эталоном палеоструктур своего класса. Составные части его, фундамент и осадочный чехол, достаточно полно представлены и доступны для изучения. В настоящее время определены и прослежены все этапы формирования этой палеоструктуры.

Первый этап – образование фундамента – завершился к концу рифея. Как выяснилось в процессе исследований, фундамент микроконтинента представляет собой довендское покровно-складчатое сооружение (Тувино-Монгольский массив), аккретированное из террейнов разного возраста и состава – Гарганского кратонного, Оспинского, Сархойского и Дунжугурского островодужных, каждый из которых был изначально разобщен и развивался обособленно [1, 2, 3, 4]. Второй этап формирования этой палеоструктуры связан с образованием венд-кембрийского, преимущественно, карбонатного осадочного чехла [2].

Доамальгамационные карбонатные отложения, о которых пойдет речь в этой публикации, принадлежит осадочному чехлу Гарганского кратонного террейна, и входят, как не парадоксально это звучит, в состав фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента.

Образование Гарганского кратонного террейна связано с распадом суперконтинента Родиния и раскрытием Палеоазиатского океана, отвечающим по разным источникам периоду 1000–650(600) млн лет [5]. Авторы, как и А.Б. Кузьмичев (2004) полагают, что Гарганский кратонный блок является фрагментом Сибирского кратона и корреляция его доамальгамационных осадочных отложений с рифейским чехлом платформы позволит определить его былое пространственное положение.

Гарганский кратонный блок имеет двухярусное строение. Фундамент представлен плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, метаморфизованными до гранулитовой фации [6]. Возраст метаморфических пород считается архейским, определения современными изотопными методами пока отсутствуют.

Осадочный чехол террейна выполнен кремнисто-карбонатными, а также терригенно-карбонатными отложениями иркутной (монгошинской) и ильчирской свит [7, 8]. Базальные горизонты иркутной свиты, сложены мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и метаморфизованными отложениями перемытой коры выветривания. Основной объем в составе свиты занимают доломиты и известняки, содержащие органические остатки позднего рифея, с прослоями кремнистых пород. Единичные маломощные прослои терригенных пород в низах свиты представлены песчаниками, карбонат-хлоритовыми и кварцево-слюдистыми сланцами. По исходному составу карбонатные породы свиты соответствуют разновидностям обломочных отложений – калькаренитам и

кальцилютитам – с реликтами первичных структур и текстур, свидетельствующих об их седиментации в пределах шельфовой зоны. Ильчирская свита, слагающая верхнюю часть чехла, выполнена, в основном, углеродистыми сланцами, в меньшей степени – песчаниками и известняками с олистостромовыми горизонтами.

Верхний предел формирования карбонатного чехла Гарганского террейна соответствует верхнему рифею и датирован 790 млн лет [1, 3]. Возраст свиты изначально был установлен лишь на основе биостратиграфии отложений – наличия в карбонатах остатков строматолитовых построек характерных для рифея: Conophyton cylindricus (Masl.), Conophyton garganicus Kor., Collumnacollenia punctata Kor., Baicalia sp., собранных и определенных В.В. Хоментовским, Ю.П. Катюхой и др. на северной окраине Гарганского блока в верховьях р. Урик и в бассейне р. Барун-Холба; рифейских форм Collumnacollenia giga Korol., Conophyton garganicus Korol., найденных и определенных в районе р. Хоре (бассейн р. Оки) И.К. Королюк [9]. В 2001 г. С.А. Анисимовой была собрана коллекция столбчатых строматолитов Collumnacollenia giga Korol., Conophyton garganicus Korol., анализ которых подтвердил ранее найденные и описанные И.К. Королюк формы строматолитов [10, 11].

К настоящему времени получены первые данные по хемостратиграфии карбонатных пород иркутной свиты. Для хемостратиграфического изучения была отобрана коллекция образцов (25 шт.) из наименее дислоцированных участков разреза иркутной свиты в долине р. Хоре. Во всех образцах карбонатов были определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr атомно-абсорбционным методом в лаборатории ИЗК СО РАН (г. Иркутск). При изучении Rb-Sr систематики известняков иркутной свиты использовалась процедура предварительного выщелачивания 1N раствором ацетата аммония с последующим растворением карбонатного остатка в 10 % уксусной кислоте [12]. Изученные образцы пород свиты представлены преимущественно доломитами (Mg/Ca = 0.5–0.55) и доломитовыми известняками (Mg/Ca = 0.04–0.50), реже известняками (Mg<Ca = 0.02). Известняки характеризуются высокими содержаниями Sr (1250–2875 мкг/г) и низким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70523–0.70534). Образцы доломитов обеднены Sr до 160–180 мкг/г и характеризуются повышенным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70768-0.70791. Эти изотопно-геохимические наблюдения указывают на эпигенетическую доломитизацию исходных известковых осадков. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках (Mg/Ca<0.01, Mn/Sr<0.2 и Fe/Sr<5.0) варьирует в пределах 0.70523–0.70534 и характеризует среду седиментации карбонатных осадков иркутной свиты. Сравнение полученных данных со стандартной кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде рифея позволяет коррелировать осадки иркутной свиты с карбонатными отложениями первой половины позднего рифея – 1030–800 млн. лет [12].

Полученные результаты свидетельствуют о позднерифейском возрасте доамальгамационных карбонатных осадков Тувино-Монгольского микроконтинента, подтверждая имеющиеся биостратиграфические и историко-геологические данные.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований Программы №7 ОНЗ РАН по «Изотопная геология: геохронология и источники вещества», интеграционного проекта Президиума СО РАН, интеграционного проекта СО РАН № 194, РФФИ (проект 04-05-65124) и Фонда содействия отечественной науке (А.Б.К.).

[1] Кузьмичев А.Б. Байкалиды Тувино-Монгольского массива: три этапа тектонической эволюции в позднем рифее-раннем палеозое // Тектоника неогея. – М.: – ГЕОС. – 2000. – С. 341-345.

[2] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 6. – С. 554-565.

[3] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел-2000. – 2004. – 191с.

[4] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. К проблеме выделения микроконтинентов и метаморфических террейнов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса

// Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. – 2003. – С. 20-23.
[5] Коваленко В.И В., Ярмолюк В.В., Ковач. В.П. и др. Коробразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21-41.
[6] Геология и метаморфизм Восточного Саяна. – Новосибирск. – Наука. – 1988. – 192 с.
[7] Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Литолого-геохимические особенности карбонатонакопления чехла Гарганской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика – 1997. – Т. 38 – № 10. – С. 1614-1619.
[8] Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геохимические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. РАН. – 1999. – Т. 364. – С. 80-83.
[9] Королюк И.К. Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам // МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. – 1960. – С. 118-123.
[10] Королюк И.К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. – М.: Наука, 1960. – С.113-164.
[11] Анисимова С.А. Корреляционные межрегиональные формы строматолитов Прибайкалья и опорных разрезов рифея Восточной Сибири // Материалы XIX Всерос. мол. конф. «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. – С.59-60.
[12] Кузнецов А.Б.., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2003. – Т. 11. – № 5. – С. 3-39.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ И МИКРОКОНТИНЕНТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.А. Глебовицкий, И.К. Козаков*, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*, В.П. Ковач*, А.М. Ларин*, И.В. Анисимова*, Е.В. Бибикова**, Т.И. Кирнозова**, В.И. Коваленко***, В.В. Ярмолюк***, В.И. Лебедев*****

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

**Москва, Институт геохимии и аналитической химии РАН, bibikova@geokhi.ru

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

*****Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов, СО РАН, tikopr@tuva.ru

В соответствии с программой работ по проекту «Метаморфические процессы в геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса» программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту» выполнены геохронологические исследования метаморфических и магматических комплексов Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В ходе этих исследований были получены следующие основные результаты:

1. Джугджуро-Становая складчатая область.

В истории геологического развития ДССО и зоны ее сочленения с Алданским щитом (АЩ) выделены по крайней мере пять эпизодов высокоградного метаморфизма. К первому из них относится формирование чарнокит-мигматитов и параавтохтонных чарнокитов Курультинского блока зоны сочленения ДССО и АЩ, возраст кристаллизации которых составляет 2846±33 млн лет, и наиболее древних чарнокитов и гранитоидов Дамбукинского блока ДССО с возрастом соответственно 2833±15 и 2828±34 млн лет. Со вторым эпизодом метаморфизма связаны структурно-метаморфические преобразования чарнокитов Ку-

рультинского блока в условиях гранулитовой фации и образование в них циркона с возрастом 2708±7 млн лет. В течение третьего эпизода метаморфизма произошло внедрение интрузий эндербитов джелуйского (2627±16 млн лет) и чарнокитов алтуальского (2614±7 млн лет) комплексов, предшествующее становлению Каларского массива анортозитов с возрастом 2611±38 – 2623±23 млн лет, а также высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования чарнокитов Дамбукинского блока (2647±3 млн лет). Возраст четвертого эпизода высокотемпературного регионального метаморфизма Курультинского блока, наложенного на породы Каларского массива, составляет 1849±15 млн лет [4], что сопоставимо с оценками возраста, полученными для последнего высокоградного преобразования чарнокитов (1884±9 млн лет) и пироксен-полевошпатовых жильных метасоматитов (1896±15 млн лет) в гранулитах Дамбукинского блока. Высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования пятого эпизода метаморфизма проявлены в гранитоидах токско-алгоминского комплекса с возрастом 240–160 млн лет.

Первые три метаморфических события скорее всего связаны с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание ДССО, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой. Четвертое метаморфическое событие хорошо увязывается с причленением Джугджуро-Становой континентальной плиты к Сибирскому кратону и с формированием глобальной системы коллизионных орогенов. И, наконец, пятое метаморфическое событие относятся уже к мезозойскому этапу геологического развития ДССО.

Установлено, что многие гранитоидные комплексы ДССО, которым ранее приписывался раннедокембрийский возраст, и в том числе крупные параавтохтонные массивы гранитоидов, закартированные как гранитоиды позднестанового и тукурингрского комплексов, в действительности имеют мезозойский возраст.

2. Центрально-Азиатский складчатого пояс. В пределах ЦАСП исследования кристаллических комплексов проводились в раннекаледонской области мозаичного строения, линейном герцинском поясе и "микроконтинентах".

В области мозаичного строения получены новые геохронологические данные о возрасте интрузивных син- и постметаморфических гранитоидов таннуольского комплекса, локализованных в метаморфитах амфиболитовой фации Китойкинской зоны Прибайкальского пояса (соответственно 485±5 и 481±7 млн лет). Эти оценки возраста практически совпадают с ранее полученными для гранитоидов зон гранулитовой фации – 475-485 млн лет [2, 10] и показывают, что процессы регионального метаморфизма в этой области происходили после закрытия вендских палеоокеанических бассейнов в начале позднего кембрия [14, 5]. В раннекаледонской Баян-Хонгорской зоне установлено проявление регионального низкоградиентного метаморфизма, для которого получена оценка возраста 562±2 млн лет, а также гранитоидного магматизма с возрастом 547±4 млн лет. Ранее были получены данные о проявлении вендского низкоградиентного метаморфизма в Тувино-Монгольском массиве [4] и Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая [13]. Все это позволяет выделить вендский аккреционно-коллизионный этап формирования области мозаичного строения Центральной Азии.

Герцинские подвижные пояса подразделяются на собственно герцинский и позднегерцинский (индосинийский). Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая были образованы в интервале 385–360 млн лет [6]. Особенностью PT тренда в развитии этого пояса является смена высокоградиентного метаморфизма низкоградиентными в означенном интервале. В тектоническом плане герцинский метаморфический пояс приурочен к окраине Северо-Азиатского каледонского палеоконтинента. Его становление связано с коллизионным процессом при закрытии Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского океанических бассейнов Палеотетиса-1 [12]. В Юго-Восточной Монголии среди неметаморфизованных пород герцинид Южно-Гобийской зоны Южно-Монгольского пояса установлены тектонические линзы кристаллических пород, в которых проявлен региональный метаморфизм амфиболитовой дистен-силлимани-

товой фациальной серии фации с возрастом 224±4 млн лет [9]. Есть основания связывать этот метаморфизм с индосинийскими коллизионными процессами при закрытии палеоокеанического бассейна Внутренней Монголии.

Микроконтиненты в структурах Центральной Азии разделяются на две группы: с рифейским и дорифейским фундаментом [7, 8]. Фрагменты континентальных массивов с дорифейским фундаментом в структурах Центральной Азии распространены весьма незначительно (1–2 %). В фундаменте Дзабханского микроконтинента установлены возрастные рубежи провления регионального метаморфизма и корообразующих процессов, сходные с известными для фундамента древних платформ [3]. Для тоналитов фундамента Гарганской глыбы получена оценка возраста высокотемпературного метаморфизма 2664±15 млн лет (SHRIMP II) [16].

К группе микроконтинентов с рифейским фундаментом относятся Тувино-Монгольский и, возможно, Южно-Гобийский. История развития метаморфических процессов в структурно-вещественных комплексах первого из них, учитывающая результаты геохронологических исследований, рассмотрена в целом ряде публикаций. В Южно-Гобийском микроконтиненте метаморфические породы фундамента в его северной части прорваны гранитоидами с возрастом 433±12 млн лет, а в южной среди метаморфических пород выявлены гнейсо-граниты с возрастом 952±8 млн лет.

Результаты проведенных исследований позволили наметить основные рубежи становления метаморфических комплексов в геологическом развитии Палеоазиатского океана. При этом необходимо отметить, что ранее опубликованные и новые геохронологические данные ставят проблему реконструкции вендского низкоградиентного метаморфического пояса, фрагменты которого устанавливаются в структурах Центральной Азии. В связи с этим возникает проблема возраста офиолитов Баян-Хонгорской зоны, поскольку оценки возраста офиолитов и низкоградиентного метаморфизма не различаются. В связи с этим необходимо получение надежных геохронологических данных для офиолитов и разработки модели становления аккреционной стуктуры южного обрамления Сибирской платформы, в которой нашел бы логическое объяснение полициклических характер развития процессов регионального метаморфизма в венде-раннем палеозое.

При иследованиях метаморфических комплексов, связанных с развитием герцинских Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского палеоокеанов, установлена смена высокоградиентного метаморфизма низкоградиентным (PT тренд "против часовой" стрелки). Объяснение этой особенности требует более детальной реконструкции геодинамических обстановок в ходе развития континентальной окраины Северной Евразии в среднем палеозое. Кроме того, к настоящему времени очевидна недостаточность данных о термодинамических условиях процессов регионального метаморфизма в структурах ЦАСП и краевых выступах Сибирской платформы. Нерешенной остается и проблема возраста эклогит-глаукофановых комплексов.

Работы выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02-05-64208, 02-05-39019, 02-05-64196, 02-05-64191), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, Фонда содействия отечественной науке, а также Программ поддержки ведущих научных школ (НШ-615-2003-05, НШ-1145.2003.5).

[1] Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003, т. 390, № 3, с. 368-373.

[2] Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000, т. 374, № 1, с. 79-83.

[3] Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240-248.

[4] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.
[5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
[6] Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В.,.Азимов П.Я, Кирнозова Т.И., Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 1, с. 82-87
[7] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-512.
[8] Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Позднерифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Материалы XXXVII Тектонического совещ. Новосибирск, 2004. С. 239-242.
[9] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н.и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 4, с. 519-524.
[10] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380-393.
[11] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
[12] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.
[13] Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В. и др. О возрасте метаморфизма кианит-силиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. 2002. № 6. С. 579-589.
[14] Руженцев С.В, Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25-40.
[15] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формированиии Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.
[16] Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites – find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt. // 32th Intern. Geological Congress. Abstract. 2004.
[17] Rogers J.J.W. A History of continents in the past three billion years // J. Geol. 1996. V. 104. P. 91-107.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОЗОИД ДЖИДИНСКОЙ И УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

В 2004 г. продолжались исследования по интеграционному проекту СО РАН (№ 6.7.2.) "Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой-мезозой)", а также по некоторым другим совместным проектам (6.7.1., 6.7.3., 6.7.4.) Программы фундаментальных исследований РАН и СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)". В этих работах, наряду с работниками Лаборатории геодина-

мики Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ), участвовали сотрудники Института геохимии СО РАН (Джидинская зона Северной Монголии), Института геологии СО РАН (Удино-Витимская зона Западного Забайкалья), Геологического института РАН (Джидинская и Удино-Витимская зоны Юго-Западного и Западного Забайкалья).

Некоторые результаты этих исследований сводятся к следующему.

В Джидинской зоне Северной Монголии изучена венд-раннепалеозойская энсиматическая островная дуга. В ее пределах впервые выявлена и откартирована аккреционная призма, представленная следующими структурно-вещественными комплексами (СВК):

1. Серпентинитовый меланж, матрикс которого представлен тектонизированными серпентинитами с включениями тектонических блоков и линз массивных апоперидотитовых серпентинитов, бонинитов, метабазальтов, метагаббро, пироксенитов. При более детальном исследовании полей развития бонинитов было установлено, что тела бонинитов сложены тефроидами, включающими в себя несколько лавовых залежей, которые в свою очередь состоят из серии маломощных (0,5–3 м) лавовых потоков. Тефра представлена литокластами, витрокластами, кристаллокластами бонинитов, метабазальтов и ксенокластами серпентинитов, метабазитов, известняков. Общая мощность тефроидов с бонинитами 50–90 м, а серпентинитового меланжа около 2 км.

2. Апобазитовый меланж с блоками известняков, метабазальтов и метагабброидов. Матрикс меланжа представлен апобазитовыми тектонитами (бластомилониты). Известняки в тектонических блоках представлены различными фациями карбонатной платформы, включая приливно-отливные фации с водорослевыми матами, а также тонкослоистые известняки с прослоями туфов и туффитов основного состава. Общая видимая мощность меланжа составляет около 1 км.

3. Метабазальтовая толща, представленная амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, альбит-хлорит-амфиболовыми порфиробластовыми апобазитовыми ортосланцами. Толща широко распространена в районе и слагает крупные тектонические пластины до 1 км мощности.

4. Терригенная толща, включающая тонкослоистые алевролиты и алевропелиты с прослоями песчаников, осадочные олистостромы, крупные оползневые тела алевропелитовых осадочных олистотромов, тектоно-гравитационных олистостромов с офиолитокластовым матриксом и олистолитами водорослевых и других известняков. На левобережье р.Зун-Баян-Гол впервые установлен фациальный переход терригенной толщи в турбидитовые отложения флишевой толщи. Мощность терригенной толщи на изученной площади увеличивается с юга на север от 200–300 м до 1 км.

5. Флишевая толща представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, алевропелитов. Толща примыкает с севера и северо-востока к СВК аккреционной призмы и связана фациальным переходом с терригенной толщей. Мощность флишевой толщи около 2 км.

6. Сланцевая толща, сложена различными тектонитами по основным, средним, кислым вулканитам и известнякам. В настоящее время эти породы представлены различными милонитами, катаклазитами, бластомилонитами и др. тектонитами.

Таким образом, в результате проведенных работ было установлено, что вышеперечисленные СВК аккреционной призмы энсиматической островной дуги образуют крупную коллизионную структуру, которая сформировалась к концу нижнего палеозоя вследствие крупных сдвиговых перемещений субмеридионального направления на позднем коллизионном этапе развития региона. В последующем, по-видимому, в среднем и позднем палеозое, эта структура была осложнена субширотными разломами со значительной сдвиговой составляющей.

СВК аккреционной призмы островной дуги на раннем этапе были прорваны крупными телами габбро-диорит-плагиогранитного состава, а на позднеколлизионном этапе – граносиенит-гранитовым комплексом верхнего палеозоя.

Уточнено время формирования Джидинского гайота. Его образование происходило на коре океанического типа, по-видимому, на значительном удалении от энсиматической островной дуги. Первые осадочные комплексы (водорослевые известняки, силициты и др.) появились одновременно с формированием толщи субщелочных высокотитанистых андезибазальтов. Возраст известняков по археоциатам и водорослям – $Є_{1-2}$. В верхнем комплексе гайота длительное время (верхний кембрий, ордовик, силур, девон, ранний карбон) формировалась карбонатная платформа с участием субщелочных вулканокластических пород. Возраст этих пород определен по миоспорам, акритархам, конодонтам и растительным остаткам.

В текущем году начаты комплексные исследования Удино-Витимской островодужной системы Палеоазиатского океана. Работы проводились на Заза-Холойском междуречье в пределах так называемого Еравнинского "ксенолита", а также в бассейне р. Витим, ниже устья р. Джидотой.

Несмотря на большой объем геолого-разведочных и тематических работ, проведенных в 60–70 годы в пределах Еравнинского "ксенолита" нижнекембрийских осадочно-вулканогенных пород, где было открыто и разведано Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение, многие вопросы вулканизма, осадконакопления и сопровождающие эти процессы инструзивного магматизма остались неисследованными. Общая площадь, занимаемая здесь нижнекембрийскими образованиями, составляет около 200 км^2. Из них около 60 % приходится на вулканогенные породы, 18 % – на туффиты, около 15 – на осадочные породы (главным образом, рифогенные известняки) и около 5–7 % – на смешанные, большей частью вулканомиктовые породы. Было установлено, что основу островодужного структурно-вещественного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов среднего и смешанного состава, а также крупные постройки, сложенные в основном кислыми вулканогенными породами. Шлейфы вулканокластитов четко расчленяются на две зоны вулканизма и седиментации: ближнюю (проксимальную), сложенную в основном псефитовыми и смешанными псефито-псаммитовыми тефротурбидитами среднего состава, и дальнюю (дистальную), сложенную сериями мелких конусов средних и смешанных тефротурбидитов, терригенно-вулканогенными отложениями с рядом небольших рифовых карбонатных построек. Обе зоны тесно связаны между собой латеральными переходами. Оказалось, что выделенные здесь ранее стратифицированные пачки или свиты отличаются друг от друга только в преобладании отложений какой-то части обломочных шлейфов (проксимальной или дистальной) или характером вторичных изменений пород. Поэтому все они могут быть объединены в единый островодужный комплекс.

Намечается три этапа формирования островодужного комплекса. Наиболее ранний этап фиксируется мощным средним вулканизмом проксимальных частей обломочного шлейфа. Он проявлен в основном на севере островодужной постройки. Одновременно в дистальных частях шлейфа в центре и на юге структуры фиксируются слабые проявления кислого вулканизма (мелкие потоки флюидальных лав, ксенокластитов, отложения туфов и туффитов). Поздний этап формирования островодужного комплекса характеризуется образованием крупных построек кислых вулканитов и субвулканических тел кислого, среднего и основного состава. Среди них выделяются лавовые брекчии риолитов, дацитов, риолито-дацитов, а также силлообразные тела и дайки диабазов, долеритов и андезитовых порфиритов. В заключительный этап формирования островодужной структуры образовались крупные интрузивные тела габбро, диоритов, тоналитов, плагиогранитов, которые уничтожили значительную часть островодужной постройки и привели к разнотемпературному метаморфизму осадочно-вулканогенных пород.

В бассейне р. Витим, по рекам Джидотой, Мальта и др. изучался меланократовый фундамент, на котором развивалась Удино-Витимская островодужная система. В составе рифейских метаморфических пород фундамента установлены гнейсы, кристаллические сланцы, известняки, доломиты, амфиболиты. Последние слагают отдельные горизонты мощностью от нескольких до 200 и более метров. Встречаются отдельные линзовидные

тела габбро, серпентинитов и тальк-карбонатных пород. Толща метаморфизована в условиях амфиболитовой фации и прорвана многочисленными интрузиями габброидов и гранитоидов островодужного и коллизионного типов.

Изучение меланократового фундамента, а также преддуговых и задуговых прогибов Удино-Витимской островодужной системы будет продолжено в следующем году.

Работы выполнялись при финансовой поддержке Интеграционной программы фундаментальных исследований РАН и СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)", а также гранта РФФИ (проект № 02-05-65328).

СОСТАВ, Pb-U ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко[*], *Д.В. Гороховский*[*], *В.П. Ковач*[**], *Е.Б. Сальникова*[**], *А.Б. Котов*[**], *С.З. Яковлева*[**], *Н.Ю. Загорная*[**], *А.М. Федосеенко*[**], *Ю.В. Плоткина*[**]

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

[**]Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kotov@ad.iggp.ras.spb.ru

Островодужный магматизм в Джидинской зоне каледонид (Северная Монголия, Юго-Западное Забайкалье) представлен вулканическими породами энсиматической островной дуги и крупного симаунта (гайота), а также габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциацией пород повышенной основности, завершающей формирование Джидинской островодужной системы на окраине Палеоазиатского океана [1].

Формирование вулканической постройки Джидинского симаунта (гайота) происходило в венде-нижнем палеозое на коре океанического типа (базит-гипербазиты Хасуртинского, Дархинтуйского и др. массивов), по-видимому, на значительном удалении от островной дуги. Структурно-вещественные комплексы гайота представляют собой системы тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением. Нижний комплекс представлен подушечными лавами низкотитанистых толеитовых базальтов, средний комплекс сложен толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов основного и среднего состава с телами известняков и силицитов, а верхний комплекс сформирован карбонатной толщей с преобладанием доломитов (карбонатная платформа) с участием субщелочных вулканокластических пород.

Начальный этап развития островной дуги фиксируется венд-кембрийскими породными ассоциациями базитов-гипербазитов (Бугуриктайский и др. массивы), расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов, примитивных толеитов с участием бонинитов и андезито-базальтов известково-щелочной серии. Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний среднего и кислого составов (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные вулканические постройки. Переход островной дуги от юной к зрелой стадии развития связывается с началом массовых излияний и эксплозий вулканитов среднего состава. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых тефротурбидитов андезибазальтового состава. В это же время образовались многочисленные интрузивные тела габбро, диоритов и плагиогранитов (джидинский комплекс).

Изучением пород джидинского интрузивного комплекса занимались многие исследователи (П.И. Налетов, Л.М. Афанасьев, И.В. Гордиенко, В.Д. Баянов и др.). Однако наибольший вклад в изучение джидинских гранитоидов был внесен А.Н.Дистановой [2], которая выделила в их составе три комплекса: габбро-норитовый, тоналит-диоритовый и то-

налит-плагиогранитовый. По результатам исследований [3] первые два комплекса взаимосвязаны и имеют позднекембрийский возраст и островодужную природу. Плутоны тоналит-плагиогранитого комплекса сформировались в ордовике-силуре на коллизионном этапе развития региона.

Для уточнения возраста островодужных габброидов и гранитоидов нами были изучены и отобраны пробы из габброидов Холтосонского массива, а также из кварцевых диоритов и плагиогранитов Модонкульского массива (рис. 1). Габброиды Холтосонского массива образуют разрозненные ксенолиты в поле развития диоритов и тоналитов Модонкульского массива, общей площадью около 4 км^2. Эти ксенолиты сложены в основном средне- и крупнозернистыми мезократовыми трахитоидными габбро и габбро-норитами. Участками в них отмечается полосчатость, обусловленная чередованием прослоев пород различной окраски и зернистости. Габбро и габбро-нориты близки к эвкритовым разностям и состоят из незонального основного (№ 85–95) плагиоклаза, авгита и гиперстена. В небольших количествах встречаются оливин, коричневая роговая обманка и ильменит. В некоторых ксенолитах встречаются анортозиты – слабоветвящиеся жилы и прожилки (до 30 см мощности) серых мелкозернистых пород. Границы габбровых тел с диоритами обычно расплывчаты с постепенными переходами к диоритизированным габбро.

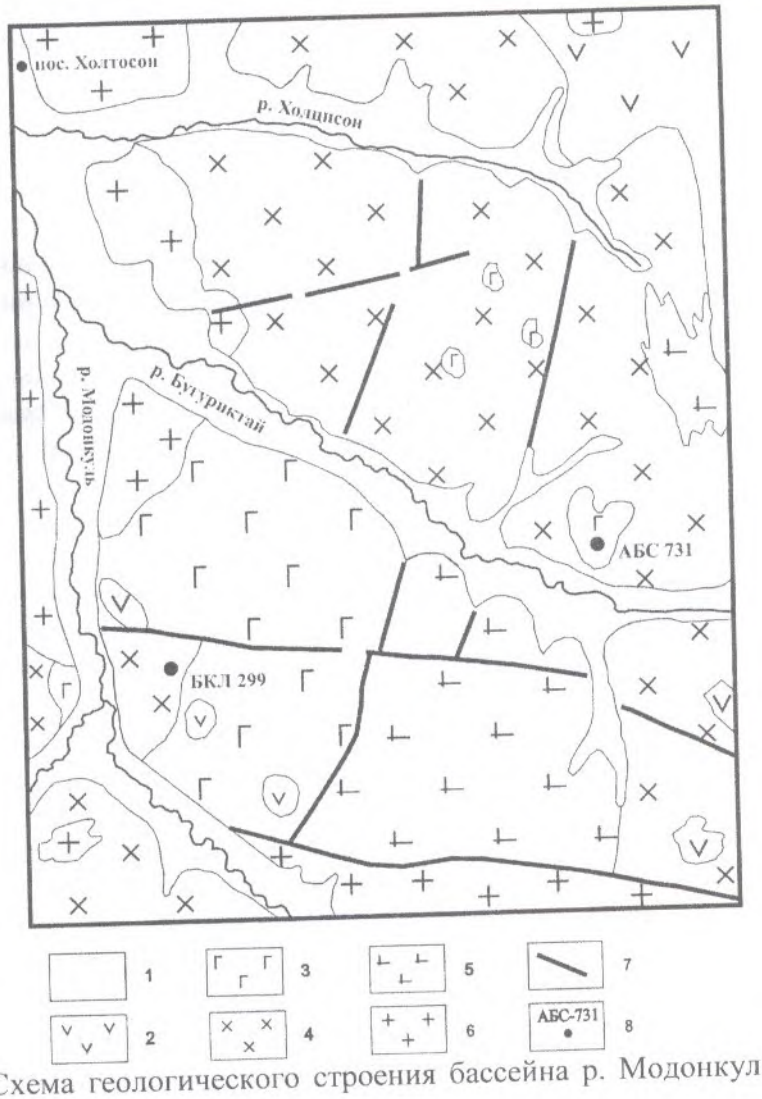


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна р. Модонкуль (Джидинская зона, Юго-Западное Забайкалье).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – андезит-базальтовая толща – V-$Є_1$; 3–6 – джидинский интрузивный комплекс: 3 – габброиды; 4 – диориты, кварцевые диориты; 5 – тоналиты, плагиограниты; 6 – средне- позднепалеозойские гранитоиды без расчленения; 7 – разломы; 8 – места отбора проб на абсолютный возраст и их номера.

Из отобранной нами пробы пироксен-роговообманного габбро (АБС 731) выделены цирконы, по которым в ИГГД РАН Pb-U методом определен абсолютный возраст исходных пород 506±1 млн лет, что соответствует концу кембрия (рис. 2).

Островодужные гранитоиды Модонкульского массива распространены в Джидинской зоне на значительной площади (около 200 км^2). Слагающие его породы имеют гнейсовидную текстуру и такситовое сложение, часто содержит ксенолиты островодужных габброидов и базальтоидов. По составу гранитоиды представлены диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами, выходы которых незакономерно чередуются между собой по всей площади массива. В целом, установлено более раннее формирование диоритов и кварцевых диоритов (I фаза) и позднее – тоналитов и плагиогранитов (II фаза). Основной структурный каркас диоритов составляют субпараллельно ориентированные зерна зонального плагиоклаза олигоклаз-андезитового ряда (50–70 %), между которыми находятся агрегаты роговой обманки, ксеноморфные зерна кварца, иногда бурого биотита. В кварцевых диоритах увеличивается количество кварца от 4 до 15 % . Более однородные тоналиты и плагиограниты характеризуются тем же набором породообразующих минералов, что и образования первой фазы, но с разными их количественными соотношениями.

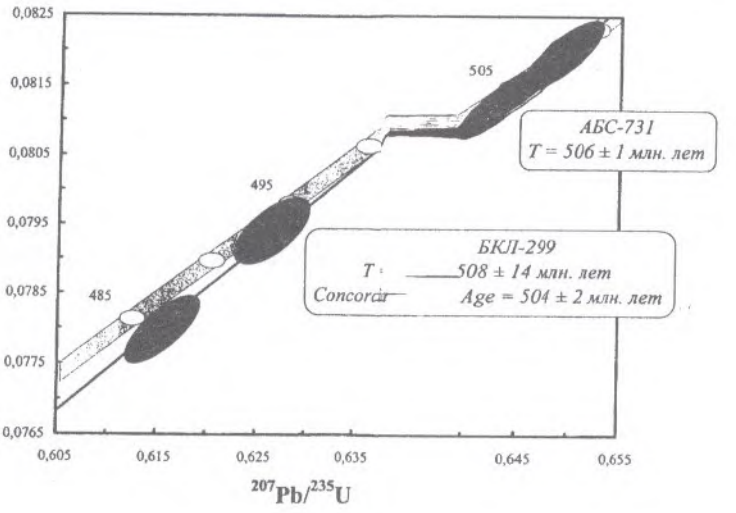


Рис. 2. Pb-U изотопный возраст габбро (АБС-731) и кварцквого диорита (БКЛ-299) джидинского комплекса (Юго-Западное Забайкалье).

Абсолютный возраст цирконов, определенных Pb-U методом из кварцевых диоритов (проба БКЛ299) Модонкульского массива, составляет 504±2 млн лет, что соответствует концу кембрия – началу ордовика (см. рис. 2). Эта цифра указывает на близко-одновременное формирование островодужных габброидов и гранитоидов.

Анализируя геодинамическую природу изученных магматических пород джидинского комплекса можно сделать следующие выводы:

1. Полученные изотопно-геохронологические данные о позднекембрийском возрасте габброидов и гранитоидов джидинского комплекса не противоречат результатам геологических исследований. Верхняя возрастная граница формирования островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны составляет около 506–504 млн лет, что соответствует зрелой стадии развития островной дуги.

2. Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести гранитоиды к надсубдукционному I-типу, формирующихся в условиях островных дуг. На дискриминантной диаграмме Дж. Пирса и др. в координатах Rb-(Y+Nb) все точки изученных гранитоидов попадают в область островодужных гранитов.

3. Расположение проанализированных проб габброидов и гранитоидов на одной изохроне свидетельствует о единой дифференцированной магматической серии пород габб-

ро-диорит-тоналит-плагиогранитного состава, формирование которой, по-видимому, связано с плавлением первичного деплетированного мантийного источника с низкими изотопными характеристиками Sr и Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,7031 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0,512802 – для габбро; $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,7044 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0,512791 – для кварцевого диорита).

Работы проводились при финансовой поддержке Интеграционной программы фундаментальных исследований РАН и СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)", а также гранта РФФИ (проект № 02-05-65328).

[1] Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Магматизм, метаморфизм и деформация литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы науч. совещ. по прогр. фундаментальных исслед. (20–23 октября 2003, ИЗК СО РАН, г. Иркутск). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 60-65.

[2] Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 49-123.

[3] Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. – 238 с.

АДАЦАГСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (СЕВЕРНОЕ ГОБИ, МОНГОЛИЯ) – ФРАГМЕНТ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

М.А. Горнова, А.И. Альмухамедов*, И.В. Гордиенко**, М.И. Кузьмин*, А.Я. Медведев*, О. Томуртогоо****

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

**Улан-Удэ, Институт геологии СО РАН, gord@press.bsc.buryatia.ru

***Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии, inst_geology@arvis.ac.mn

Монголо-Охотский складчатый пояс является ключевой структурой южного обрамления Сибирской платформы и трассирует положение Палеоазиатского океана. Это подтверждается палеомагнитными данными [1], наличием офиолитовых комплексов, типичных для спрединговых зон океанов, островодужных систем и внутриплитового океанического магматизма [2, 3].

В настоящем сообщении рассматриваются геохимические особенности пород Адацагского офиолитового комплекса, изученного в центральном сегменте Адацагской зоны Монголии, характеризующейся тектонической совмещенностью разнородных формационных комплексов позднего докембрия – раннего кембрия [4]. Офиолитовый комплекс состоит из серпентинитового меланжа, расслоенной серии, долеритовых даек и толщ лав основного состава. Полный разрез не сохраняется. Меланж образован серпентинитовым матриксом с "закатанными" в нем глыбами серпентинитов, пироксенитов, габброидов, метабазальтов и залегает в основании тектонических пластин. Породы расслоенной серии обнажаются внутри отдельных тектонических пластин, иногда в видимых верхах ниже залегающего серпентинитового меланжа. Видимая мощность серии не превышает 200 м. Базитовые дайки встречаются внутри пород расслоенной серии, образуя отдельные рои. Толща лав, представленных преимущественно брекчиями с обломками габбро и долеритов, перекрывает полосчатую серию и имеет мощность ~ 600 м. Вышележащая часть толщи сложена зеленокаменно измененными лавами с отдельными пачками тонкополосчатых

кремнистых пород. По геологическим соотношениям условно принят верхнерифейский возраст офиолитов.

Серпентиниты. В серпентинитах из первичных минералов сохраняются только шпинели. Породы характеризуются низкими концентрациями Al_2O_3, CaO, ΣFeO и высокими – MgO, Cr_2O_3, NiO по сравнению с примитивной мантией. На вариационных диаграммах MgO – оксид (мас. %) точки составов перидотитов отклоняются от рассчитанных по экспериментальным данным [5] трендов изменения составов реститов при фракционном плавлении примитивной мантии в условиях разных давлений. Они показывают более высокие концентрации SiO_2 и более низкие ΣFeO, MgO, Al_2O_3. Следует отметить и наличие отрицательной корреляции SiO_2-ΣFeO, которая не характерна для абиссальных перидотитов, формирующихся в срединно-океанических хребтах. Наблюдаемый состав нельзя объяснить в рамках простой модели частичного плавления, даже если часть базальтового расплава остается в межзерновом пространстве перидотитов. Шпинель в рассматриваемых серпентинитах высокохромистая, отношение Cr/(Cr+Al) в ней закономерно увеличивается от 0.4 до 0.6 с уменьшением содержания тяжелых редких земель в породах, то есть с ростом их деплетированности. Высокая хромистость (до 0.6) шпинелей свидетельствует об образовании протолитов серпентинитов – гарцбургитов в результате высоких степеней плавления мантийного субстрата. На диаграмме Mg/(Mg+Fe) – Cr/(Cr+Al) точки составов шпинелей попадают в поле развития шпинелей из перидотитов надсубдукционного мантийного клина, характеризующихся более высокой хромистостью и железистостью по сравнению со шпинелями из перидотитов срединно--океанических хребтов. Нормированные содержания редких земель в перидотитах значительно ниже хондритового уровня, их кривые распределения имеют характерную для реститовых перидотитов U-образную форму с минимумом по Gd_N ~ 0.05 и отношениями $(Yb/Tb)_N$ ~ 4.5, $(La/Nd)_N$ ~ 2.5. Наклон кривых распределения тяжелых редких земель $(Yb/Tb)_N$ >1 свидетельствует об образовании пород как реститов в условиях шпинелевой фации, то есть без участия граната. Сопоставление реально наблюдаемых содержаний HREE в перидотитах с расчетными составами реститов при фракционном плавлении примитивной мантии в условиях шпинелевой фации позволяет оценить степень плавления при их образовании в ~ 19 %. Обогащение перидотитов легкими редкими землями может быть связано или с процессом серпентинизации, или с проявлением мантийного метасоматоза.

Породы расслоенного комплекса представлены верлитами, пироксенитами и габбро. Они интенсивно изменены. В верлитах сохраняются реликтовые кумулятивные пойкилитовые структуры – мелкие зерна оливина располагаются в крупных кристаллах измененного клинопироксена. Все породы характеризуются низкими концентрациями TiO_2, P_2O_5, щелочей. Широкие вариации содержаний MgO, ΣFeO, CaO и Al_2O_3 обусловлены фракционированием оливина, шпинелида, клинопироксена и плагиоклаза. Ранние кумулаты обогащены Ni (~ 1400 г/т) и Cr (~3600 г/т). С уменьшением магнезиальности пород закономерно меняются составы минералов: падает магнезиальность оливинов (от 0.775 до 0.756), клинопироксенов (от 0.857 до 0.795), содержание хрома в шпинелиде. В верлитах и пироксенитах нормированное содержание редких земель выше хондритового уровня. Кривые распределения REE в породах определяются их содержанием в клинопироксене и соответственно имеют "пироксеновую" форму с $(Yb/Gd)_N$ ~ 1 и $(Gd/La)_N$ ~ 4-8. Уровень содержаний редких земель закономерно возрастает с уменьшением содержания в породе MgO от 28 до 16 мас. %. В габбро концентрации HREE близки к концентрациям в пироксенитах, а LREE выше, что может быть обусловлено более поздней кристаллизацией габброидов по отношению к пироксенитам. В лейкократовых габбро уровень содержания редких земель падает и появляется Eu максимум, как и должно быть в плагиоклазсодержащих породах. Закономерное изменение состава минералов и пород является характерным признаком расслоенных интрузий и говорит о возможности их образования из одного расплава.

Вулканиты. На диаграмме Na_2O+K_2O – SiO_2 точки эффузивов, пород даек демонстрируют изменение SiO_2 от 48 до 54 % и попадают в поле пород нормальной щелочности. На диаграмме AFM они показывают толеитовый тренд дифференциации с увеличением железистости пород. Базальты характеризуются повышенным содержанием MgO (до 12.8 мас. %), Cr, Ni и низкими концентрациями TiO_2, P_2O_5, щелочей. Вкрапленники представлены хромшпинелидом, оливином, клинопироксеном. В базальтах и андезитобазальтах с содержанием MgO < 9 % преобладают вкрапленники плагиоклаза, присутствуют также клинопироксен и Cr-магнетит. REE в базальтах характеризуются ровным распределением на уровне 7–10.5 хондритовых содержаний. С уменьшением MgO в породах уровень концентраций редких земель слегка растет, а в пробах, обогащенных вкрапленниками плагиоклаза, падает. Эти же пробы имеют слабые европиевые максимумы. По форме кривых и уровню содержаний REE базальты и андезитобазальты соответствуют толеитам островных дуг.

На спайдерграмме (рис. 1А) приведены составы эффузивов и даек Адацага, пронормированные к N-MORB. Породы обогащены Rb, Ba, K, Sr и обеднены всеми другими элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, причем на кривых наблюдаются отчетливые минимумы по Nb(Ta), Zr, Hf, Ti на фоне рядом расположенных редких земель. Такие особенности состава характерны исключительно для толеитов островных дуг. Интрузивные породы расслоенного комплекса характеризуются схожими с вулканитами особенностями редкоэлементного состава (рис. 1Б). Это позволяет предпола-

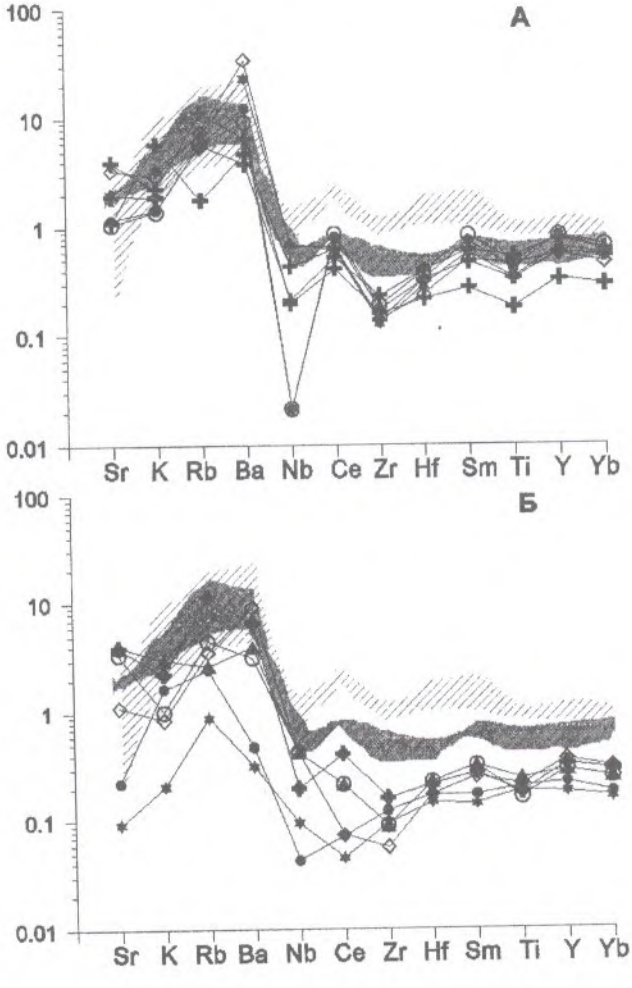


Рис. 1. Нормированные к N-MORB содержания редких элементов в эффузивах, дайках (А) и породах расслоенной серии (Б) Адацагского офиолитового комплекса.

Серое поле – толеиты Идзу-Бонинской островной дуги [6], заштрихованное поле – базальты задугового бассейна Лау, Тихий океан [7].

гать их комагматичность. Реститовые перидотиты имеют еще более низкий уровень концентраций рассматриваемых на спайдерграмме редких элементов, они обогащены элементами группы LIL и имеют максимумы нормированных содержаний Zr, Hf и Ti по сравнению с рядом расположенными редкими землями. Возможно, обогащение Zr, Hf и Ti является результатом взаимодействия перидотитов с просачивающимися расплавами. При таком взаимодействии в перидотитах на границах зерен шпинели могут из расплава образовываться микроскопические зерна рутила и ильменита, захватывающие высокозарядные элементы (группа HFSE), что было показано [8]. Изменение состава перидотитов как по главным, так и наиболее несовместимым элементам может быть обусловлено их взаимодействием с адакитовыми расплавами, формирующимися в зонах субдукции при плавлении погружающейся океанической коры [9].

Таким образом, проведенные геохимические исследования показывают, что породы расслоенной серии, дайки, вулканиты и апогарцбургитовые серпентиниты представляют собой единый комплекс, формировавшийся в зонах субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционных проектов РАН 6.7.1., 6.7.2. и проекта РФФИ 02-05-65328.

[1] Кузьмин М. И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. – 1986. – Т. 37. – № 1. – С. 54-62.

[2] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент палеоазиатского океана // Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 25-42.

[3] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Докл. РАН. – 2001. – Т. 377. – № 4. – С. 526-529.

[4] Томуртогоо О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. … докт. геол.- мин. наук. – М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1989. – 59 с.

[5] Walter M. J. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithospere // Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation. – The Geochemical Society, Special publication. – 1999. – 6. – С. 225-239.

[6] Петрология и геохимия отровных дуг и окраинных морей / Г.П. Авдейко, А.Д. Бабанский, О.А. Богатиков и др. – М.: Наука, 1987. – 236 с.

[7] Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipykova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source compositions // Marine Geology. – 1997. – 142. – С. 57-83.

[8] Bodinier J.-L., Merlet C., Bedini R.M., Simien F., Remaidi M., Garrido C.J. Distribution of niobium, tantalum and other highly incompatible trace elements in the lithosperic mantle: The spinel paradox // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1996. – 60. – С. 545-550.

[9] Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. – 1999. – 46. – С. 411-429.

БАЙКАЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС И ЗАПАДНАЯ ГРАНИЦА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.А. Горюнов, А.К. Башарин**, С.Ю. Беляев**, А.В. Хоменко***

*Енисейск, ЗАО «Енисейгеофизика»

**Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, basharinak@uiggm.nsc.ru

В настоящее время на Сибирской платформе и в ее обрамлении зафиксированы выходы на дневную поверхность складчатые комплексы двух типов: архейско-раннепротерозойские в пределах Алданского и Анабарского массивов, и покровно-складчатые структурно-вещественные комплексы сформировавшиеся во время Байкальского тектогенеза около 850 млн лет тому назад. Если в первом случае не возникает сомнений в том, что

раннепротерозойские и архейские образования, относящиеся к фундаменту Сибирской платформы, повсеместно распространены под практически горизонтально залегающими породами платформенного чехла (в который на многих участках входят нижне-, средне- и верхнерифейские образования), то в отношении байкалид такой уверенности нет. Проблеме возможной природы и возраста фундамента платформы в бассейне р. Енисей и посвящена данная публикация.

На дневную поверхность байкалиды выходят вдоль р. Енисея на Енисейском кряже, где они образуют обширный по площади массив. При определении западной границы древней Сибирской платформы Енисейский кряж традиционно исключается из состава платформы и, как правило, рассматривается в совокупности с Алтае-Саянской складчатой областью.

Севернее небольшие выходы складчатого комплекса рифея установлены на р. Сухой Тунгуске и отдельным ее притокам вблизи устья, где они представлены преимущественно карбонатными метаморфизованными породами, моноклинально падающими к западу и местами смятыми в сложные изоклинальные складки, осложненными крутыми дизъюнктивными нарушениями.

Ряд выходов рифейских отложений наблюдается в Туруханском районе (нижнее течение рек Мироедиха, Ниж. Тунгуска, Шориха), и по правому берегу р. Енисея между реками Мироедиха и Ниж. Тунгуска. Здесь они представлены преимущественно карбонатными, часто водорослевыми, метаморфизованными местами до мелкозернистых мраморов породами, моноклинально и круто падающими к западу, часто осложненными дизъюнктивными нарушениями, по которым повторяются отдельные участки разреза.

Выходы рифея на поверхность наблюдаются и в Игарском районе, причем на обоих берегах Енисея. Здесь, в отличие от более южных выходов, рифейские породы представлены набором карбонатных, терригенных и эффузивных пород, иногда брекчированных, причем породы сильно метаморфизованы, сильно перемяты и осложнены крутопадающими дизъюнктивнымим нарушениями. Далее к северу байкальские складчатые образования широко представлены в Таймыридах.

Все перечисленное выше позволило ряду исследователей предположить, что зона Байкалид протягивается вдоль р. Енисея далеко на север, несмотря на то, что между Енисейским кряжем и Туруханским районом они нигде не вскрываются.

В последние годы в бассейне р. Бахты в процессе нефтегазопоисковых работ были выполнены несколько сейсмических маршрутов МОГТ, которые подтверждают, что зона Байкальской складчатости протягивается от Енисейского кряжа на север по крайней мере до Игарского района, но на большей северной части своего протяжения она перекрыта полого залегающими слоями платформенного чехла или мезозойскими отложениями, распространенными на правобережье р. Енисея. Комплекс интенсивно перемятых и раздробленных слоистых толщь рифейского возраста на сейсмических профилях дает хаотическую сейсмическую картину (рис.), аналогичную фиксируемой на сейсмопрофилях, располагающихся вкрест Енисейского кряжа. В северной части Бахтинского участка байкалиды отделены от платформенного чехла Имангдино-Летнинской зоной разломов, хорошо вскрытой на поверхности в обнажениях по р. Нижняя Тунгуска. Дальше к северу она прослежена в ряде береговых обнажений в устьевых частях рек, впадающих справа в р. Енисей. От нее в южной части (в бассейне р. Бахты) ответвляется Кулино-Бахтинская зона разломов, которая на некоторых участках окаймляется венд-палеозойскими отложениями, дислоцированными существенно слабее, чем в зоне байкалид, но интенсивней, чем на собственно платформенной территории. Не исключено, что внутри зоны присутствуют солянокупольные структуры (см. рис., профиль II). Есть все основания предполагать, что Имангдино-Летнинская зона разломов, трассируется к югу, где продолжается Ангаро-Бахтинской (по Л.К. Качевскому, 1998 г.) зоной разломов, отделяющей интенсивно складчатые толщи Енисейского кряжа от слабоскладчатых рифейских и практически не складчатых венд-палеозойских толщ чехла Сибирской платформы. Таким образом, можно счи-

тать установленным, что байкалиды Енисейкого кряжа и Туруханo-Игарского выступов представляют собой непрерывное целое. Не исключено, что разломы, отделяющие зону байкальской складчатости от полого залегающих позднепротерозойских и палеозойских толщ платформенного чехла имеют ступенчатый характер. Как далеко к северу продолжается зона байкалид, вскрывающаяся в районе г. Игарки пока ясности нет.

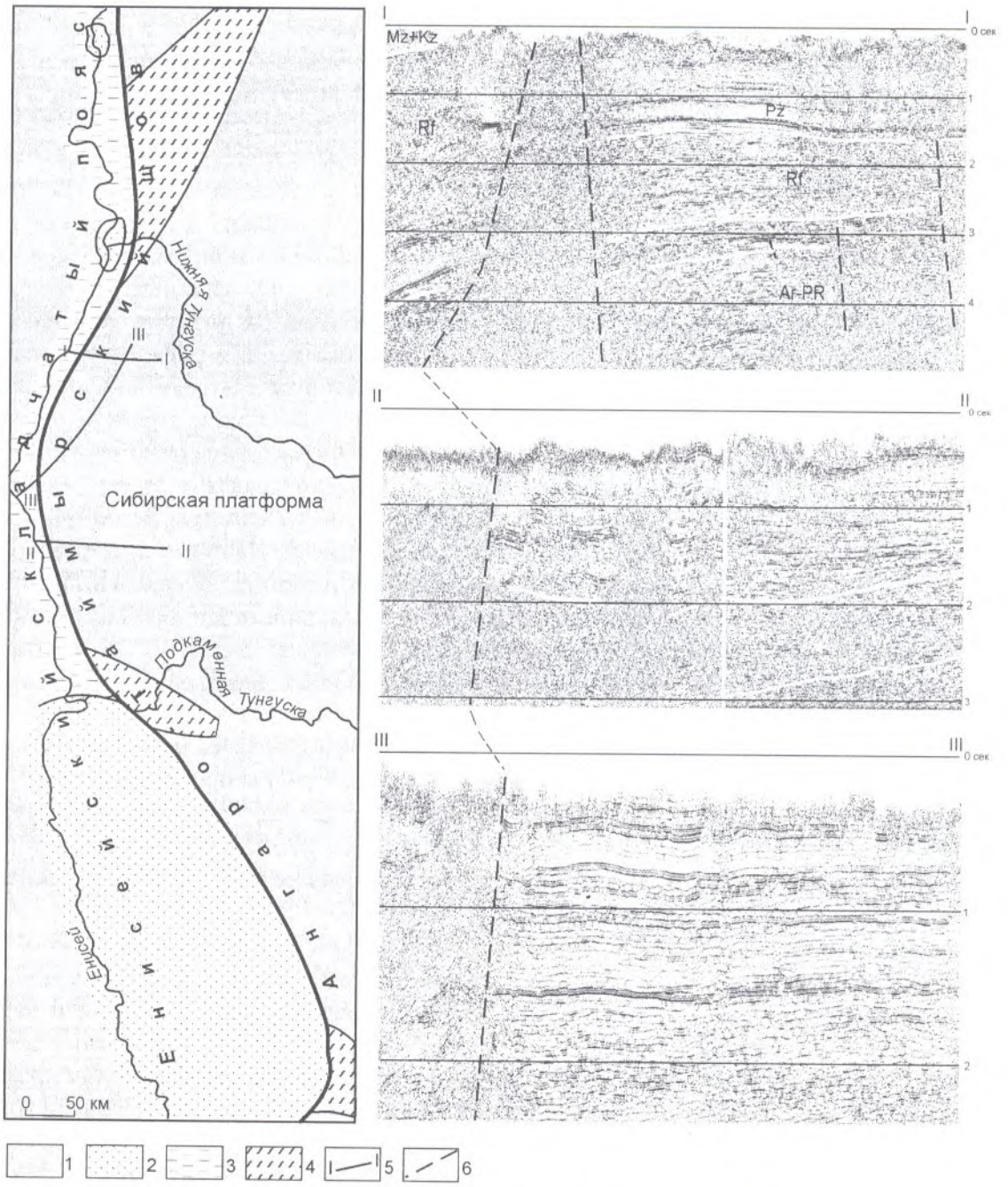


Схема сочленения Сибирской платформы и Енисейского складчатого пояса

1 - область распространения Ar-Pt кристаллического фундамента и R-Pz чехла; 2 - выходы байкалид на дневную поверхность; 3 - байкалиды под более молодыми отложениями; 4 - зоны герцинской складчатости; 5 - сейсмические профили; 6 - дизъюнктивные нарушения.

Чрезвычайно важно отметить, что линейная складчатая зона, протягивающаяся от Туруханска почти до р. Хатанги и картируемая на дневной поверхности, в которой деформациям подверглись венд-палеозойские слоистые толщи, по своему составу аналогичны составу толщ, слагающих заведомый чехол Сибирской платформы. В составе этой зо-

ны В.С. Старосельцев в свое время выделил Курейско-Бакланихинский и Хантайско-Рыбнинский мегавалы. Мы считаем, что эта зона складчатости аналогична Ангарской и Подкаменнотунгусской складчатым зонам, «вклинивающимися» на южном и северном флангах Енисейского выступа в тело Сибирской платформы. Северная же складчатая зона (вероятно, ее следует назвать Турухано-Хатангской), по-видимому располагается на южном фланге Турухано-Игарского поднятия, осложняя и байкалиды и западную окраину Сибирской платформы. Все эти «интраплатформенного типа» складчатые зоны по возрасту являются герцинскими и могут трактоваться как резонансные от Урало-Монгольских герцинид. Пока неясно, являются ли они действительно «интраплатформенными», или просто ветвями (своеобразными «складчатыми заливами») недалеко к западу располагающихся герцинид.

Резюмируя вышесказанное, можно говорить о том, что установлена протяженность зоны байкальской складчатости минимум до широты г. Игарки и восточная граница ее проходит по правобережью р. Енисея. Следовательно, по аналогии с Енисейским кряжем, восточная граница ее и должна считаться западной границей Сибирской платформы.

Между тем известно, существует точка зрения о том, что западнее р. Енисей под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты располагаются горизонтально залегающие слоистые толщи не только послебайкальского, но и рифейского возраста, по составу, мощностям и другим характеристикам аналогичные таковым на Сибирской платформе. Эта точка зрения порождает массу проблем, главная из которых – геодинамическая природа рифейских (тейско-тунгусикских) складчатых отложений Енисейского кряжа и их северного продолжения в виде байкалид, как это показано выше. Одновременно возникает вопрос, где же располагается западная граница Сибирской платформы и как рассматривать зону байкалид, вытянутых вдоль р. Енисея. Наличие в разрезах байкалид обильных вулканитов, глубинных интрузивных и протрузивных образований, в том числе и офиолитовых комплексов, вряд ли позволяет рассматривать Енисей-Игаркский рифейский бассейн, как «интраплатформенный», через который могли «перескочить» осадки интракратоннного бассейна Сибирского кратона, но полностью отрицать этот вариант было бы преждевременным.

Другая проблема: если допустить, что Енисей-Игарская складчатая зона не имеет отношения к Сибирской платформе, то как далеко к западу распространяется байкальский складчатый комплекс и может ли он рассматриваться как «второй» этаж фундамента древней Сибирской платформы *на после байкальское время*. Как известно, по этой проблеме существуют очень разные точки зрения, в анализ которых вряд ли здесь стоит углубляться.

Резюмируя вышеизложенное, отметим главные факты, учет которых необходим при решении как проблем геодинамики, так проблем нафтидогенеза: 1 – байкалиды, Енисейского кряжа протягиваются далеко к северу по крайней мере до Игарского района; 2 – граница чехла Сибирской платформы и Енисейской байкальской складчатой зоной представляет собой практически вертикальный крупный разлом (Ангаро-Таймырский шов), хорошо фиксирующийся на сейсмических профилях; 3 – в бассейне р. Енисей зону сочленения Сибирской платформы и Енисейским поясом байкалид осложняют герцинские зоны складчатости, «вклинивающиеся» в чехол платформы и располагающиеся под разными углами к ее границе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004-а.

МИКРОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Деев, А.С. Гибшер, Л.А. Чигвинцева, Т.В. Фролова, А.Б. Рябинин
Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, deev@uiggm.nsc.ru

Кайнозойская активизация Алтая, выразившаяся в дифференцированных движениях разномасштабных блоков, сопровождалась сейсмической активностью территории. Это подтверждается многочисленными палеосейсмодислокациями, которые сохранились в рельефе преимущественно в виде оползней, обвалов, протяженных рвов. По оценкам, к их формированию могли привести сейсмические события с магнитудами до 7,5 и интенсивностью на поверхности до 9 баллов [1].

Сейсмическим событиям осени 2003 г., основное из которых имело M = 7,5 и силу в эпицентре 9 баллов [2, 3], помимо сейсмогравитационных и разрывных структур, сопутствовало развитие "грифонов" в аллювиальных осадках, формирование которых связано с процессами их сейсмического разжижения. Данный факт стимулировал наш интерес к проблеме поиска деформационных структур в отвечающих этапу кайнозойской активизации нелитифицированных осадках, возникновение которых связано с палеосейсмическими событиями. Проведенные работы позволили по иному взглянуть на генетическую принадлежность деформационных структур в рыхлых отложениях, которые трактовались исследователям Алтая как структуры "внедрения", "криотурбации" и "конволюции" [4, 5].

В ходе летних полевых исследований 2004 г. были изучены плейстоценовые (главным образом средне-позднеплейстоценовые) разрезы высоких террас в долине р. Катунь на участке от устья р. Чуи до устья р. Бол. Яломан и приустьевых частей долин притоков. Отложения объединяются в ининскую толщу и представлены галечниками, гравелитами и дресвяно-щебнистыми осадками. Они частично замещаются маломощными (первые метры), невыдержанными по простиранию горизонтами желтовато-серых ленточнослоистых суглинков, песков и алевритов, обильно насыщенных остроугольным щебнистым материалом и "дропстоунами" (рис. 1), которые относятся к фациям, завершающим строение разрезов паводковых циклитов в составе серии [5].

Детальное послойное изучение преимущественно субгоризонтально залегающих разрезов показало широкое развитие в них пластических и хрупко-пластических деформаций. Пластические деформации представлены в разрезах пламеневидные (рис. 2А), шаровыми (пиллоу) (рис. 2Б), облаковидными (рис. 2В), циклоидными (рис. 2Г) и грибовидными (рис. 2Д) структурами. В свою очередь, в группе хрупко-пластических деформаций обособлены: системы микронадвигов и микрофлексур (рис. 2Е), микрогорсты (рис. 2Ж) и осадочные дайки (рис. 2З). При этом маломощные горизонты с развитием деформационных структур (мощностью от первых сантиметров до 1 м) разделены незатронутыми деформациями интервалами разрезов.

Подобного набор синседиментационных деформаций может объясняться рядом факторов: проявлением подводно-оползневых, обвальных и сейсмических процессов, неравномерной нагрузкой при диагенезе, волно-прибойной деятельностью, воздействием ледников, мерзлотными явлениями и пр. [6, 7].

Ряд приводимых ниже критериев определенно указывает на генетическую связь синседиментационных деформаций в ининской толще с сейсмическими событиями:

- Высокая сейсмическая активность Горного Алтая на плейстоцен-голоценовом этапе, подтверждающаяся большим количеством макропалеосейсмодислокаций, характерных для сейсмических событий с магнитудами до 7,5 и интенсивностью до 9 баллов;
- Положение изученных разрезов вблизи зон разломов, ограничивающих блоки земной коры, подвижные на протяжении кайнозоя;
- Широкое распространение деформированных слоев по площади;

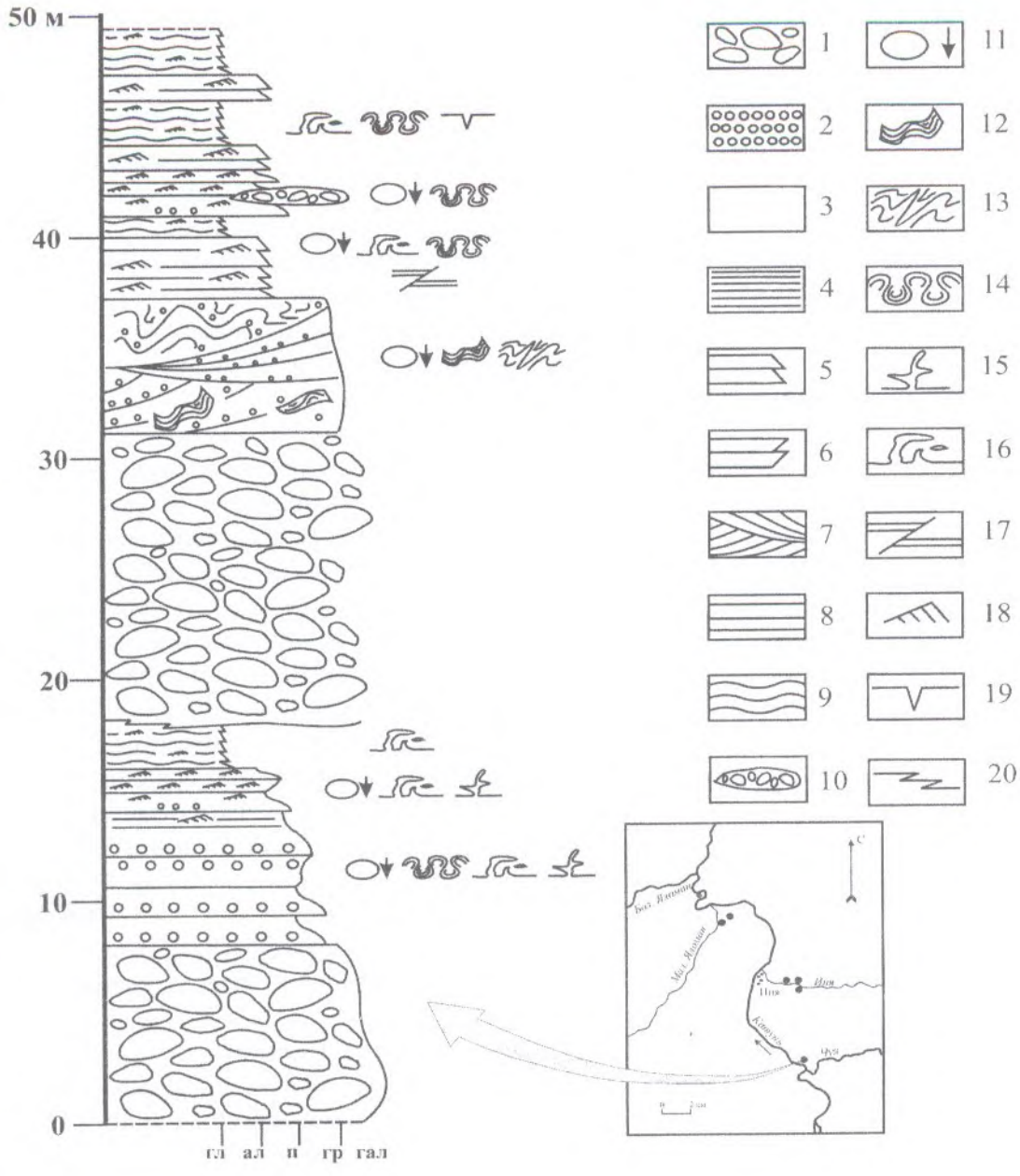


Рис. 1. Разрез ининской толщи высокой террасы в правом борту р. Катунь (0.5 км ниже устья р. Чуя).

1-4 - основные разновидности пород: 1 - галечники, 2 - гравийники, 3 - пески, 4 - суглинки; 5-9 - типы слоистости: 5 - градационная прямая, 6 - градационная обратная, 7 - косая, 8 - горизонтальная, 9 - ленточная; 10 - линзы; 11 - дропстоуны; 12 - интракласты; 13-17 - текстуры: 13 - оползневые, 14 - циклоидные, 15 - пламеневидные, 16 - облаковидные; 17 - системы микронадвигов и микрофлексур; 18 - знаки ряби; 19 - трещины усыхания; 20 - следы размыва.
Черными кружками на врезке обозначены местоположение сейсмитов.

- Наличие в едином разрезе нескольких маломощных горизонтов с деформациями, разделенных недеформированными слоями, что определенно указывает на повторяемость событий;
- Присутствие деформированных слоев в породах разного литологического состава, в том числе, как в прямо-, так и в обратноградационных последовательностях;
- Высокий потенциал изученных отложений к процессам гидропластичности, разжижения и флюидизации;

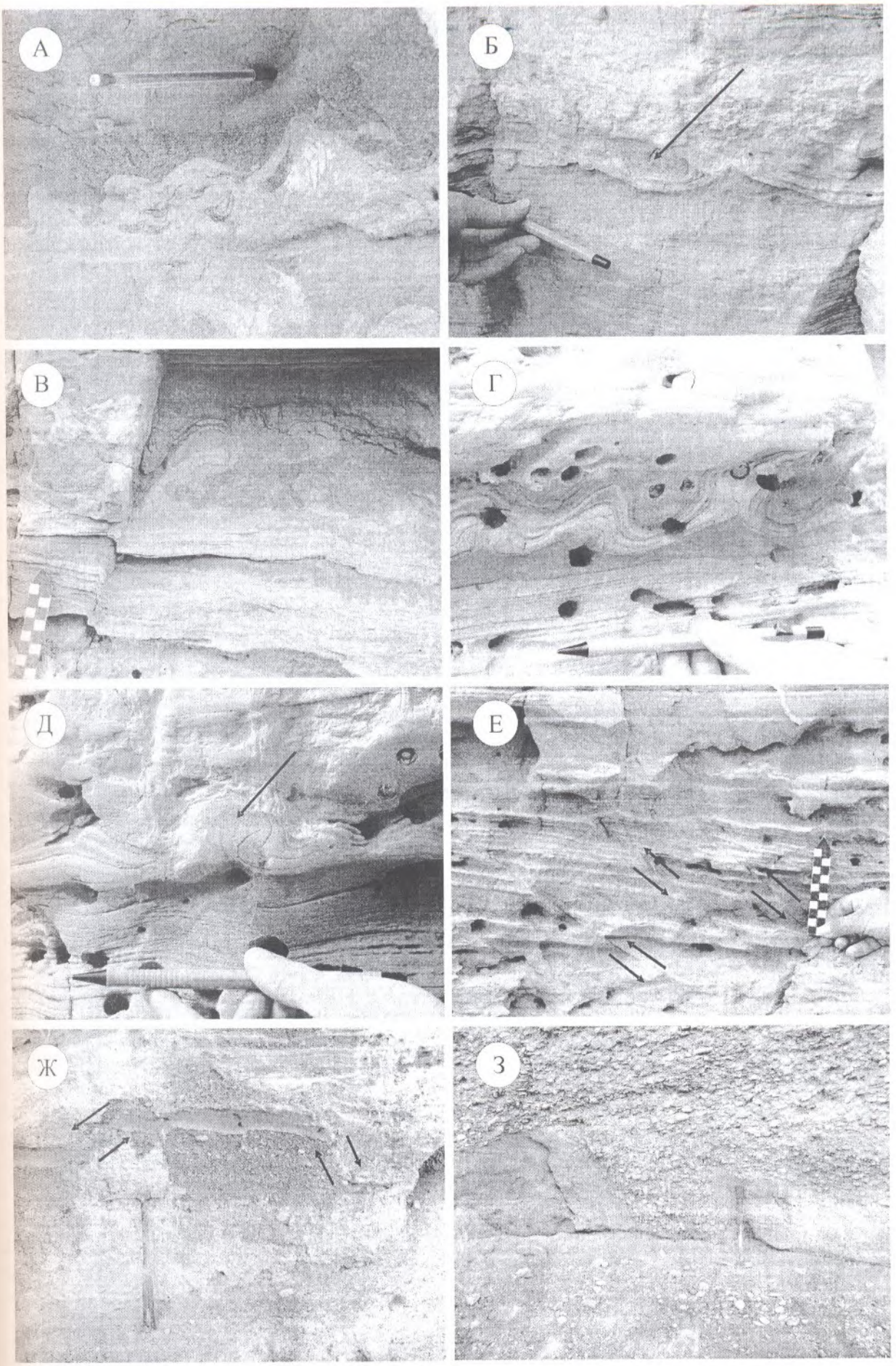


Рис. 2. Типы деформационных структур (названия см. в тексте).

- Широкое разнообразие деформационных структур и их морфологическое подобие с деформационными структурами, генетическая связь которых с сейсмическими процессами доказана [8, 9];
- Морфологическое подобие деформационных структур из плестоценовых разрезов Горного Алтая со структурами, полученными при лабораторной имитации сейсмовоздействия на рыхлые осадки [10, 11];
- Рассмотренные споро-пыльцевые спектры верхней части ининской толщи указывают на довольно теплый и влажный климат времени ее формирования [12].

В качестве факторов и процессов, способствующих образованию обсуждаемых синседиментационных деформационных структур, связанных с сейсмическими событиями следует рассматривать:

- Преимущественно алеврито-песчано-гравийную размерность деформируемого материала, которая является наиболее благоприятной для развития процессов разжижения и флюидизации;
- Первичную высокую влагонасыщенность нелитифицированных осадков;
- Сейсмически наведенные явления:
  - гидропластичности;
  - разжижения;
  - флюидизации;
- Наличие в осадках систем с обратным градиентом объемной плотности;
- Наличие в песчано-дресвяно-гравийных косослоистых сериях локальных склоновых градиентов.

Исследования проведены при поддержке проекта РФФИ № 04-05-64788, Фонда содействия отечественной науке, гранта ОИГГМ СО РАН (ВМТК № 1734), программы МО РФ "Университеты России" (проект ур.09.01.019).

[1] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.

[2] Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение 2003 года (M=7,5) // Вестн. отд-ния наук о Земле РАН, 2003. – № 1(21). – http: // www.scgis.ru

[3] Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры землетрясения 27 сентября 2003 года на Алтае по инструментальным данным // Вестн. отд-ния наук о Земле РАН, 2003. – № 1(21). – http: // www.scgis.ru

[4] Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрафическая модель. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1993. – 253 с.

[5] Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). – Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.

[6] Микуленко К.И., Афанасьев Ю.Т. Следы древних землетрясений в мезозойских отложениях Западно–Сибирской низменности // Геология и геофизика, 1969. – № 1. – С. 18-26.

[7] Alfaro P., Delgado J., Estevez A. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain) // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), 2002. – V. 91. – PP. 505-513.

[8] Enzel Y., Kadan G., Eyal Y. Holocene earthquakes inferred from a fan-delta sequence in the Dead Sea graben // Quaternary Research, 2000. – V. 53. – PP. 34-48.

[9] Plaziat J.-C., Purser B.H., Philobbos E. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt) // Bull. Soc. Geol. France, 1990. – (8 s). – V. VI. – № 3. – PP. 419-434.

[10] Owen G. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples // Sedimentology, 1996. – V. 43. – PP. 279-293.

[11] Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. Modelling seismites with a digital shaking table // Tectonophysics, 1999. – V. 304. – PP. 369-383.

[12] Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 132 с.

ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРИ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.Н. Диденко[*], *В.Ю. Водовозов*[**], *Д.П. Гладкочуб*[***], *Т.В. Донская*[***], *А.М. Мазукабзов*[***], *Е.В. Бибикова*[****], *Т.И. Кирнозова*[****], *И.К. Козаков*[*****]

[*]Москва, Геологический институт РАН

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

[***]Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

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

Анализ палеомагнитной базы данных [1] показал, что для протерозойских пород всех континентов имеется не многим более 1200 палеомагнитных определений, из них для Сибирской платформы только 73 (< 6 %). Разительнее картина наблюдается для нижнего протерозоя (1600–2500 млн лет): Восточно-Европейская плита – 165 определений; Лаврентий – 206; Африка и Австралия – 46 и 48 соответственно; Сибирь – всего 9. Надежность «сибирских» определений по современным меркам не высока. Все это показывает, что палеомагнитная изученность нижнепротерозойских пород Сибири явно недостаточна, и это отчетливо видно при сопоставлении не только с палеомагнитными данными по другим кратонам, но и с количеством прецизионных изотопно-геохронологических работ для нижнего протерозоя Сибири, выполненных за последние годы.

Мы попытались восполнить этот пробел и в последние 3 года провели палеомагнитные и петромагнитные исследования нижнепротерозойских пород южного обрамления Сибирской платформы: 1) вулканогенно-терригенных и интрузивных образований акитканской серии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса; 2) гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента юго-западной части Сибирского кратона; 3) габбро-диабазов Голоустинского выступа фундамента Сибирского кратона. Наши исследования преследовали две цели. Первая – получение надежных на современном уровне палеомагнитных данных для построения траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибири, вторая – определение места Сибирского кратона в коллаже континентальных блоков, составлявших основу гипотетического суперконтинента в конце раннего протерозоя [2, 3 и др.].

Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс

Пояс при ширине от 7 км на юге до 60 км на севере протягивается более чем на 650 км с СВ на ЮЗ вдоль Байкальской складчатой области. Формирование пояса было обусловлено коллапсам раннепротерозойской коллизионной системы, спаявшей Ангаро-Анабарский и Алдано-Становой блоки в единую общую структуру. Основной объем пояса представлен образованиями акитканской серии, которая была выделена Л.И. Салопом. В ее составе выделяются малокосинская, хибеленская и чайская свиты. В последующем было предложено четырехчленное строение серии: вместо одной хибеленской – выделяли собственно хибеленскую и домугдинскую свиты. Наши работы показали, что петрографические и петрогеохимические характеристики вулканитов р. Хибелен (хибеленская свита) и р. Кунерма (домугдинская свита) тождественны, одинаковы в пределах ошибки определения и оценки возраста риолитов р. Хибелен и трахидацитов р. Кунермы. Все это не позволяет относить эти образования к разным стратиграфическим подразделениям. Возраст свит акитканской серии принимается нами: 1) малокосинская – 1869±6 млн лет [4]; 2) хибеленская – 1872.5±12.7 млн лет (данные авторов); 3) чайская – 1823±7 [5].

Малокосинская свита. Для палеомагнитного изучения были отобраны как осадочные (туфоалевролиты, алевролиты), так и вулканогенные (андезитовые и андезито-базальтовые порфириты), к сожалению, последние пока не дали интерпретируемого результата.

Основным носителем намагниченности вулканогенно-осадочной толщи является гематит. Их естественная остаточная намагниченность (NRM) почти всегда многокомпонентная. Первая низкотемпературная компонента выделяется в интервале 20–300–350°С, имеет направление, близкое к направлению современного магнитного поля в районе работ. Выделяются также две среднетемпературные компоненты в интервале 400–600–620°С: первая имеет преимущественно северо-западное склонение и отрицательное наклонение, вторая – южное склонение и положительное наклонение. Для 76 образцов выделена высокотемпературная компонента NRM, которая в интервале температур от 580 до 680°С на диаграммах Зийдервельда «идет» в начало координат. Среднее направление для 4-х участков отбора (два крылья одной складки и два участка, удаленных на 25 км друг от друга) составляет в древней системе координат Dec=238.2°, Inc=-33.8°, K=57.0, a_{95}=12.3°. Тесты галек и складки для высокотемпературной компоненты положительны. Полагаем, что высокотемпературная компонента имеет возраст близкий к возрасту формирования пород малокосинской свиты. Палеомагнитный полюс имеет координаты Plat=-33.2°, Plong=34.3°, d_p=8°, d_m=14°.

Хибеленская свита. Для палеомагнитного изучения были отобраны трахидациты и риолиты порфировой структуры, из двух тел, вскрытых в бассейне среднего течения р. Кунермы. На зависимостях Js(T) и Jrs(T) фиксируется фаза с точкой Кюри 580°С, которая стабильна к нагревам. На первой зависимости Jrs(T) фиксируются два дополнительных перегиба в области температур 180–200 и 400°С, на второй зависимости после нагрева до 700°С эти перегибы исчезают. Вероятно, это связано со структурными особенностями изученных пород.

Изученные трахидациты и риолиты обладают ярко выраженной магнитной сланцеватостью, свойственной субгоризонтальным гипабиссальным образованиям. Ориентировка полюса сланцеватости (направление минимальной восприимчивости) всех образцов из двух тел составляет Dec=262° и Inc=60°, что позволяет предположить наклон в 25–30° на восток пластины с изученными объектами.

Детальная температурная чистка всех образцов коллекции до температуры 600°С (число шагов ступенчатой чистки не менее 15) показала, что их NRM почти всегда многокомпонентна. Первая компонента выделяется в интервале от 20 до 200–250°С и имеет направление, близкое к направлению современного магнитного поля в районе работ. Выделяются также среднетемпературная компонента до 450-500°С; она имеет направление Dec=78.3°, Inc=69.1°, K=14.7, a_{95}=6.6°, что близко палеомагнитному направлению, рассчитанному с пермо-триасовых полюсов Сибири. Для 29 образцов выделена высокотемпературная компонента NRM в интервале от 480 до 600°С, пресекающая на диаграммах Зийдервельда начало координат. Среднее направление высокотемпературной компоненты для всех образцов 2-х участков составляет в географической системе координат Dec=297.2°, Inc=-55.9°, K=16.4, a_{95}=6.8°. После ввода поправки за залегание, Dec=283.6° и Inc=-29.4°, соответствующий палеомагнитный полюс имеет координаты Plat=-5.7°, Plong=358.1°, d_p=4.2°, d_m=7.5°.

Чайская свита. Породы свиты уже изучались на предмет получения палеомагнитного направления: № 5593 по [1]. По современным критериям надежности это определение не может быть отнесено к рангу высоконадежных, т. к. применялась только временная магнитная чистка. Мы повторили отбор образцов из чайской свиты для палеомагнитных и геохронологических исследований.

В настоящей работе представлены данные только для верхней подсвиты чайской свиты, изучение которой проводилось в ее стратотипе по р. Чая. Подсвита выполнена лиловыми, серыми и зелеными кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, линзами и маломощными прослоями вишневых и зеленых аргиллитов, алевролитов, кислых эффузивов и туффитов. Терригенные породы зачастую косослоистые. Общая мощность подсвиты более 1500 м. Образцы для палеомагнитного изучения были отобраны из алевролитов (три горизонта) и двух маломощных силлов, один из которых

выполнен андезидацитами (мощность 4–5 м, выделены цирконы для U–Pb геохронологического анализа), а второй – риолитами (мощность в изученной части до 0.25 м).

Магнитные свойства осадочных пород определяет гематит, а гипабиссальных вулканитов как гематит, так и фаза близкая к магнетиту с Tc~550°C. После магнитной чистки до 620°C (в ряде образцов разрушено только 40–50 % NRM) для 45 образцов получено следующее среднее палеомагнитное направление в географической системе координат Dec=200.2°, Inc=-10.0°, K=68.5, a95=2.6°. После ввода поправки за залегание пород направление составляет Dec=202.6°, Inc=12.1°, палеомагнитный полюс имеет координаты Plat=-23.7°, Plat=85.8°, d_p=1.6°, d_m=3.1°. Применение теста складки в настоящее время невозможно, т. к. исследованы образцы из участка разреза с моноклинальным залеганием. Полученное в настоящей работе палеомагнитное направление не существенно отличается от установленного ранее [1].

Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы

Для Сибирского кратона индикаторами процесса кратонизации и перехода к платформенному режиму являются постколлизионные гранитоиды, обнаженные в пределах Присаянского и Алдано-Станового выступов фундамента Сибирской платформы. Были изучены постколлизионные гранитоиды шумихинского и саянского комплексов, отобранные из двух массивов, отстоящих друг от друга на 70 км (подробнее см. в [6]).

На основе U-Pb датирования по цирконам и Ar-Ar датирования по роговой обманке и биотитам были проведены расчеты скорости остывания гранитоидного массива в районе р. Тойсук. Установлено, что с момента закрытия U-Pb системы цирконов до закрытия K-Ar системы в амфиболах скорость остывания составляла 7.8±6.0°/млн лет, в последующем до закрытия K-Ar системы в биотитах – 2.5±1.2°/млн лет. Рубеж 580–480°C гранитоиды «прошли» от 1850 до 1830 млн лет.

Для 69 образцов гранитоидов выделена высокотемпературная компонента, которая имеет как положительное наклонение со средним Dec=170°, так и отрицательное – со средним Dec=359°. Причем, образцы более поздних жильных внедрений мелкозернистых гранитоидов (17 обр.) имеют исключительно отрицательное наклонение, тогда как образцы более раскристаллизованных вмещающих гранитов имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Угловое расстояние по дуге большого круга между средними направлениями высокотемпературной компоненты образцов прямой и обратной полярности составляет 164.5(15.5)±8.4°.

Среднее направление после применения теста обращения равно Dec=353.0°, Inc=-26.0°, K=9.4 и α_{95}=5.9°. Рассчитанный палеомагнитный полюс имеет координаты Plat=23.9°, Plong=290.0°, d_p=3.4°, d_m=6.4°. Сопоставление средних значений по участкам отбора показывает различие средних направлений по склонению на 25±7° (участок реки Тойсук – Dec=163.9°, Inc=26.0°, α_{95}=8.0°; участок карьера Орленок – Dec=189.2°, Inc=26.2°, α_{95}=5.7°), но по наклонению направления не различаются. Полагаем, что это связано с разворотом одного блока относительно другого вокруг вертикальной оси, а развороты вокруг горизонтальной оси можно исключить.

Голоустинский выступ фундамента Сибирской платформы

На юго-западном берегу оз. Байкал непосредственно в устье р. Бол. Голоустная фундамент Сибирского кратона сложен гнейсами верхнего архея, которые прорываются дайкой средне- и мелкозернистых габбро-диабазов. Мощность дайки до 60 м в изученной части, простирание – субширотное, контакты с вмещающими породами почти вертикальные (угол падения более 75°). По переплавленным цирконам из гнейсов CHEMI-анализом был оценен возраст внедрения дайки, который составляет порядка 1.8 млн лет (в настоящее время проводятся исследования для уточнения возраста).

Для палеомагнитного изучения был отобран 41 образец от северного до южного контакта. Породы характеризуются тонкозернистой структурой основной массы. На зависимостях Js(T) и Jrs(T) фиксируется фаза с точкой Кюри от 580 до 620°C. Вероятно, магнитные свойства габбро-диабазов дайки формируют магнетит и катион-дефицитный

магнетит. Изученные габбро-диабазы обладают выраженной магнитной сланцеватостью, свойственной субвертикальным интрузивным образованиям. Ориентировка максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости всех образцов лежит в плоскости контакта дайки с вмещающими породами.

Проведена детальная температурная чистка всех образцов коллекции до температуры 640°. Их NRM почти всегда двухкомпонентна. Первая компонента выделяется в интервале от 20 до 300 градусов и имеет направление, близкое к направлению современного магнитного поля в районе работ. Для 33 образцов получены высокотемпературные направления, которые выделяются в интервале от 480 до 630 градусов и на диаграммах Зийдервельда «идут» в начало координат. Среднее направление в географической системе координат – Dec=218.0°, Inc=40.4°, K=30.5, a_{95}=4.6°. Блок, согласно геологическим данным, не испытывал существенных вращений относительно основного тела кратона после внедрения дайки. Палеомагнитный полюс имеет координаты Plat=7.9°, Plong=250.6°, d_p=3.4°, d_m=5.6°.

Модель ТКДП Сибири для раннего протерозоя

Для построения ТКДП Сибири в раннем протерозое (рис.), наряду с полученными нами данными, использованы определения: 1) по среднепротерозойским дайкам Анабарского щита [7]; 2) по анортозитам (компонента А) Джугджурского и Сехтагского массивов Улканского пояса [8]. Направление компоненты А было повернуто на угол 27° вокруг полюса с координатами 57° с.ш. и 110° в.д. (Павлов В.Э., устное сообщение), что позволило устранить вклад разворота Алданского блока во время раскрытия Вилюйского рифта в среднем палеозое.

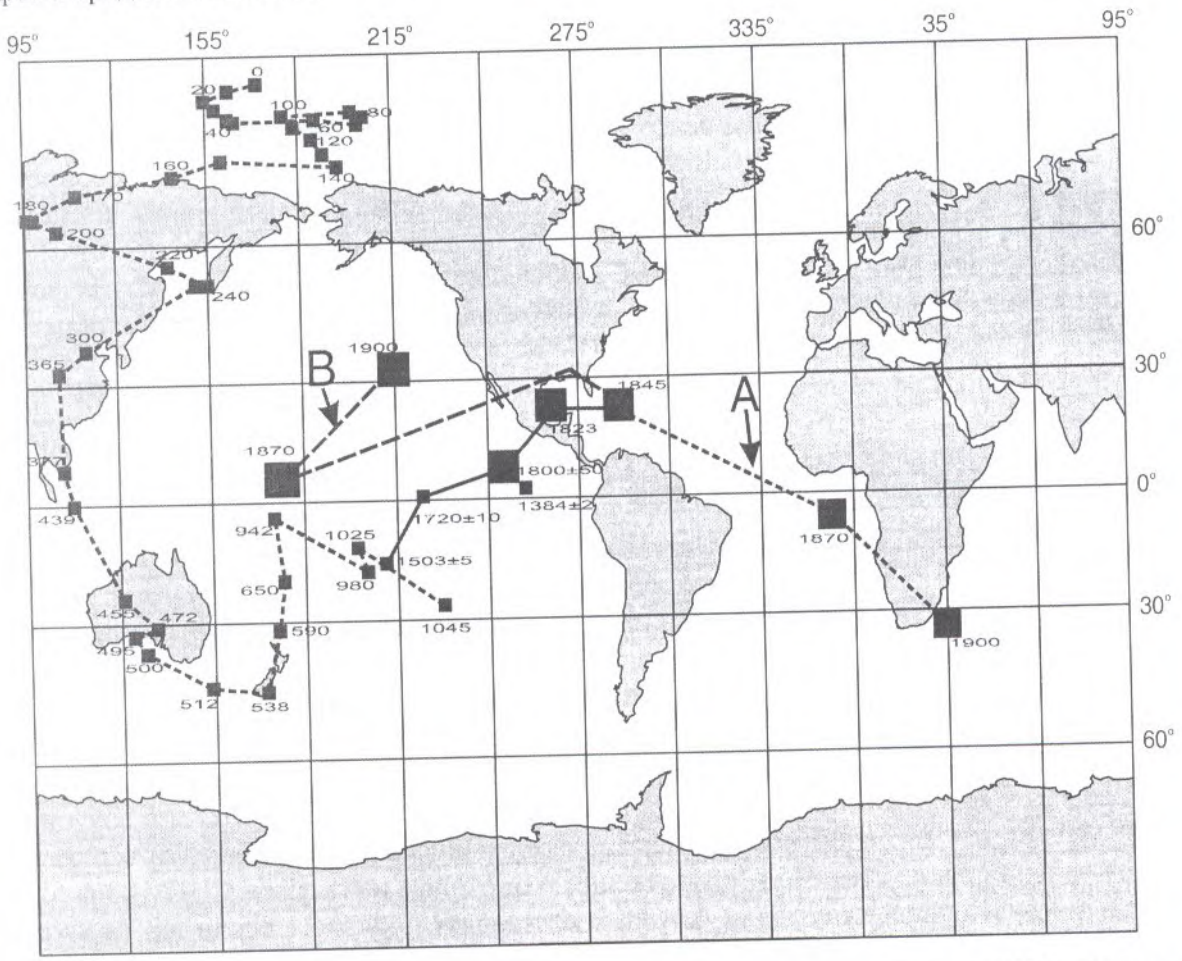


Рис. Положение раннепротерозойских палеомагнитных полюсов и ТКДП Сибирской платформы в фанерозое и позднем протерозое по [9, 10, 11].

Большими квадратами показаны палеомагнитные полюсы Сибири, полученные авторами настоящей работы.

Анализ распределения палеомагнитных полюсов показал, что раннепротерозойский участок (до 1.84 млрд лет) ТКМП Сибири надстраивает таковой для позднего протерозоя [11] и располагается в приэкваториальной полосе восточной части Тихого океана до Мексиканского залива. В интервале 1.84–1.9 млн лет интерпретация ТКМП возможна в двух вариантах: "А" – кривая трассируется через Атлантический океан на Южную Африку; "В" – кривая остается в акватории Тихого океана (см. рис.). Более приемлемым, по нашему мнению, является вариант "В", так как его реализация связана, в значительной степени, с вращением Сибирского кратона вокруг полюса, расположенного в пределах или рядом с плитой.

По полученным данным было рассчитано положение Сибирского континента во второй половине раннего протерозоя. С 1900 до 1700 млн лет тому назад Сибирский кратон располагался в экваториальных широтах. В варианте "А" кратон все это время оставался в южном полушарии (0–30°), испытывая вращение, в основном, против часовой стрелки со скоростью менее 0.3–0.5°/млн лет, только на рубеже 1860–1830 млн лет скорость могла быть более 1.5°/млн лет, а направление вращения – по часовой стрелке. В варианте "В" кратон испытал перемещение с 30° северного полушария до 30° южного. Направление вращения до 1840 млн лет было по часовой стрелке, после этого рубежа – против часовой стрелки, скорость вращения не превышала 0.3°/млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64332, 04-05-64412) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

[1] Pisarevsky S.A., McElhinny M.W. // EOS. 2003. 84 (20).
[2] Хаин В.Е. // М.: Научный мир, 2001. 606 с.
[3] Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al. // Tectonophysics. 2003. V.375. P. 289-324.
[4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. // Докл. РАН. 2003. Т. 392 (4). С. 506-511.
[5] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. // Докл. РАН. 1991. Т. 320 (1). С. 182-186.
[6] Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. // Докл. РАН. 2003. Т. 390 (3). С. 368-373.
[7] Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al. // J. Geology. 2000. V. 108 (3). P. 383-401.
[8] Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Киев: Наукова думка, 1994. 212 с.
[9] Besse J., Courtillot V. // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. No. B11. P.
[10] Didenko A.N., Pechersky D.M. // L.P. Zonenshain. Conf. Moscow, 1993. P. 47-48.
[11] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. // Earth-Sci. Rev. 1998. 43 (1). P. 1-24.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ГЛАВНЫХ ТИПОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ АЛТАЕ–САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Э.Г. Дистанов, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, И.В. Гаськов, Г.С. Федосеев
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, distanov@uiggm.nsc.ru

Алтае-Саянская орогенная область (АСОО) и соответствующая ей металлогеническая провинция являются частью глобального Центрально-Азиатского орогенного пояса, который сформировался в процессе длительного развития Палеоазиатского океана и его континентальных окраин, а также последующих внутриплитных процессов [1, 2]. Она является типичным примером полиаккреционной орогенной системы. В истории развития земной коры Алтае-Саянской области выделяются три последовательные стадии формирования активных континентальных окраин: неопротерозойская (рифей-венд), раннепалеозойская (венд-силур) и среднепалеозойская (девон – ранний карбон). После-

дующее развитие области связано с мантийно-плюмовыми процессами, крупными межблоковыми сдвиговыми перемещениями и внутриплитным рифтогенезом.

1. *Неопротерозойская (рифей-венд, 1200–620 млн лет) континентальная окраина Северо-Азиатского кратона.* Одним из наиболее значительных ранних событий в геодинамическом и металлогеническом развитии региона было формирование трансрегионального Южно-Сибирского перикратонного металлогенического пояса. С образованием краевых структур кратона на ранней стадии раскрытия Палеоазиатского океана в среднем рифее связано формирование целой серии высокопродуктивных металлогенических поясов и рудных районов. Образование континентальной окраины связано с широким развитием в рифее мантийных плюмовых процессов и рифтогенным дроблением суперконтинента Пангеи [3]. Особенностью дивергентной стадии этого периода было формирование по периферии кратона серии активно погружавшихся перикратонных прогибов с высокой эндогенной активностью и подводной гидротермальной деятельностью. Это была не совсем типичная пассивная континентальная окраина, как это ранее трактовалось во многих тектонических построениях. Подобного рода краевые прогибы с большими мощностями терригенно-карбонатных турбидитов и локальными проявлениями вулканизма преимущественно рифтогенного и межблокового характера, очевидно, необходимо относить к типу высокопродуктивных в металлогеническом отношении эндогенно-активных бассейнов с т.н. «синхронным рифтогенезом» [4] и рассматривать их как особый класс морей, сформировавшихся в режиме активного рифтогенеза. Все это привело к формированию крупных стратиформных месторождений свинца и цинка, железа, марганца и обогащению черносланцевых толщ золотом и другими элементами. Последующие аккреционные процессы завершились формированием регионального рудоносного офиолитового пояса [5] и образованием ряда промышленно важных типов метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота, сурьмы и др.

В структурной позиции наиболее крупных и высокопродуктивных в металлогеническом отношении перикратонных прогибов на юге Сибирской платформы – Енисейском и Байкало-Патомском, отмечается интересная особенность: они сформировались на основе трехлучевых сочленений рифтов. Напротив же этих прогибов находятся отделившиеся от платформы и затем причленившиеся к ней в верхнем рифее-венде блоки крупных микроконтинентов – Верхнекетско-Хакасский в Приенисейской части Западно-Сибирской плиты и Баргузино-Витимский в Прибайкалье. Отмечается относительно слабое развитие островодужных систем (Исаковский аллохтон).

В целом для краевых структур платформы характерна поясовая металлогеническая зональность и направленность металлогенических процессов во времени в зависимости от смены геодинамических обстановок. Особенно четко латеральная зональность проявлена на Енисейском кряже (с запада на восток): Приенисейская зона с Fe, Cr, Mn, Cu, Zn оруденением; Вороговско-Ангарская – Pb, Zn; Центральная – Au, Sb, W; Ангаро-Питская – Fe. На коллизионном этапе формирования структур Енисейского кряжа с позднерифейскими гранитами и щелочными метасоматитами связано редкометальное W, Mo, Be, Nb, REE оруденение Татарско-Тырадинского металлогенического пояса.

Вдоль юго–западного обрамления Северо-Азиатского кратона существенное влияние на характер эндогенных процессов оказывало формирование серии глубинных разломов с существенной сдвиговой составляющей (Приенисейский, Главный разлом Восточного Саяна и др.), с которыми пространственно связаны Ti-Fe месторождения в габброидах позднерифейского возраста Лысанского и Присаянского металлогенических поясов и Белозиминское месторождение Ta-Nb-REE карбонатитов.

2. *Раннепалеозойская (венд-силур, 620–410 млн лет) активная континентальная окраина.* Обстановки формирования высокопродуктивных металлогенических поясов этого времени определялись широким развитием вулканических островодужных систем, субдукционно-аккреционных зон и окраинно-континентальных магматических дуг, положение которых в значительной мере зависело от древних блоков и микроконтинентов. Ха-

рактерно формирование вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (Кызыл-Таштыг, Улугойский рудный пояс,), вулканогенно-осадочных и скарновых железорудных (Западный Саян, Горная Шория, Кузнецкий Алатау), а также вулканогенно-осадочных месторождений марганца (Дурновское, Салаирский кряж; Усинское и Мазульское в Кузнецком Алатау). В пределах Хемчикско-Куртушибинского офиолитового пояса Тувы сформировались крупные месторождения хризотил-асбеста (Актоврак, Саянское).

На коллизионном этапе произошло формирование региональных сдвиговых структур, контролирующих ареалы мантийно-корового магматизма рудоносных габбро-гранитоидных серий, прорывающих вулканогенно-осадочные и турбидитовые отложения. С ними связаны крупные золото-сульфидно-кварцевые и золото-скарновые месторождения Кузнецкого Алатау и Восточной Тувы. Золото-скарновые (Натальевское, Лебедское и др.) и золото-сульфидно-кварцевые месторождения (Центральное, Берикуль, Комсомольское, Коммунар, Саралинское) связаны с гранитоидами мартайгинского и лебедского комплексов ($Є_2$-О); железорудные скарновые месторождения Тельбесского рудного района приурочены к гранитоидам тельбесского комплекса (O_2-S_1), а медно-молибденовые скарновые, шеелитовые скарновые и магнетитовые скарновые месторождения – к улень-туимскому комплексу гранитоидов повышенной щелочности (O_2-S_1) [6].

В сдвиговых зонах трансформной окраины кратона в Восточном Саяне были сформированы Ti-Fe месторождения в габброидах (Ийский пояс). Вдоль западной границы Сангиленского блока Тувино-Монгольского микроконтинента образовался Тастыгский металлогенический пояс с крупным месторождением редкоземельных литиевых пегматитов. Образование пояса связывается с интрузиями анорогенного гранит-лейкогранитового пегматитового комплекса силурийского возраста в обстановке трансформной окраины микроконтинента. Такое сочетание проявления сугубо мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем является характерной чертой транспрессионных геодинамических обстановок.

3. *Среднепалеозойская (D_2-C_1, 410–320 млн лет) активная континентальная окраина.* Со среднепалеозойским периодом связано формирование активной континентальной окраины на юго-западе Сибирского палеоконтинента. Эндогенные процессы магмо- и рудообразования охватили широкую территорию от Рудного Алтая до краевых структур Сибирской платформы. Характерными чертами герцинской континентальной окраины на площади Алтае-Саянской орогенной области являются: формирование ее на гетерогенном фундаменте раннепалеозойской складчато-блоковой системы; косой транспрессионный характер субдукционно-аккреционных процессов, что привело к широкому проявлению сдвиговых движений; широкие поля развития тыловых рифтогенных бассейнов (Минусинский и др.) и обрамляющих их вулкано-плутонических поясов с сопутствующей рудной минерализацией.

В развитии среднепалеозойской активной континентальной окраины можно выделить следующие наиболее рудопродуктивные геодинамические обстановки и металлогенические пояса:

— островные дуги и задуговые бассейны с вулканогенными колчеданно-полиметаллическими месторождениями (Рудноалтайский пояс);

— вулкано-плутонические пояса активных континентальных окраин с вулканогенно-осадочными Fe и Fe-Mn, магматическими Ti-Fe (+V) и Fe-скарновыми и полиметаллическими гидротермально-метасоматическими месторождениями (Коргон-Холзунский, Салаирский, Тейский пояса);

— тыловодужные рифтогенные депрессии и вулканоплутонические пояса с Cu-Mo – порфировыми, W-Mo-Be – грейзеновыми, Pb-Zn-Ag – метасоматическими, эпитермальными Au-Ag и Au-Hg, баритовыми и флюоритовыми жильными месторождениями, и Ta-Nb-РЗЭ оруденением в щелочных метасоматитах (Сорский, Чапсордагский, Агульский, Кижи-Хемский пояса);

— ареалы щелочного магматизма горячих точек с нефелиновыми магматическими месторождениями (Баян-Кольский, Кия-Шалтырский пояса);

— окраинно-континентальные терригенно-карбонатные бассейны с месторождениями осадочных бокситов (Бердско-Майский пояс);

— зоны сдвиговых перемещений трансформных континентальных окраин с редкометальным Sn-W оруденением (Телецко-Башкаусско-Хархиринская зона), а также с габбро-гранитными сериями с золотой минерализацией и расслоенными габброидными интрузиями с Ti-Fe оруденением (Северо-Алтайский золоторудный пояс).

В структурах Рудного и Горного Алтая особенно четко проявилась металлогеническая зональность, обусловленная различными геодинамическими обстановками формирования эндогенных рудообразующих систем. Уникальная рудопродуктивность Рудноалтайского полиметаллического пояса определяется, очевидно, особенностями геодинамического развития энсиалической островодужной системы на мощной аккретированной толще терригенно-карбонатных отложений шельфа пассивной континентальной окраины ордовик-раннедевонского возраста. В этом отношении намечается определенное сходство с Иберийским колчеданно-полиметаллическим поясом и рудным районом Батерст на севере Аппалачей. Окраинно-континентальный вулканогенный железорудный пояс Горного Алтая сформировался на сиалическом блоке Алтае-Монгольского микроконтинента.

В тыловодужной обстановке в обрамлении Минусинской впадины с девонским порфировым магматизмом, наложенным на ранние гранитоидные плутоны, связано крупномасштабное медно-молибден-порфировое оруденение (месторождения Сорское, Ипчульское, Агаскырское). Подобное длительное унаследованное развитие рудоносных гранитоидно-порфировых систем является характерной особенностью медно-молибден-порфировых рудных узлов, определяющей большие масштабы оруденения.

4. *Позднепалеозойский-раннемезозойский этап внутриплитной тектоно-термальной активизации (P_2-T, 260–205 млн лет).* Для этого этапа развития АСОО наиболее рудопродуктивным является триасовый период. Геодинамические и металлогенические события этого периода определяются процессами тектоно-термальной активизации на периферии Сибирского пермо-триасового суперплюма в межблоковых зонах орогенного коллажа. Характерно проявление крупных сдвиговых движений по границам плит и блоков, формирование приразломных прогибов и грабенов, развитие рифтогенных структур с проявлением анорогенного гранитоидного магматизма в виде щелочных и субщелочных редкометальных гранитов, а также щелочно-базальтоидного магматизма [7]. Для этого времени характерно развитие редкометальной минерализации с формированием Mo-W, Sn-W грейзеновых, эпитермальных Au-Hg месторождений в Горном Алтае, Туве, Томь-Колыванской складчатой зоне; Ta-Nb-Li месторождений в щелочных метасоматитах и пегматитах в Туве и Горном Алтае и Cu-Mo-порфирового оруденения в Северной и Центральной Монголии. В этот же период в западной части Алтае-Саянской орогенной области, судя по последним результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования, проявилось As-Ni-Co, Ag-Sb, Hg и Au-Hg оруденение, которое контролируется рифтогенно-сдвиговыми структурами триасового возраста. С этой металлогенической эпохой связано формирование таких важнейших рудоносных структур как Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, Делюно-Юстыдская серебро-сурьмяная зона, Тувинский ртутный пояс, Хову-Аксинский Ni-Co и Улуг-Танзекский Ta-Nb рудные узлы.

Суммируя приведенные данные по эволюции тектонического и металлогенического развития полиаккреционной Алтае-Саянской орогенной области, можно отметить довольно четкую корреляцию формирования основных типов мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем (и соответствующих им рудных формаций) с характерными геодинамическими обстановками их зарождения и функционирования.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН № 6.7.6. и № 69, и гранта РФФИ № 02-05-64792.

[1] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1-2. – С. 5-27.
[2] Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г. и др. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1588-1605.
[3] Сурков В.С., Коробейников В.П., Жеро О.Г. Проявление глобальных тектонических событий рифея и фанерозоя в Сибири // Научно-технич. информ. сб. ВИЭМС. М.: Изд-во МГП «Геоинформмарк», 1991. – Вып. 10-11. – С. 45-54.
[4] Щеглов А.Д. Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39, № 2. – С. 115-126.
[5] Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. МГУ, сер. 4. Геология. – 1993. – № 4. – С. 22-29.
[6] Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.
[7] Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сб. 2001. М.: Изд-во МГУ, 2001. – С. 46-69.

МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛЫГДЖЕРСКОЙ СВИТЫ САЯНСКОЙ СЕРИИ ДЕРБИНСКОГО БЛОКА: СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Н.В. Дмитриева, А.Д. Ножкин, О.М. Туркина
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, dmnv@uiggm.nsc.ru, nozhkin@uiggm.nsc.ru, turkina@uiggm.nsc.ru

Дербинский блок располагается в центральной части Восточного Саяна, протягиваясь в СЗ направлении на расстояние около 500 км. Настоящая работа посвящена сравнительной характеристике метатерригенных пород алыгджерской свиты саянской (дербинской) серии Дербинского блока двух удаленных друг от друга районов. На основании изучения литологии и геохимии главных, редких и редкоземельных элементов сделана попытка определить характер протолитов пород, изменение их химического состава по латерали, а также особенности источников сноса.

В составе саянской (дербинской) серии выделяется три свиты. Нижняя, преимущественно метакарбонатно-терригенная, известна под названием алыгджерской свиты, средняя – метакарбонатная с графитом – дербинская, и верхняя – жайминская свита представлена неоднородными карбонатно-силикатными метаосадочными комплексами. По мнению большинства исследователей, Дербинский блок (микроконтинент) является пассивной континентальной окраиной с метатерригенно-карбонатным чехлом [1].

Наиболее полно нами изучены метаосадочные породы алыгджерскй свиты, расположенные в двух удаленных друг от друга районах: бассейн р. Уда – юго-восточная и Манской белогорье – центральная часть Дербинского блока. Алыгджерская свита сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми сланцами, амфиболитами, реже пироксеновыми гнейсами, кальцифирами, мраморами. Согласно петрохимической классификации [2], изначально в неметаморфизованном состоянии породы свиты были представлены граувакками, граувакковыми карбонатными алевролитами, карбонатистыми и карбонатными алевропелитовыми аргиллитами. Для них характерны низкие SiO_2/Al_2O_3 (3,9-4,5), пониженные относительно PAAS K_2O/Na_2O, относительно высокие ($MgO+Fe_2O_3$) (9,8-11) и TiO_2. Причем гнейсам и сланцам Манского белогорья присущи более низкие значения K_2O/Na_2O (0,13–1,2) и более высокие TiO_2 (0,6–1,2) относительно плагиогнейсов бассейна р. Уда (0,6–2 и 0,6–0,8 соответственно). Устойчиво низкие значения SiO_2/Al_2O_3 отражают незрелый характер осадков, а пониженные K_2O/Na_2O и высокие ($MgO+Fe_2O_3$) и TiO_2 указывают на значительный вклад мафического компонента в область сноса. Кроме того, в гнейсах и сланцах Манского белогорья наблю-

даются значительно большие вариации по содержанию Ca (CaO = 1,8–17,6 %), в сравнении с плагиогнейсами р. Уда (CaO = 4–8 %). Можно сказать, что карбонатность пород свиты в юго-восточном направлении заметно понижается. Метатерригенные породы бассейна р. Уда отличаются более высокой глиноземистостью (Al_2O_3 = 13,2–15 %) относительно подобных гнейсов Манского белогорья (Al_2O_3 = 12–14 %), что наряду с увеличением доли калия по сравнению с натрием, может говорить о повышении роли более зрелого терригенного кислого материала в осадках р. Уды.

Обычно немобильные элементы осадочных систем, такие как РЗЭ, Th, Sc, Co или их отношения используются для выяснения вклада кислого и основного компонентов в области сноса терригенного материала, поскольку концентрации этих элементов в кислых и основных породах существенно различаются. Например, концентрации легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) и Th в изверженных кислых породах выше, чем в основных. Кроме того, распределения РЗЭ и в особенности поведение Eu также может использоваться как индикатор исходных пород (отрицательная Eu аномалия характерна для кислых пород). В целом гнейсы и сланцы алыгджерской свиты имеют умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ с (La/Yb)n 1,7–6, а также более низкие содержания ЛРЗЭ в сравнении с PAAS. При этом в метаосадочных породах Манского белогорья содержания ЛРЗЭ в среднем ниже, чем в осадках бассейна р. Уды (рис. 1). Содержания радиоактивных элементов (U, Th и K) в осадочных породах возрастают в направлении с запада на восток (табл. 1). В этом же направлении увеличиваются концентрации ЛРЗЭ, Rb и других крупноионных литофилов, то есть элементов, характерных для кислых пород и особенно натрий-калиевых гранитоидов (рис. 2). Было проведено сравнение средних значений Th/Co, Th/Sc, Th/Cr, La/Co, La/Sc, Eu/Eu* изученных гнейсов, сланцев и мраморов алыгджерской серии с PAAS и осадками, сформированными за счет гранитоидов и базитовых пород. Th/Co, Th/Sc, Th/Cr отношения проанализированных метаосадочных пород близки к отношениям в породах, образованных из базитовых источников, а La/Co, La/Sc и Eu/Eu* отношения предполагают наличие терригенного материала, образованного из гранитоидных источников (табл. 2). На диаграмме Th/Co-La/Sc видно, что вклад кислого материала в образование метаосадочных пород бассейна р. Уда был больше, чем для метапород Манского белогорья (рис. 3).

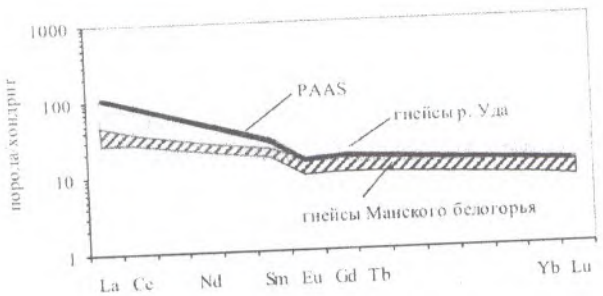


Рис. 1. Распределение РЗЭ в метаосадочных породах алыгджерской свиты в сравнении со средним постархейским глинистым сланцем (PAAS) [6].

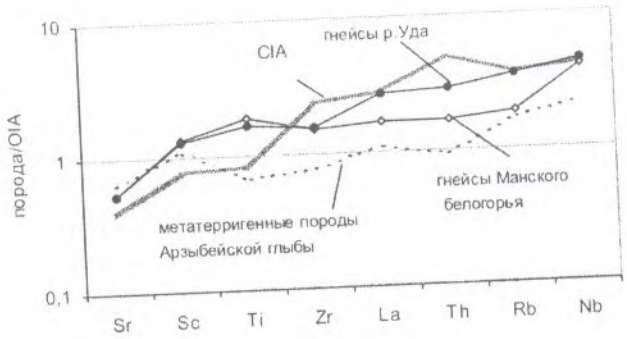


Рис. 2. Мультиэлементные спектры, нормированные по граувакам океанических островных дуг (OIA), для гнейсов алыгджерской свиты, Арзыбейской глыбы и граувакк континентальных островных дуг (CIA) [3].

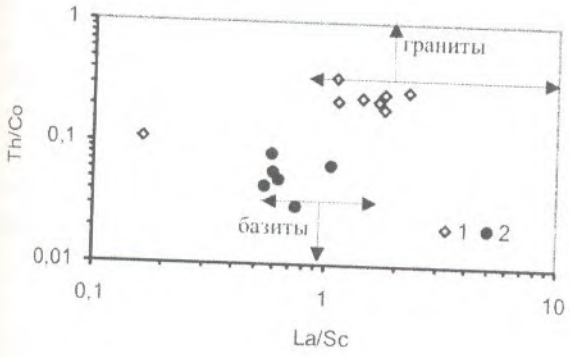


Рис. 3. Th/Co-La/Sc отношения для метаосадочных пород алыгджерской свиты. 1 – бассейна р. Уда, 2 – Манского белогорья. Стрелками показаны предельные отношения в осадках, образованных при разрушении гранитов и базитов (см. табл. 2).

Таблица 1

Содержание радиоактивных элементов в метаосадочных породах алыгджерской свиты

Порода	n	U, г/т ($\bar{x}\pm\Delta x$)	Th, г/т ($\bar{x}\pm\Delta x$)	K, % ($\bar{x}\pm\Delta x$)	Th/U ($\bar{x}\pm\Delta x$)
р. Уда					
Мрамор графитистый	1	1,6	<0,3	<0,02	
Кварциты слюдистый (би)	2	2,05	8,25±1,1	1,7±1,4	4,1
Плагиогнейсы би-амф	14	2,5±0,4	6,6±0,8	1,5±0,3	3
Гнейсы амф-би	3	3,2	4,9±2,9	2,6±0,6	1,6
Манское белогорье					
Сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые	12	1,7±0,2	3,1±0,5	0,3±0,06	1,8
Гнейсы амфиболовые, биотит амфиболовые	19	1,3±0,2	3,8±0,5	0,8±0,2	2,9
Гнейсы гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые	8	0,9±0,3	3,8±2,1	1,9±0,2	4,2

Таблица 2

Средние значения и стандартные отклонения элементных отношений в метаосадочных породах алыгджерской свиты, PAAS [6] и предельные отношения в осадках, образованных при разрушении гранитов и базитов [7]

Отношения элементов	р. Уда	Манское белогорье	Предельные отношения элементов в осадках, образованных		PAAS
			из гранитов	из базитов	
Th/Co	0,22±0,08	0,11±0,1	0,3-7,5	-	0,63
Th/Sc	0,31±0,13	0,06±0,02	0,64-18,1	0,005-0,4	0,91
Th/Cr	0,04±0,02	0,01	0,14-4,0	0,002-0,045	0,13
La/Co	1,24±1,53	0,68±0,2	1,4-22,4	0,14-0,38	1,65
La/Sc	2,2±2,35	0,69±0,19	0,7-27,7	0,4-1,1	2,4
Eu/Eu*	0,66±0,2	0,8±0,09	0,32-0,82	0,7-1,02	0,66

Выше было показано, что протолиты пород алыгджерской свиты были представлены слабо дифференцированными осадками, значительная часть которых относится к граувакам. Поскольку состав граувакк зависит от состава источника, они могут быть использованы в качестве пород-индикаторов геодинамических обстановок питающих провинций. На диаграммах Р.М. Бхатия [3] составы гнейсов Манского белогорья попадают в поле океанических островных дуг, а часть составов гнейсов р. Уда отклоняются в сторону, за счет более высокого содержания La.

Предыдущими исследователями [4] уже отмечалось, что метатерригенные гнейсы алыгджерской свиты по петрохимическим параметрам сопоставимы с островодужными образованиями, обнажающимися в Арзыбейском блоке, следовательно они также могли

образоваться за счет толеитовых и известково-щелочных базальтов и тоналитов, подобных тем, что развиты на Арзыбейском блоке. Но по редкоэлементному составу видно, что гнейсы алыгджерской свиты обогащены Zr, La, Th, свидетельствующими о том, что в осадках была примесь терригенного материала с более высокими содержаниями этих элементов (см. рис. 2). Согласно тройной диаграмме (Al_2O_3x15)-(Hfx36,2)-(TiO_2x300) [5] изученные метаграувакки могли образоваться путем смешения обломочного материала, полученного из толеитовых базальтов, тоналитов и Na-K гранитоидов. Причем вклад терригенного материала, полученного при разрушении пород кислого состава, в образование гнейсов р. Уды больше, чем для гнейсов Манского белогорья (рис. 4).

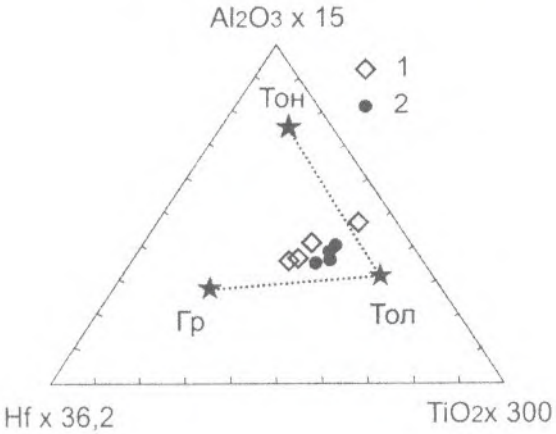


Рис. 4. (Al_2O_3 x15)-(Hf x 36.2)-(TiO_2 x 300) – тройная диаграмма для метаграувакк алыгджерской свиты: 1 – бассейна р. Уда, 2 – Манского белогорья. Тон – средний тоналит, Тол – средний толеитовый метабазальт Арзыбейского блока, Гр – средний Na-K гранит.

Из всего вышесказанного следует, что по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов наиболее вероятными источниками питания для рассматриваемых осадков могли быть незрелые породы островных дуг с высокими содержаниями TiO_2, (Fe_2O_3+MgO), Sr, Sc, Co и более зрелые породы с повышенными содержаниями K_2O/Na_2O, Al_2O_3, ЛРЗЭ, Th, Rb, характерными для Na-K гранитоидов кратона. Причем для осадков р. Уды можно предположить больший вклад кислых пород в источнике сноса.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и РФФИ (проект № 04-05-64301).

[1] Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. в виде науч. докл. … докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1995.

[2] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.

[3] Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. 1986. – 921. – p. 181-193.

[4] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Метакарбонатно-терригенные отложения Алыгджерской структуры Дербинского блока: особенности строения, состава и геодинамические следствия // Вестн. Томского гос. ун-та. Материалы науч. конф. «Проблемы геологии и географии Сибири». – 2003. – № 3 (1). – С. 124-126.

[5] Garcia D., Fonteilles M., Moutle J. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and genesis of strongly peraluminous granites // Journal of Geology. – 1994. – 102. – p. 411-422.

[6] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 379 с.

[7] Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos.- 2000. – 51. – P. 181-203.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРОИДОВ КРУЧИНИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.И. Дриль, М.Э. Казимировский, М.В. Елизарова
Иркутск, Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, sdril@igc.irk.ru

Кручининский интрузивный комплекс, распространенный в Западно-Становой структурно-формационной зоне Забайкалья, впервые выделен в работе [4]. Согласно современным легендам геологических карт, например [1], в объеме этого комплекса объединяются основные, средние и ультраосновные породы, образующие непрерывный ряд от дунитов до диоритов, которые слагают расслоенные согласные и секущие тела площадью до первых км^2 среди докембрийских образований и раннепалеозойских гранитоидов, прорываясь последними [1]. Многочисленные мелкие интрузивные тела (до первых км) комплекса протягиваются полосой шириной до 100 км вдоль южной границы Западно-Становой структурно-формационной зоны, ограниченной на юге Монголо-Охотским швом. По своему петрографическому составу интрузивные образования комплекса могут быть отнесены к дунит-троктолит-габбровой или сиенит-габбровой формациям. Вещественные характеристики пород комплекса на настоящее время практически отсутствуют, что делает невозможной корректную геохимическую типизацию габброидов и затрудняет интерпретацию их геодинамической природы.

К эталонным объектам могут быть отнесены Вершино-Дарасунская и Дибкоша-Холонгатуйская группы выходов, первая из которых входит в состав раннепалеозойского ядра Вершино-Дарасунской мезозойской вулкано-плутонической структуры [2], а вторая представляет крупный ксенолит среди гранитоидов Нижне-Ингодинского батолита в нижнем течении р. Ингода. Небольшие по площади выходы габброидов комплекса расположены в пределах Алеурского хребта, где они также присутствуют в виде ксенолитов в раннепалеозойских гранитоидах.

Вершино-Дарасунская группа выходов. В этом районе кручининский комплекс представлен «пестрой» серией пород, что обусловлено, помимо исходного их разнообразия, широким развитием наложенных процессов, связанных с многоактными воздействиями более поздних проявлений гранитоидного магматизма в регионе. Среди пород преобладают в разной степени амфиболизированные и гранитизированные пироксен-роговообманковые диабазы и габбро-диабазы, прорванные небольшими телами среднезернистых габбро неправильной, реже дайкообразной формы. С этими габброидными ксенолитами пространственно связан Дорожнинский массив ультраосновных пород – серпентинизированных плагиоклазовых дунитов и плагиоклазовых перидотитов, троктолитов и анортозитов, слагающих ритмично-расслоенную часть интрузии [3].

Дибкоша-Холонгатуйская группа выходов занимает площадь около 20 км^2. Наиболее распространенным типом пород являются мелко- среднезернистые амфиболовые габбро. В подчиненном количестве встречаются грубо переслаивающиеся средне-крупнозернистые до пегматоидных меланократовые и лейкократовые габбро с линзами крупно- до гигантозернистых горнблендитов.

Алеурский хребет. Здесь породы кручининского комплекса выходят в виде мелких ксенолитов габброидов площадью до первых км^2 среди раннепалеозойских гранитоидных батолитов [1]. В пределах некоторых ксенолитов устанавливаются элементы грубой расслоенности, выраженные в чередовании лейкократовых и меланократовых разновидностей габбро с постоянными переходами между ними.

Все исследованные образования на классификационной диаграмме SiO_2-(Na_2O+K_2O) располагаются в поле серий основных пород нормальной щелочности [5]. Спектры нормированных содержаний редкоземельных элементов (REE) в пироксен-амфиболовых габброидах Вершино-Дарасунской группы (рис.) характеризуются повышенными содержаниями легких REE, превышающих хондритовый уровень в 40–90 раз с резко дифферен-

цированным спектром распределения редкоземельных элементов (La/Yb(N) = 4.09–4.24). Европиевые минимумы практически не проявлены (Eu/Eu* = 0.87-0.98). Для кумулятивных образований (плагиоклазовых дунитов и троктолитов) характерны существенно более низкие уровни накопления всех REE (La/Yb(N) = 2.64–4.72) с европиевыми максимумами (Eu/Eu* = 1.51–3.27).

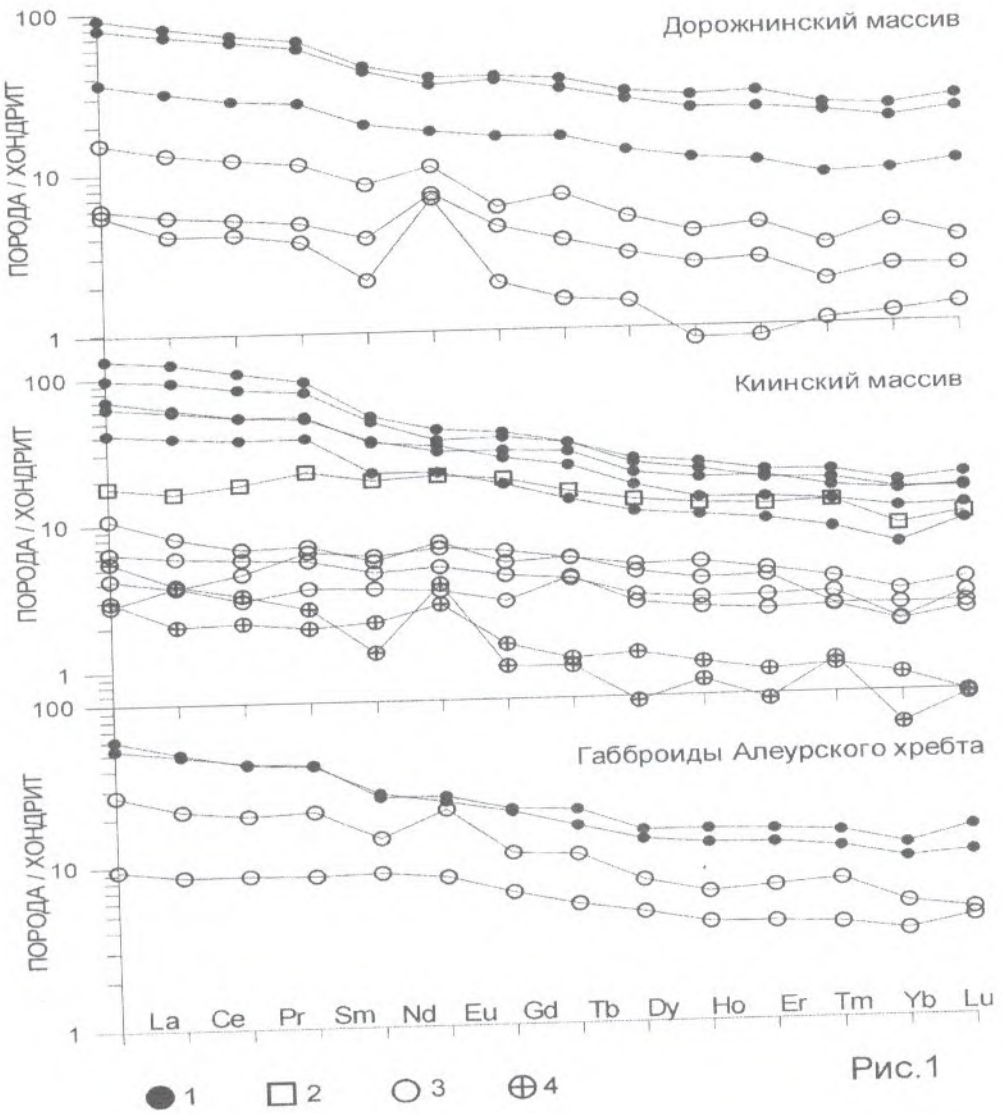


Рис.1

Рис. Спектры распределения REE в габброидах и кумулятивных образованиях Вершино-Дарасунской и Дибкоша-Холонгатуйской (ДХ) группы выходов, а также массивов Алеурского хребта.

Цифрами обозначены: 1 – составы умеренно магнезиальных дифференцированных габбро; 2 – горнблендит; 3 – кумулятивные образования (для ДХ группы – кумуляты первого типа); 4 – кумуляты второго типа для ДХ группы выходов.

Дифференцированные габброиды Дибкоша-Холонгатуйской группы характеризуются таким же высоким уровнем накопления легких редкоземельных элементов (при La/Yb(N) = 6.19–9.86), при Eu/Eu* = 1. Среди кумулятов по характеру распределения REE здесь можно выделить два типа составов. Первый тип характеризуется субгоризонтальным спектром распределения REE иногда со слабым обогащением легкими лантаноидами (La/Yb(N) = 1.55–4.57 при Eu/Eu* = 1.06–1.36). Кумуляты второго типа имеют значительно более высокие содержания легких REE и очень низкие – тяжелых REE, что обусловливает существенно более дифференцированный спектр их распределения (La/Yb(N) = 3.76–15.23 при Eu/Eu* = 1.54–3.22). Состав горнблендита по уровню накопления легких REE

занимает промежуточное положение между составами габбро и кумулятов первого типа и совпадает с составами габбро в области тяжелых REE.

Уровни содержаний лантаноидов в габброидах Алеурского хребта сходны с таковыми в породах Дибкоша-Холонгатуйской группы выходов (La/Yb(N) = 4.68–6.46 при Eu/Eu* = 1). Кумулятивные образования также имеют отчетливо дифференцированные спектры распределения лантаноидов с La/Yb(N) = 2.79–5.54 при существенных вариациях Eu/Eu* = 1.07–1.67.

Особенности редкоземельных характеристик исследованных габброидных серий показывают, что родоначальными расплавами для них являлись базальтовые магмы с повышенными уровнями концентраций редких земель, характерных для субщелочных базальтов. Основной магматизм такого типа широко распространен в геодинамических обстановках растяжения континентальной земной коры: континентальных и окраинно-континентальных рифтах. Возможно, что образования кручининского комплекса фиксируют обстановку растяжения на окраине Сибирского палеоконтинента в начале раннего палеозоя.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 02-05-65134 и 03-05-64579.

[1] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. Чита, 1997. 239 с.

[2] Казимировский М.Э., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Фефелов Н.Н. Геохимические особенности и абсолютный возраст пород ядра Вершино-Дарасунской тектономагматической структуры // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 65-70.

[3] Казимировский М.Э., Зорина Л.Д., Куликова З.И. Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района // Минералогия, петрография, литология. 1993.

[4] Тихомиров Н.И., Козубова Л.А., Тихомиров И.Н. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964.

[5] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagramm // J. Petrology. 1986. V. 27. P. 745-750.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (о-в ПАРАМУШИР)

С.И. Дриль, Ю.А. Мартынов**, С.Н. Рычагов***, Е.Д. Голубева***

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

**Владивосток, Дальневосточный геологический Институт ДВО РАН, martynov@fegi.ru

***Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии ДВО РАН, rychsn@kcs.iks.ru

Причины формирования геохимической зональности магматических образований островодужных систем продолжают оставаться в центре внимания многих геологов. В пределах Курильской островной дуги четко проявлена поперечная зональность, выраженная в росте содержаний LILE, LREE, HFSE в вулканитах от фронтальной зоны дуги к ее тылу [1, 2, 3, 6]. Наряду с поперечной зональностью многими исследователями [2, 6] отмечается существование продольной геохимической неоднородности Курильской островной дуги, связанной с возрастанием к северу содержания калия в вулканитах, уменьшению величин отношений Na_2O/K_2O, а также возрастанию содержания некогерентных элементов в однотипных породах.

Примечательно, что калиевая «аномалия» в плиоцен-четвертичных лавах о-ва Парамушир пространственно совпадает с областью высокого аномального теплового потока (30–80 mW/м^2) [5], что, возможно, указывает на существование под северным флангом Курил структуры типа слэб-виндоу. Для проверки этого предположения были исследо-

ваны геохимические особенности базальтов вулканов Карпинского и Чикурачки (южная часть о-ва Парамушир) и Эбеко (хребет Вернадского в северной части острова). Базальты всех трех вулканических центров относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии пород. При этом, уровни накопления K_2O в них в 1,5–2 раза превышают таковые в базальтах округловской и океанской свит, представляющих неогеновый фундамент острова Парамушир. Эта может служить указанием на то, что парамуширская калиевая «аномалия» существует лишь в течение плиоцен-четвертичного времени. Разный уровень щелочности в четвертичных и неогеновых базальтах обуславливает как различия в уровнях накопления REE, так и степени дифференцированности редкоземельных спектров пород. Величины La/Yb в базальтах фундамента лежат в пределах 1,2–2,3, тогда как в четвертичных базальтах эта величина возрастает и составляет 2,7–4,2 (вулкан Чикурачки), 3,6–4,5 (вулкан Карпинского) и 4,2–5,0 (вулкан Эбеко).

В тоже время, «внутриплитные» четвертичные базальты Камчатки, происхождение которых связывается в последнее время со структурами слэб-виндоу [8], имеют существенно более дифференцированные спектры распределения REE = 5,9–10,8 [4].

Для выяснения природы мантийных субстратов, генерировавших неогеновые и четвертичные базальты острова Парамушир, рассчитаны модели равновесного немодального плавления деплетированных шпинелевого и плагиоклазового лерцолитов, примитивных шпинелевого и гранатового лерцолитов, а также метасоматически обогащенного шпинелевого лерцолита (рис. 1). Фигуративные точки составов базальтов фундамента, как

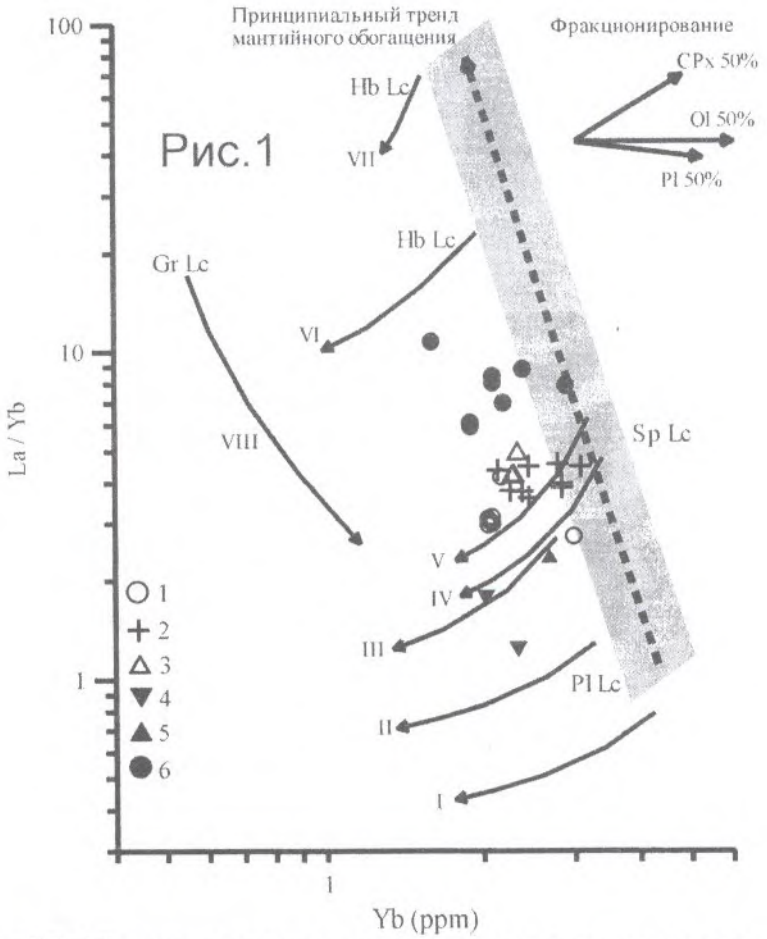


Рис. 1. La/Yb-Yb вариационная диаграмма, иллюстрирующая процессы равновесного немодального частичного плавления разных типов мантийных источников.

Pl 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. Базальты: 1 – в-н Чикурачки, 2 – в-н Карпинского, 3 – в-н Эбеко, 4 – округловская свита, 5 – океанская свита, 6 – «внутриплитные» вулканиты Камчатки [4].

самые деплетированные, тяготеют к области плавления субстратов типа истощенного плагиоклазового или истощенного шпинелевого лерцолита. Составы четвертичных базальтов вулканов Карпинского, Чикурачки и Эбеко образуют довольно компактный рой в области плавления неистощенного шпинелевого лерцолита. С другой стороны, они могут являться и продуктами плавления истощенного плагиоклазового и/или шпинелевого лерцолита, испытавшего эпизод недавнего флюидно-метасоматического обогащения. Этот вариант представляется предпочтительным, т. к. величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах и андезито-базальтах в-нов Эбеко, Карпинского и Чикурачки лежат в пределах 0,7029–0,7032 (данные авторов, а также [7]) (рис. 2), что определенно указывает на истощенный характер плавящегося мантийного субстрата. Составы же «внутриплитных» четвертичных базальтов Камчатки располагаются в области плавления мантийных субстратов, испытавших существенное метасоматическое преобразование.

Принципиально важным для диагностики магматических образований, пространственно ассоциирующихся со структурами островной дуги, но генетически связанных с процессами плавления астеносферной мантии, является характер поведения элементов высокозарядной группы: Zr, Nb, Hf, Ta. Четвертичные базальты острова Парамушир характеризуются высокими отношениями LILE/HFSE, что характеризует их как типичные островодужные образования. Вариационная диаграмма в координатах Ba/Nb – 87Sr/86Sr (см. рис. 2) убедительно демонстрирует различия эволюционных трендов типичных субдукционных вулканитов Курил и внутриплитных вулканитов, формирующихся при участии плюмового источника вещества.

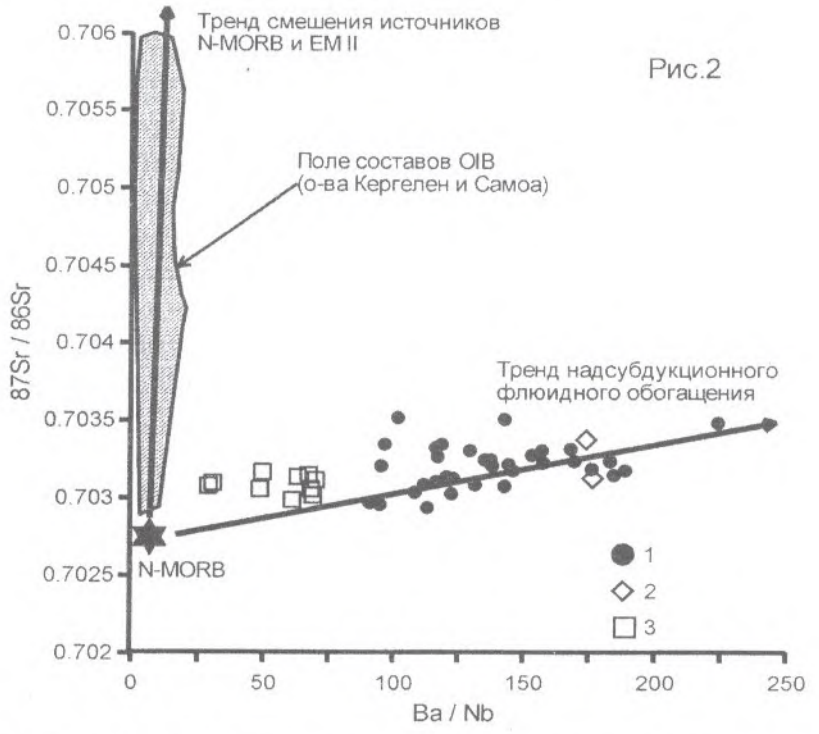


Рис. 2. Ba/Nb – 87Sr/86Sr вариационная диаграмма, демонстрирующая различия эволюционных трендов базальтов фронтальной и тыловой зоны Курил (смешение истощенного мантийного источника и надсубдукционного флюидного компонента) и базальтоидов, связанных с плюмовым процессом (смешение истощенного и обогащенного мантийных источников).

Цифрами обозначены: 1 – четвертичные базальты, андезито-базальты и андезиты вулканов фронтальной зоны дуги (Эбеко, Ветровой, Вернадского, Чикурачки, Карпинского по данным авторов и [7]); базальты вулканов тыловой зоны дуги: 2 – Фусса (авторские данные) и 3 – Алаид [7].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 70.

[1] Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987.
[2] Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
[3] Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 227 с.
[4] Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
[5] Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный (ред.). ВСЕГЕИ. Л., 1987. 36 с.
[6] Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1992. 527 с.
[7] Bailey J.C., Larsen O., Frolova T.I. Strontium isotope variations in Lower Tertiary – Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. (95). P. 155-165.
[8] Khanchuk F.I., Gonevchuk V.G. Paleogeodynamic model of the Sikhote-Alin tin-bearing system (Russia). – In: Mineral Exploration and Sustainable Development. Eliopolus et al. (eds)@2003. Millpress, Rotterdam. P. 295-298.

Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПЕРМОТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.И. Дриль, А.Я. Медведев*, А.И. Альмухамедов*, Г.П. Сандимирова*, М.В. Елизарова*, Ю.Л. Ронкин***
*Иркутск, Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, dril@igc.irk.ru
**Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, ronkin@r66.ru

Палеорифтовая система Западной Сибири представляет собой сеть глубоких грабенов, между которыми располагаются приподнятые блоки фундамента [1]. Особо выделяется роль триасового (точнее эпохи границы пермь-триас) периода в рифтогенезе и, как следствие, вулканизма. Именно к этому времени приурочен массовый вулканизм на Сибирской платформе и широкое площадное развитие вулканогенно-осадочных пород в Западной Сибири [2]. В связи с этим, большой интерес представляет собой погребенный вулканогенно-осадочный комплекс триасового возраста, вскрытый сверхглубокой (СГ-6) и другими скважинами. Изотопный возраст ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты составляет 249–250 млн лет [3].

Исследованные образцы базальтоидов из скважин, расположенных на территории порядка 2000–3000 км^2 в Западной Сибири (рис. 1), представлены, по крайней мере, двумя разновидностями. Бóльшую часть исследованных пород составляют базальты, относящиеся примерно в равной мере к оливин- и кварц-нормативным базальтам (Na_2O преобладает над K_2O), соответствующим субщелочной и толеитовой сериям. Эти вулканиты Западной Сибири практически идентичны базальтам начального этапа магматической активности Сибирской платформы.

Другой подчиненной группой пород являются базальтоиды шошонитовой и фонолитовой серий. Фонолиты характеризуются превышением калия над натрием и, по сравнению с субщелочными и толеитовыми разностями, на порядок обогащены легкоподвижными элементами (Rb, Ba, K, Nb и др.) и также на порядок обеднены элементами группы железа. Распределение большинства редких элементов в высококалиевых базальтоидах показывает их некомплементарность с кривыми распределения в субщелочных базальтах и толеитах, что свидетельствует о малой вероятности тесного генетического родства рассматриваемых групп пород.

Прямые аналоги фонолитов в составе трапповой формации Сибирской платформы на настоящее время неизвестны. По некоторым своим геохимическим особенностям эти породы близки трахибазальтам горы Афанасия Никитина [4], щелочным базальтам банки

Горриндж [5], то есть типичным продуктам внутриплитового магматизма. Вулканиты подобных серий встречаются в структурах растяжения, преимущественно в их периферических частях. Сонахождение высококалиевых вулканитов и субщелочных базальтов в колонке скважины Бахиловская – 123, как это типично, например, для Афарской депрессии [6], свидетельствует о том, что она вскрыла разрез в бортовой части одной из палеорифтовых структур.

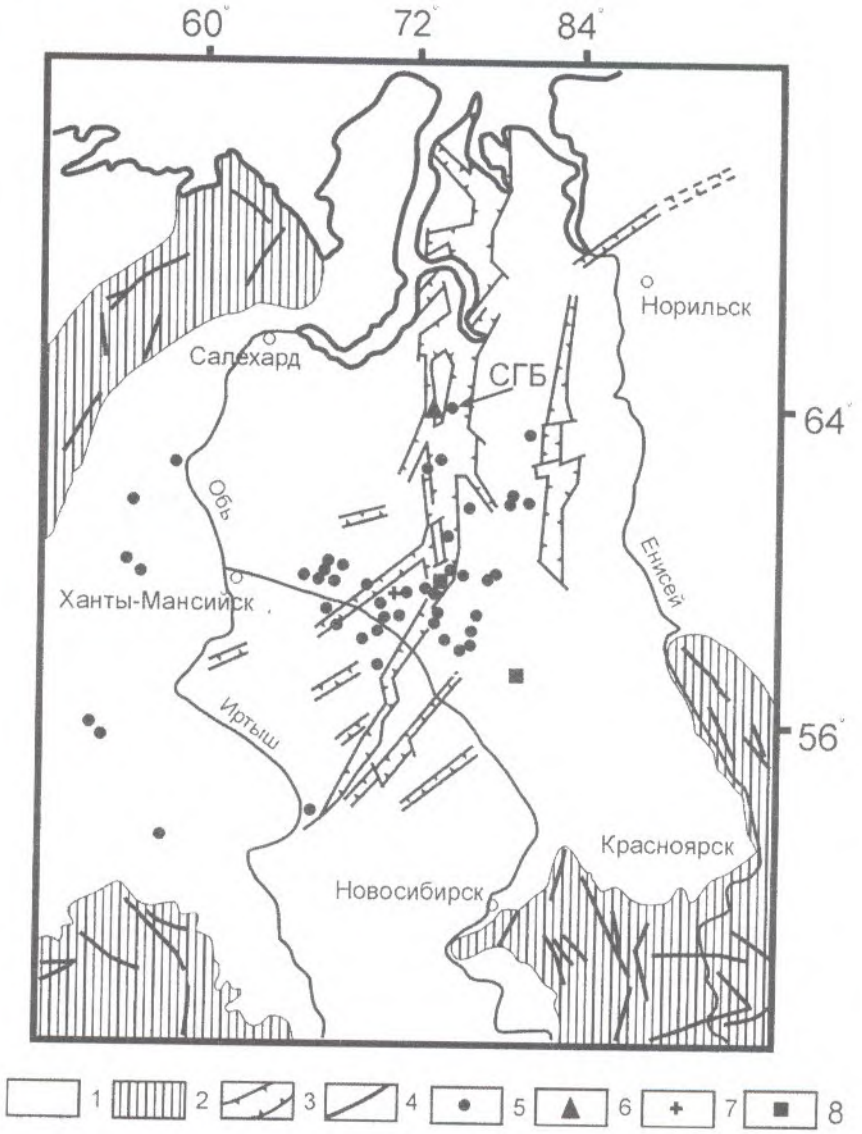


Рис. 1. Схема триасовых рифтовых систем Западно-Сибирской плиты и местоположение скважин, вскрывших вулканиты.

1 – осадочный и вулканогенно-осадочный чехол фанерозоя; 2 – складчатые пояса и выступы докембрийского фундамента; 3 – проекция на поверхность выявленных и прогнозируемых грабен-рифтовых структур доюрского основания Западно-Сибирской плиты; 4 – основные тектонические нарушения; 5–8 – скважины, вскрывшие вулканогенные комплексы триаса: 5 – базальты; 6 – шошониты; 7 – кислые эффузивы (риодациты и риолиты); 8 – фонолиты.

Синхронность проявления рифтогенного вулканизма в пределах Западно-Сибирской плиты и траппового магматизма Сибирской платформы, а также геохимические особенности обсуждаемых вулканитов, указывают на их непосредственную связь с процессами магмогенерации, связанными с развитием Центрально-Азиатского суперплюма [7].

Изотопный состав Nd в субщелочных рифтогенных базальтах Западной Сибири варьирует от умеренно истощенного ($\varepsilon Nd(t) = 5$; здесь и далее t = 248МА) в скважине Бахиловская 123 до слабо обогащенного ($\varepsilon Nd(t) = -1$–(-2)) в скважинах Ярайнерская 18 и

Пермяковская 66. Шошониты скважины Уренгойская 414 и фонолиты Бахиловской 123 имеют выдержанные умеренно истощенные величины εNd(t) = 5–6. Сопоставление характера распределения величин εNd(t) для траппов Восточной Сибири и рифтогенных вулканитов Западной Сибири на гистограмме (рис. 2А) показывает сходство в распределении этого параметра для обеих магматических провинций, подчеркивая близкую природу мантийных субстратов, вовлеченных в магматический процесс. Траппы платформы имеют три отчетливо проявленные максимума распределения величины εNd(t): в области слабо истощенных (0–(+3)), слабо обогащенных (-4–0) и обогащенных (-7–(-10)) составов. Для рифтогенных вулканитов намечаются максимумы распределения в первых двух областях. На диаграмме зависимости величины 87Sr/86Sr от εNd(t) (рис. 2Б) поле составов рифтогенных вулканитов перекрывается как с полем умеренно истощенных составов базальтоидов траппов платформы, так и с областью составов палеозойских и раннемезозойских внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Это может служить подтверждением генетической связи пермо-триасового рифтогенного магматизма Западно-Сибирской плиты с Центрально-Азиатстким суперплюмом.

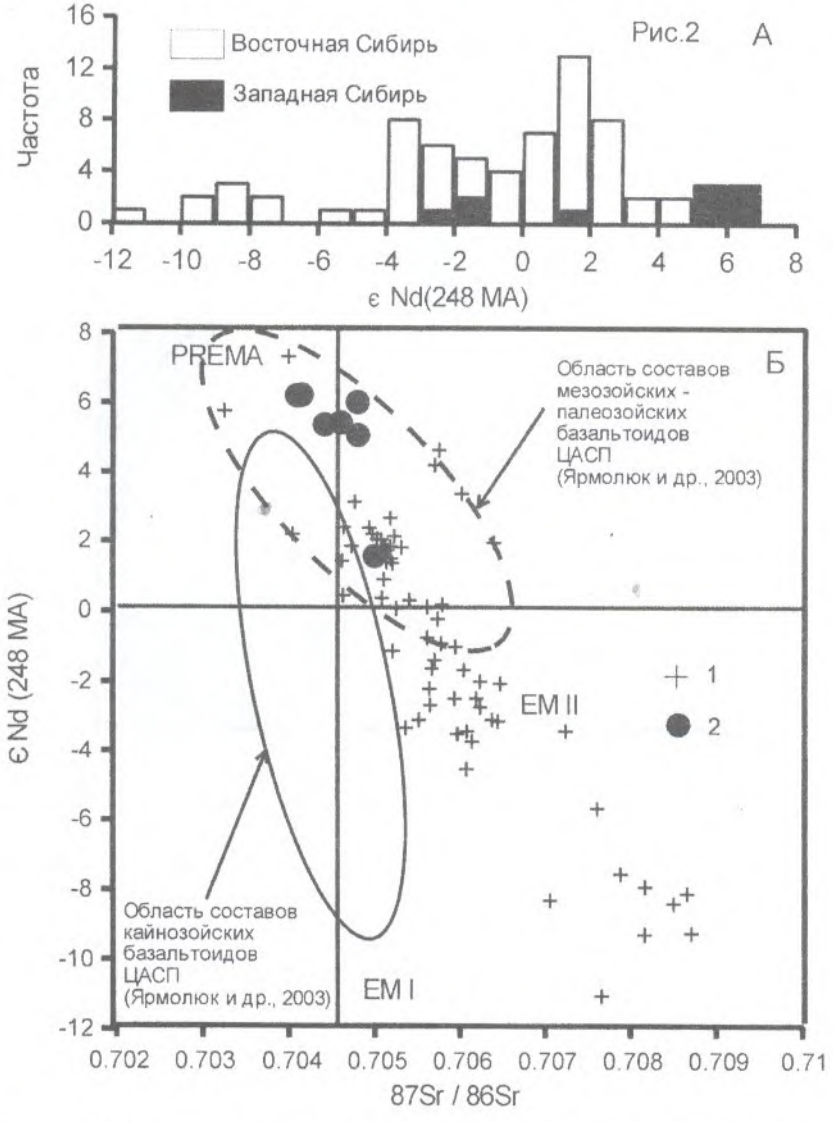


Рис. 2. Гитограмма распределения величин εNd(t) в базитах Западно-Сибирской плиты и траппах Сибирской платформы (А), и 87Sr/86Sr- εNd(t) изотопная систематика магматитов (Б): 1 – магматические образования траппов Сибирской платформы по литературным данным; 2 – рифтогенных вулканитов Западно-Сибирской плиты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционного проекта РАН № 6.5.3. и гранта РФФИ 03-05-65205.

[1] Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 201 с.
[2] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Пространственно-временные соотношения рифтогенных и покровных базальтов Сибирской платформы // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГГИ СО РАН, 1996. С. 104-108.
[3] Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейгов М., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. Абсолютный возраст базальтов из доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по 40Ar/39Ar данным) // Геология и геофизика, 2003, № 6, с. 588-591.
[4] Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. и др. Геохимия вулканитов поднятия Афанасий Никитин, Индийский океан // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 8, с. 132-147.
[5] Матвеенков В.В., Альмухамедов А.И. Щелочной магматизм банки Горриндж, Атлантический океан // Петрология, 1996, т. 4, № 1, с. 46-56.
[6] Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.А., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985, 191 с.
[7] Ярмолюк, В.В., Коваленко, В.И., Кузьмин, М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геодинамика. 2000. № 5. С. 3-29.

СООТНОШЕНИЕ В ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ СТРУКТУР СИБИРСКОГО И КАЗАХСТАНСКОГО КОНТИНЕНТОВ С КОЛЛАЖЕМ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Е.А. Елкин, А.Э. Конторович, В.А. Конторович, Н.В. Сенников, С.Ю. Беляев
Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, YolkinEA@uiggm.nsc.ru

До последнего времени в большинстве публикаций рассматриваются в основном вопросы эволюции южного сектора Палеоазиатского океана [1]. И только в немногих из них дается анализ геодинамических ситуаций по всем относящимся к нему регионам Урало-Монгольского складчатого пояса [2]. При расшифровке структуры фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) геофизические данные всегда, в прошлом и сейчас, составляли основной объем исходной информации [3–5].

Главная проблема при геодинамических построениях на рассматриваемой территории по докембрийско-палеозойскому срезу заключается в получении достоверного фактического материала, который сочетал бы в себе и геологическую, и геофизическую составляющие. За последнее десятилетие такой материал в значительных объемах накоплен: а) в ходе ревизии прежних результатов изучения керна скважин и переинтерпретации геофизических материалов и б) при изучении новых материалов бурения и сейсмопрофилирования [6–14].

Нужно обратить внимание на схожесть применяемого здесь методического подхода с тем, который основан на использовании радиологических датировок и восстановленных протолитов и рассмотрении их эволюции во времени. В нашем случае в качестве хронологических маркеров выступают палеонтологические датировки, а роль протолитов играют палеогеографические реконструкции по определенным временным срезам.

На рис. 1 приведена палеотектоническая схема территории ЗСГ и западной части Сибирского кратона. Она основана на схематической карте палеогеографических реконструкций для позднего девона [14]. На ней показаны и скважины, опорные для ордовика, силура, нижнего и среднего девона, а также для нижнего карбона. Отложения, вскрытые этими скважинами, в общем подтверждают проецирование на другие срезы позднедевонского структурного плана [10, 14].

Венд-кембрийская история развития территории ЗСГ задокументирована только в ее приенисейской части [6, 7, 9–12]. Здесь вскрыты соленосно-карбонатные отложения венда и кембрия (скв. Тыйская-1, Лемок-1, а также Аверинская-150), которые аналогичны таковым Сибирской платформы. В этих отложениях намечается ряд четко выраженных сейс-

мокомплексов, которые связаны нормальной последовательностью с сейсмокомплексами рифея [12]. Здесь же, у западной окраины (в современных координатах) Сибирской платформы, вскрыты кембрийские вулканиты основного состава, которые могут свидетельствовать о существовании вблизи Сибирского кратона островодужных систем [7].

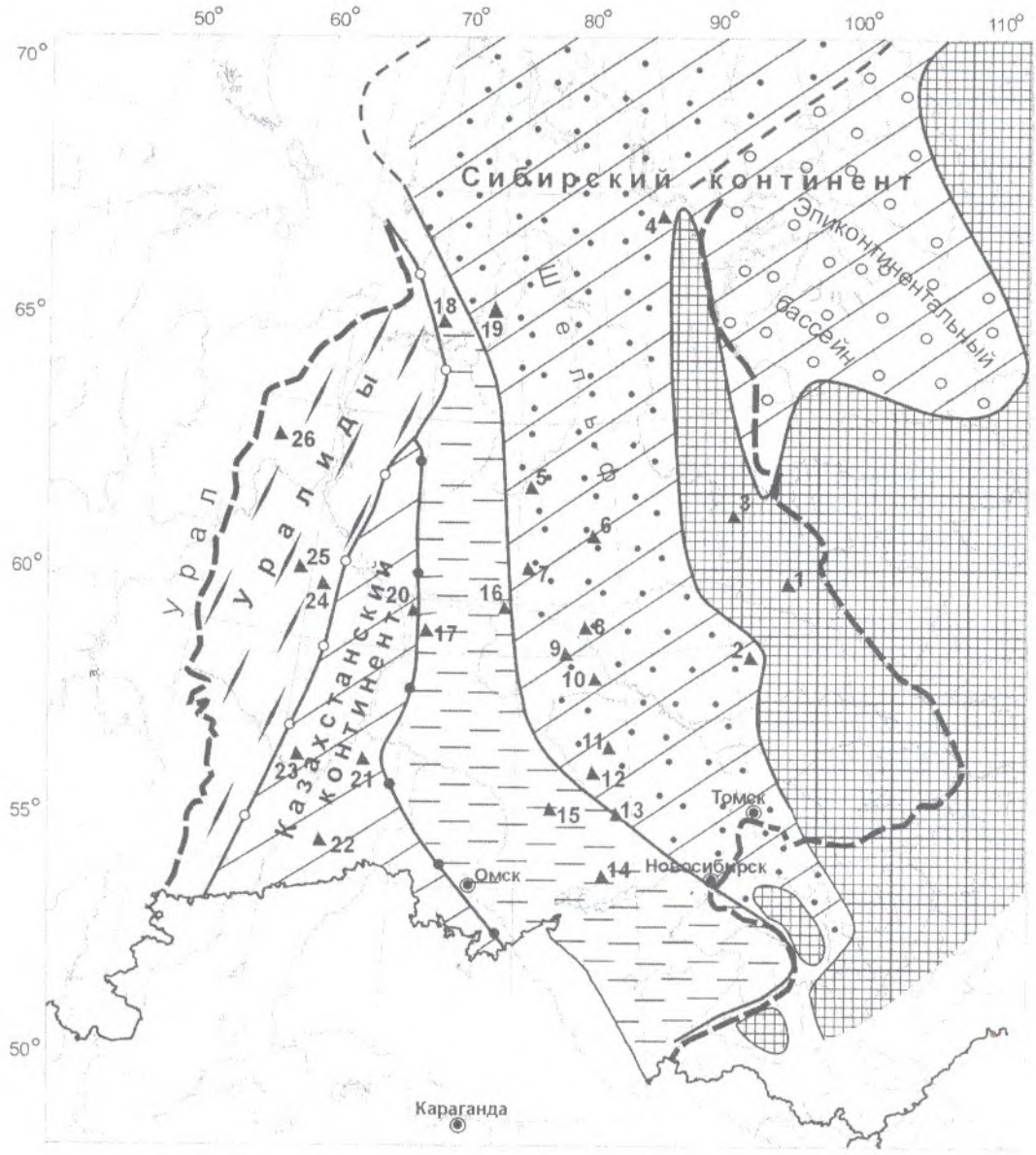
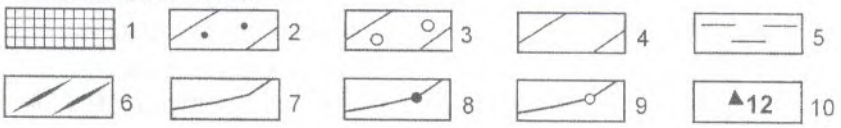


Рис. 1. Соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы сибирид, казахстанид и уралид.

Условные обозначения:



1-3 - Сибирский континент: 1- суша, 2 - шельф, 3 - эпиконтинентальный бассейн;
4 - Казахстанский континент; 5 - континентальный склон и прилегающая часть глубоководного бассейна; 6 - островодужные системы восточного склона Урала; 7 - границы фациальных зон; 8 - раннекаменноугольная сутура; 9 - среднекаменноугольная сутура; 10 - скважины.

Скважины:
1 - Лемок-1, **2** - Вездеходная-4, **3** - Елогуйская опорная, **4** - Малохетская-11, **5** - Западно-Новогодняя-210, **6** - Северо-Варьеганская разведочная площадь, **7** - Малоключевая-103, **8** - Медведевская-110, **9** - Полуденная 322, **10** - Восточно-Никольская-1, **11** - Калиновая-13, **12** - Малоичская разведочная площадь, **13** - Дедовская-3, **14** - Барабинская опорная, **15** - Бочкаревская-1, **16** - Мегионская-67, **17** - Верхнесалымская-17, **18** - Верхнереченская-35, **19** - Новопортовская разведочная площадь, 20 - Фроловская разведочная площадь, 21 - Викуловская-2, **22** - Западно-Ишимская-2п, **23** - Борковская-4п, **24** - Яхлинская-8р, **25** - Ловинская-36, **26** - Тутлеймская-47.

Доордовикские сейсмокомплексы приенисейской части ЗСГ прослеживаются на запад и северо-запад. Они дают основание выделять на этой территории рифейский протоплатформенный комплекс, который впоследствии претерпел дробление на микроконтиненты [11] и в конечном счете явился основанием для ордовикско-девонского широкого шельфа [10, 14]. В пределах этой территории развиты мелководные карбонатные отложения (см. рис. 1) ордовика (скв. Елогуйская опорная, Малохетская-11, Западно-Новогодняя-210, Полуденная-322, Новопортовская разведочная площадь), силура (скв. Малохетская-11, Медведевская-110), девона (многочисленные скважины, в том числе на Малоичской разведочной площади, Калиновая-13, Вездеходная-4, Малоключевая-103) и нижнего карбона (Северо-Варьеганская разведочная площадь и др.). Здесь же вскрыты и неморские верхнекаменноугольные и пермские отложения (скв. Восточно-Никольская-1), приуроченные к депрессионному участку.

Западнее шельфа располагается пояс тонкотерригенных отложений, накопление которых происходило на континентальном склоне (скв. Дедовская-3) и в глубоководных обстановках (скв. Барабинская опорная, Бочкаревская-1, Мегионская-67, Верхнесалымская-17, Верхнереченская-35).

Граница этого глубоководного пояса отложений совмещается с Чарской сутурой. В пределах изученной части Казахстанского континента вскрыты вулканогенно-осадочные мелководные и наземные отложения (скв. Фроловской разведочной площади, Западно-Ишимская-2п, Борковская-4п, Викуловская-2). Западная граница Казахстанского континента все еще дискуссионна [15, 16]. Здесь она совмещена с западной границей Тюменского фациального района. При этом Валерьяновская зона отнесена к уралидам.

Палеонтология и стратиграфия структур восточного склона Урала, перекрытых чехлом ЗСГ, слабо представлена в биостратиграфических публикациях по ЗСГ. Этот пласт фактических данных будет необходим для расшифровки структуры уралид.

В заключение следует отметить, что имеющиеся палеонтологические данные подтверждают, что стыковка сибирид и казахстанид произошла в конце раннего карбона, а казахстанид и уралид – в начале среднего карбона [14].

Работа выполнена при финансовых поддержках СО РАН – Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», Интеграционный проект «Восточная граница Уральского подвижного пояса (сравнительная характеристика геологической истории Уральского подвижного пояса и палеозойского основания Западно-Сибирской плиты)», РФФИ (проекты № № 02-05-64993,02-05-64789) и научной школы НШ-1569.2003.5. Кроме того, авторы координируют свои исследования с программами работ по проектам IGCP 491 и 499.

[1] Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – 280 с.

[2] 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.

[3] Сурков В.С., Сммирнов Л.В., Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Еханин А.Е. Нижнесреднеюрский комплекс Западно-Сибирской плиты – особенности его строения и нефтегазоносность // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 1. – С. 55-58.

[4] Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 120-143.

[5] Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 101-119.

[6] Каштанов В.А., Варламов А.И., Данилова В.П., Дашкевич Н.Н., Ефимов А.С., Ильина В.И., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Пак К.Л., Филиппов Ю.Ф., Чунихина Л.Д. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений левобережья Енисея

(Тыйская параметрическая скважина). Новосибирск, 1995. – 53 с. (Препр. / Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН; № 1).
[7] Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. – 1999б. – Т. 40, № 7. – С. 1022-1031.
[8] Дубатолов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты девонских морей Сибири // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 3. – С. 95-109.
[9] Елкин Е.А., Конторович А.Э., Сараев С.В., Тищенко В.М., Анастасиева С.А., Бахарев Н.К., Богуш О.И., Вараксина И.В., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович В.А., Коровников И.В., Лучинина В.А., Сенников Н.В., Таныгин Г.И., Филиппов Ю.Ф. Новые данные по стратиграфии палеозоя крайнего Юго-востока западно-сибирской плиты (по материалам глубокого бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. – 2000б. Т. 41, № 7. – С. 943-951.
[10] Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Белова Е.В., Дубатолов В.Н., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович А.Э., Перегоедов Л.Г., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Хромых В.Г. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО". – 2001. – 163 с.
[11] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Филиппов Ю.Ф. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 120-123.
[12] Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Каштанов В.А. Сейсмостратиграфия верхнего протерозоя и палеозоя Предъенисейской части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 127-130.
[13] Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Моисеев С.А., Сенников Н.В., Филиппов Ю.Ф. Фациальные мегазоны в палеозое Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 100-104.
[14] Елкин Е.А., Клец А.Г., Изох Н.Г., Бахарев Н.К., Обут О.Т., Родина О.А. Палеогеографические обстановки на территории Западно-Сибирской геосинеклизы в позднем девоне и на рубеже раннего и среднего карбона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 97-100.
[15] Зоненшайн Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // 27 международный геологический конгресс. Тектоника. Секция С. 07, доклады, т. 7, с. 48-59. – М.: Наука, 1984.
[16] Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2002. – 190 с.

ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ

Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, zorin@crust.irk.ru

Местоположение верхнемантийных плюмов, выявленное по геофизическим данным [1, 2], сопоставлено с позднекайнозойской геологической структурой и с современным глубинным строением литосферы. Стволовые части плюмов расположены под топографическими кульминациями Саяно-Байкальского сводового поднятия, площадь которого со-

ответствует Байкальской рифтовой зоне [3], под Хэнтэйским, Хангайским и Гурван-Сайханским сводовыми поднятиями Центральной Монголии (рис.).

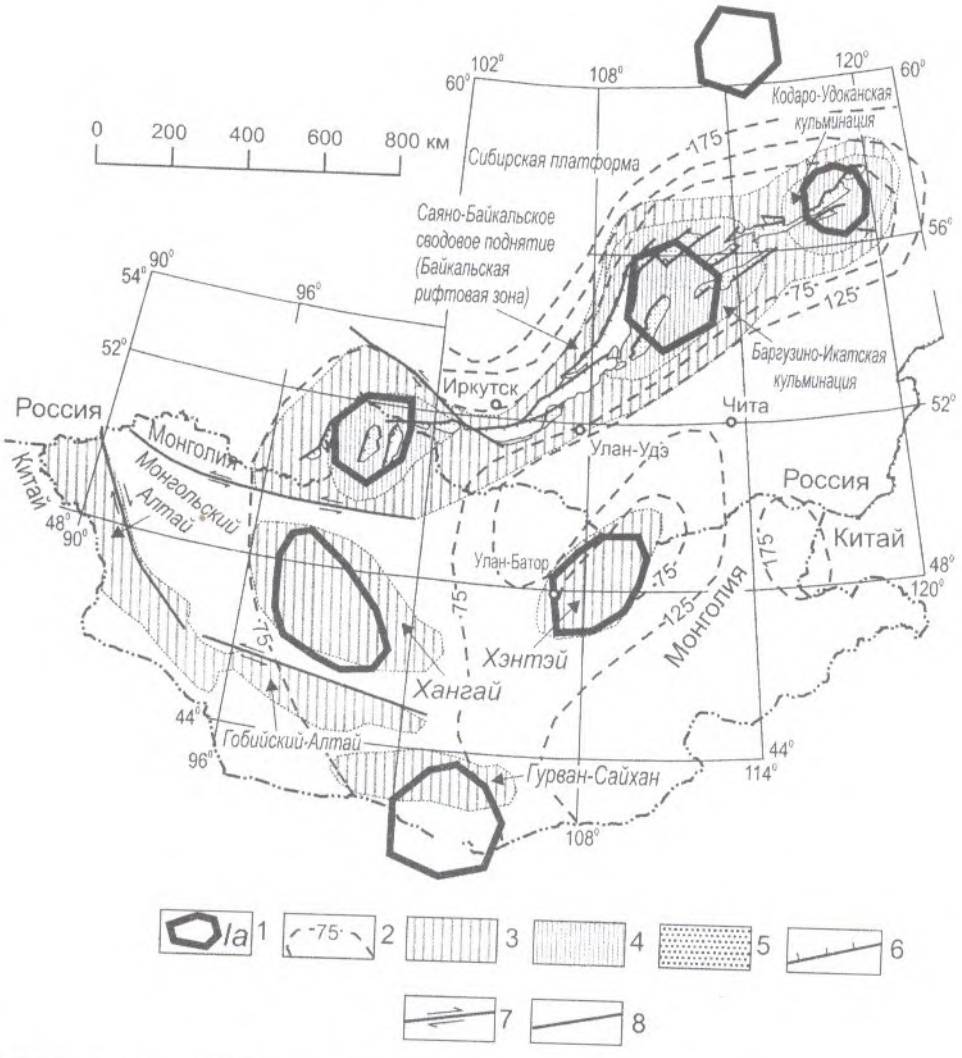


Рис. Плюмы и позднекайнозойская геологическая структура.

1 – горизонтальные сечения стволовых частей плюмов, 2 – изолинии толщины литосферы, 3 – горные поднятия, 4 – топографические кульминации Саяно-Байкальского сводового поднятия, 5 – рифтовые впадины, 6 – сбросы, 7 – сдвиги.

Выполнены количественные оценки горизонтальных напряжений, возникающих в литосфере за счет вязкого трения при растекании вещества плюмов по астеносфере, а также за счет потенциальной энергии, которой обладает астеносферный выступ под Байкальской рифтовой зоной. Оказалось, что само растекание вещества плюмов по астеносфере (без образования астеносферного выступа) не обеспечивает возникновения напряжений в литосфере, достаточных для образования Байкальской рифтовой зоны. Такие напряжения возникают только при развитии астеносферного выступа.

Роль плюмов в геодинамике Байкальской рифтовой зоны заключается в поставке горячего глубинного материала в указанный астеносферный выступ, без чего последний был бы обречен на деградацию в связи с остыванием и не смог бы развиваться как гравитационная неустойчивость. Именно плюмы, поддерживая повышенную температуру в астеносферном выступе, обеспечили рост его высоты до значений, при которых возникают напряжения растяжения, достаточные для образования рифтов. Образование и развитие Байкальской рифтовой зоны обусловлено как наличием плюмов, так и существованием древних структурных неоднородностей литосферы, которые оказались благоприятно ориентированными по отношению к направлению дальнодействующих сил, обусловленных

Индо-Азиатской коллизией [4]. В Центральной Монголии ни взаимное расположение плюмов, ни простирание древних структур литосферы не обеспечивали подобных условий. Хотя плюмы и здесь вызвали развитие астеносферного выступа, последний был неблагоприятно ориентирован по отношению к дальнодействующим силам, и поэтому кайнозойские рифты здесь не образовались. Вместе с тем, этот выступ служил своеобразным барьером для проникновения постколлизионного сжатия в восточную окраинную часть Центральной Азии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 03-05-64036.

[1] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Геофизические данные о мантийных плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями // Докл. РАН. – 2003. – Т. 393. – № 5. – С. 677-680.

[2] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 10. – С. 1248-1258.

[3] Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. – 1992. – 208. – P. 273-286.

[4] Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. – 2003. – 371. – P. 153-173.

МОРСКОЙ МЕЛ ГОРНОГО АЛТАЯ, ЕГО СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В.С. Зыкин
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, zykin@uiggm.nsc.ru

Установление тектонически деформированных (вертикально залегающих) и палеонтологически хорошо охарактеризованных морских верхнемеловых отложений в Чуйской впадине Горного Алтая [1, 2, 3] внесло существенные коррективы в стратиграфию и историю формирования этой горной страны и не вписывается в сложившиеся представления о длительном тектоническом покое и пенепленизации этой территории в течение позднего мезозоя и раннего кайнозоя. В геоморфологической литературе появились сначала сомнения в существовании морских меловых отложений [4, 5], а затем и опровержения этого открытия «более детальными исследованиями» [6]. Основными доказательствами, опровергающими морской верхний мел, полученными в результате «более детальных исследований» И.С. Новикова [6], являются: утверждение об отсутствии тектонических нарушений сплошности средне- и позднедевонских пород на участке, где были выделены меловые отложения; седиментационные текстуры рассматриваемых отложений (меловых) аналогичны таковым в девонских песчаниках и алевритах; обнаружение прослоя мощностью около 1 м, представленного светлыми зеленовато-серыми алевритами, типичными для данного разреза и содержащими многочисленные остатки девонской фауны; установление возможности глубокого проникновения в кору выветривания при полном сохранении текстурных особенностей протолита достаточного для видовых определений количества микропалеонтологического материала.

Наличие двух противоположных точек зрения на геологическую историю Алтая вызвало необходимость более детального обсуждения фактического материала, послужившего для выделения морских меловых отложений, и подробный разбор аргументации на наличие или отсутствие морских верхнемеловых отложений в Чуйской впадине Горного Алтая.

Впервые морские меловые отложения были установлены в правом борту долины р. Кызыл-Чин, 900 м выше устья руч. Корумкешу, на абсолютной высоте около 1810 м. Здесь вдоль левого борта сайра, ограничивающего их с юго-запада, в интервале 342–422 м от его впадения в р. Кызыл-Чин, обнажаются светлые, преимущественно зеленовато-серые, реже коричневато-желтые, сильно глинистые, слюдистые, слабо выветрелые алевролиты с неравномерной параллельной слоистостью, местами с чередованием тонких прослоев или линзочек толщиной до 5 мм светло-серого, более тонкого глинистого алевролита с менее глинистым и более грубым алевролитом, редко с тонкозернистым песком. Их видимая мощность вдоль этого сайра достигает 77 м. Азимут простирания слоев 215°, угол падения 75–80° на северо-запад (опрокинутое залегание). Меловые отложения имеют отчетливую палеонтологическую характеристику [1]. В меловых отложениях встречаются редкие споры и пыльца наземных растений, цисты динофлагеллат, акритархи, остатки фораминифер, микрофораминифер, радиолярий, остракод, гастропод, стеррастры губок, тонкие обломки призматического слоя двустворок, свидетельствующие о позднесантонском возрасте [1]. В этом году здесь собрана значительная коллекция меловых брахиопод, двустворок и колпачковидных гастропод. Все эти организмы обитали в бассейне с нормальной соленостью.

Меловые отложения локализуются в зоне Чарышско-Теректинского разлома в форме тектонического блока среди девонских пород и несогласно перекрываются субгоризонтально залегающей палеогеновой карачумской свитой. Блок слабо выветрелых меловых пород имеет отчетливые тектонические границы. Он вытянут поперек долины р. Кызыл-Чин. Его длина составляет около 80 м (от места причленения к нему террасы Кызыл-Чина), высота над днищем сайра 6 м, а ширина несколько превышает 10 м. С юго-востока к нему причленяются четвертичные отложения террасы р. Кызыл-Чин, а с северо-запада он почти вертикально прислонен к зоне интенсивного дробления структурной коры выветривания по девонским породам. Кора выветривания сложена белым, иногда со слабым голубоватым оттенком массивным неслоистым каолинитом, раздробленным на остроугольные обломки до 0,2 м и протягивающимся в верховьях юго-западного сайра на 40 м. В каолините, в левом борту сайра, в 79 м от начала уступа находится местонахождение девонской фауны, содержащей брахиопод, трилобитов, мшанок. Отсюда определен достаточно представительный комплекс брахиопод (Schizophoria striatula (Schl.), Productella subaculeata (Much.), Athyris concentrica (Buch.), Mucrospirifer vassinensis (Rhon), Cyrtospirifer cf. achmeti Nal. [6].

Поперек долины р. Кызыл-Чин меловой блок обособлен двумя сайрами с северо-восточной и юго-западной стороны, совпадающими с разломами, ограничивающими его с двух сторон. Вертикальная составляющая смещения легко определяется по положению подошвы карачумской свиты. В левом борту сайра, обособляющего блок светлых меловых пород с северо-востока, развиты невыветрелые, темные зеленовато-серые и серовато-коричневые алевролиты, тонкозернистые и мелкозернистые, слабо слюдистые песчаники с неравномерной параллельной слоистостью. Их элементы залегания совпадают с элементами залегания в блоке более светлых, слабо выветрелых пород. Они протягиваются вверх по сайру на 140 м, от места причленения к ним террасы р. Кызыл-Чина, и ограничены узкой зоной дробления (1 м) тонкозернистых песчаников, содержащих девонских брахиопод и криноидей. О наличии разлома с северо-восточной стороны блока свидетельствует резкое различие в степени выветривания и различное положение подошвы олигоценовой карачумской свиты, которая упирается в нижнюю часть левого борта сайра, сложенного темными зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками. Это позволяет предполагать вертикальное смещение этих блоков относительно друг друга не менее чем в 30 м. Большинство исследователей принимали эти породы за девонские отложения. В этом году в этих породах найдены остатки брахиопод и двустворок, аналогичные видам из впервые установленного мелового блока. Вдоль левого борта Кызыл-Чина, в сторону руч. Корумкешу эти породы прослеживаются на 400 м.

Приведенные данные опровергают выводы «более детальных исследований» И.С. Новикова [6] о тектонической сплошности пород на участке развития меловых отложений. В одну толщу им объединены совершенно разные по составу, возрасту и степени выветривания породы, разъединенные отчетливо выраженным тектоническими несогласиями. Седиментационные текстуры меловых и девонских пород резко различаются. Каолиновые глины, слагающие раздробленную структурную кору выветривания, имеют массивную неслоистую текстуру, а терригенные меловые породы, сложенные алевролитами и песчаниками, имеют неравномерную параллельную слоистость. Что же касается глубокого проникновения в кору выветривания при полном сохранении текстурных особенностей протолита скелетов микроорганизмов, к которым теперь следует добавить двустворок и брахиопод, то это предположение представляется настолько невероятным, что даже не требует обсуждения.

Таким образом, в настоящее время имеются неопровержимые доказательства наличия в Чуйской впадине Горного Алтая вертикально залегающих и палеонтологически хорошо охарактеризованных морских верхнемеловых отложений. Эти данные свидетельствуют, что в конце позднего мела, в позднесантонское время, в пределах Горного Алтая произошло опускание территории и проникновение в этот регион Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна, совпавшее с эвстатической трансгрессией океана [1]. Формирование осадочного чехла, мощностью более 150 м протекало в достаточно глубоком бассейне с нормальной соленостью. После регрессии морского бассейна, в послесантонское время, в конце мела – раннем палеогене, на территории Горного Алтая, как и на всей северной периферии Внутренней Азии, произошли события, связанных с ларамийской фазой тектогенеза, проявившиеся в интенсивных тектонических движениях, приведших к реактивации древних разломов, расчленению рельефа и образованию низких гор, а также деформации и денудации слабо консолидированных отложений мезозоя. В конце мела начинает формироваться Зайсанская впадина. Существенное значение для ее развития имели предэоценовые тектонические движения, вызвавшие перераспределение областей седиментации во впадине и четкое оформление Центрально-Зайсанского прогиба [7].

Совпадение по времени тектонических событий на Горном Алтае со спредингом в Северной Атлантике и Арктике и начавшимся отодвиганием Евразийской плиты к юго-востоку от его оси в конце мела – раннем палеогене [8, 9] свидетельствует, что тектоническая активизация и горообразование на территории Горного Алтая до начала динамического воздействия со стороны Индостана происходила при ее горизонтальном перемещении и деформации в удаленных ослабленных зонах. С конца эоцена горизонтальное продвижение Евразийской плиты к юго-востоку было блокировано фронтальными блоками зоны встречного динамического влияния Индостанского индентора. Это привело к возникновению латерального сжатия, и формированию в ослабленных зонах современных горных сооружений Горного Алтая и Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 01-05-65085, 04-05-64486.

[1] Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Докл. РАН. – 1999. Т. 336, № 5. – С. 669-671.

[2] Зыкин В.С. Развитие рельефа Юго-Восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI Пленума Геоморфолог. комиссии РАН и междунар. совещ. – Барнаул: Изд-во Алтайск. гос. ун-та, 2001. – С. 87-89.

[3] Зыкин В.С. Закономерности развития рельефа и климата Внутренней Азии в позднем мезозое и кайнозое // Геоморфология гор и предгорий. – Барнаул: Изд-во Алтайск. гос. ун-та, 2002. – С. 96-101.

[4] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ СО РАН, 2001. – 36 с.

[5] Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 5. – С. 434-445.

[6] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 314 с.
[7] Борисов Б.А., Ильинская И.А., Мартинсон Г.Г., Хозацкий Л.И. Верхний мел и палеоген-неоген Зайсанской впадины // Материалы по региональной стратиграфии СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 240-251.
[8] Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М.: Наука, 2004. – 342 с.
[9] Lawver L.A., Müller R.D., Srivastava S.R., Roest W. The Opening of the Arctic Ocean // Bleil U., Thiede J. (eds.). Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. – Dordrecht/Boston/London: Kluver Academic Publischers. 1990. – P. 29-62.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ОЦЕНКИ СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ГАББРОИДОВ ЦАСП

А.Э. Изох
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, izokh@uiggm.nsc.ru

В складчатых структурах ЦАСП, обрамляющих с юга Сибирский кратон, широко распространены разнотипные и разновозрастные высокотитанистые ультрабазит-базитовые массивы, проявившиеся в различных геодинамических обстановках. Главной особенностью пород расслоенных серий этих массивов являются высокие содержания в них титана, щелочей и фосфора. По поведению главных петрохимических параметров высокотитанистые массивы резко отличаются от низкотитанистых ультрабазит-базитовых ассоциаций. Формационный анализ высокотитанистых ультрабазит-базитовых ассоциаций, проведенный на основе особенностей вещественного состава пород, включая геохимические особенности РЗЭ и других некогерентных элементов, позволил выделить две группы высокотитанистых ассоциаций [1]. Массивы, относящиеся к анортозит-пироксенит-габбровой формации (Якутский, Витимконский, Жомболокский, Ангашанский, Аргыджекский и др.), характеризуются высокоглиноземистым составом мафитовой породной группы и по геохимии РЗЭ, Ta, Nb и других некогерентных элементов сближаются с низкотитанистыми и высокоглиноземистыми перидотит-габбровыми массивами, проявившимися в островодужных и коллизионных обстановках [2, 3]. Анализ их размещения в складчатых поясах ЦАСП показал, что они вместе с низкотитанистыми высокоглиноземистыми надсубдукционными перидотит-габбровыми массивами образуют парные пояса (ареалы), причем габброиды повышенной щелочности и титанистости приурочены к тыловым частям островодужных систем. По размещению одновозрастных массивов высокотитанисных и низкотитанистых перидотит-габбровых массивов можно реконструировать не только положение, но и направление погружения палеосубдукционных зон в глубоко эродированных складчатых областях.

В данном сообщении приведены материалы по оценки состава родоначального расплава и геодинамической природы Якутского массива Байкало-Муйского пояса. Якутский массив располагается в восточной части Байкало-Муйского пояса к северо-востоку от Муйской глыбы. Габброиды краевой фации массива прорывают эффузивно-осадочные образования, относимые к муйской серии [4]. Северо-восточный контакт с гнейсогранитами и плагиогранитами муйского (?) комплекса тектонический с проявлением катаклаза и бластомилонитов. Возраст габброидов Якутского массива нами оценивается как вендский (650 ± 9 млн лет) ^{39}Ar-^{40}Ar методом по монофракции плагилклаза, что хорошо согласуется в временем формирования высокоглиноземистых, низкотитанистых габброидов Заоблачного массива [2].

В составе Якутского массива выделяются породы расслоенной серии и верхней краевой фации. Направление расслоенности и трахитоидности в габброидах расслоенной серии подчеркивает концентрически-зональное внутреннее строение массива. В расслоенной серии наблюдается макро- и микроритмичность, при этом выделяются двух и трехчленные ритмы со сменой троктолитов, оливиновых рудных габбро или оливиновых рудных пироксенитов габброноритами и (или) анортозитами. Наиболее контрастная расслоенность свойственна нижним и верхним горизонтам расслоенной серии. Средний же участок сложен монотонной слабо расслоенной пачкой габброноритов. Преобладающим типом пород в расслоенной серии массива являются рудные оливинсодержащие габбронориты. Верхняя часть Якутского массива сложена такситовыми габброноритами широко варьирующими по составу и структурно-текстурным особенностям. В ней наблюдаются крупные останцы вмещающих пород, что позволяет считать ее верхней краевой фацией массива [4]. Контакт между габброидами расслоенной серии и такситовыми габброноритами краевой фации согласный и хорошо прослеживается по появлению в такситовых габбро крупных ойкокристаллов бурого амфибола, исчезновению в них элементов расслоенности и обилию ксенолитов вмещающих диабазов и мелкозернистых габбро. Для верхней части разреза преобладающими являются рудные амфиболовые габбронориты обогащенные апатитом. Среди них встречаются небольшие жильные тела и шлирообразные обособления сливных ильменит-титаномагнетитовых руд.

Среди габброидов расслоенной серии преобладают рудные габбро, содержащие более 5 % рудных минералов, с ними ассоциируют троктолиты, анортозиты, лейкократовые оливиновые габбро и габбронориты, содержащие менее 5 % рудного минерала. Характерной особенностью всех пород является невысокая основность слабозонального плагиоклаза (43–58 % Ан), что связано с более высоким содержанием натрия в родоначальном расплаве по сравнению с родоначальным расплавом низкотитанистых ультрамафит-мафитовых массивов. Оливин отвечает по составу хризолиту (f = 21–33 %) с низкими содержаниями никеля. Клинопироксен в троктолитах и анортозитах слагает интеркумулусный парагенезис, тогда как в оливиновых габбро и, особенно, в пироксенитах он отвечает кумулусному парагенезису. По составу пироксен соответствует субкальциевым диопсид-салитам в оливиновых габбро и низкоглиноземистым умеренно титанистым авгитам в рудных габбро. Содержания титана в клинопироксенах всегда выше по сравнению с пироксенами из низкотитанистых габброидов, но не достигают значений характерных для пироксенов высокотитанистых расслоенных габброидов Хошимгольского, Лысанского массивов. В отличии от последних, ортопироксен широко проявлен в породах как расслоенной серии, так и краевой фации, причем выделяется две его генерации: идиоморфные кристаллы в габброноритах и каймы вокруг оливина в троктолитах и оливиновых габбро. По составу он отвечает бронзиту (f = 28–30 %).

В отличии от низкотитанистых высокомагнезиальных перидотит-габбровах ассоциаций габброиды Якутского массива в координатах SiO_2–(Na_2O+K_2O) располагаются на границе пород нормального и субщелочного ряда. Рудные габброиды попадают в поле субщелочных габбро, но это обусловлено не повышеным содержанием щелочей, а пониженной их кремнеземистостью. Возможность принадлежности этих габброидов к породам субщелочной серии подтверждается более высокими содержаниями титана в клинопироксенах по сравнению с габброидами нормального ряда, а также более кислым составом плагиоклаза. В область субщелочных габбро попадает и состав родоначального расплава, вычисленный как по средневзвешенному составу пород расслоенной серии, так и по составу ксенолитов мелкозернистых габбро, которые рассматриваются нами в качестве закалочной фации.

Петрохимические данные подтверждают обособление групп пород, выделенных на основе геологических и петрографических наблюдений. На всех диаграммах рудные габбро резко обособляются от безрудных габбро и габброноритов. Такситовые габбро приближаются к рудным габбро, тогда как мелкозернистые габбронориты ближе к безрудным

габбро. Для габброидов с низкими содержаниями рудных минералов на диаграмме MgO-Al_2O_3 наблюдается отчетливая дифференциация, что обусловлено фракционирование главным образом плагиоклаза. Как показали расчеты последовательности кристаллизации с использованием программы "Комагмат", ранней ликвидусной фазой для Якутского массива является плагиоклаз. Ранняя кристаллизация плагиоклаза по отношению к оливину обуславливает отсутствие ультраосновных дифференциатов в массивах этого формационного типа и широкое развитие анортозитов и лейкократовых габбро. Рудные габбро резко отличаются по химическому составу от нижних частей расслоенной серии. В них явления фракционирования плагиоклаза или темноцветных минералов проявлены слабее, зато наблюдается сильная положительная корреляция содержаний титана и железистости пород, которая отсутствует в нижней части расслоенной серии. Высокотитанистые габбро разделяются на две группы по содержанию фосфора. Высокофосфористые габброиды приурочены к верхней части массива, где находятся пегматоидные амфиболовые габбро и жильные тела апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Появление этих двух типов рудных габбро также хорошо объясняется моделью кристаллизационно-гравитационной дифференциации в магматической камере.

Якутский массив характеризуется собой интрузив с незначительным уровнем эрозионного среза и в нем хорошо проявились породы краевой и закалочной фаций. Это позволило провести оценки родоначального расплава по составу ксенолитов мелкозернистых амфиболовых габбро, которые можно рассматривать в качестве состава закалочной фации. Кроме того, состав исходного расплава вычислялся по составу ликвидусного оливина и химическому составу пород расслоенной серии. $K_D = FeO/MgO_{Ol}*MgO/FeO_L$ принимался равным 0,3. Железистость ликвидусного оливина принималась равной 0,20, что соответствует его железистости в троктолитах. Исходя из этого соотношение FeO/MgO в исходном расплаве было 0,83, что соответствует железистости (F) 45,9 %. Содержание остальных компонентов в исходном расплаве вычислялось с учетом уравнений регрессий. Сопоставление полученных результатов с составом реальных пород закалочной фации показывает их хорошую сходимость. Вычисленный таким образом состав родоначального расплавы Якутского массива оказался близким к субщелочным лейкобазальтам тыловых частей современных островных дуг [5].

Для полученных оценок родоначального распава с использованием программы "Комагмат 3.5", были расчитаны последовательность кристаллизации, составы минеральных фаз и составы кумулятивных фаз. При расчетах фугитивность кислорода принималась соответствующая буферу QFM, содержание воды в расплаве – равным 0,5 %, и уровень становления массива – 1–2 кбар. Расчетные соотношения оливина и плагиоклаза равные 30 и 70 % соответственно хорошо соответствуют петрографическим наблюдениям. Основность раннего плагиоклаза выше нежели наблюдается в породах Якутского массива, однако диапазон изменения состава плагиоклаза в троктолитах и оливиновых габбро в целом хорошо соответствует расчетным данным (65–45 % Ан). Доля ортопироксена по сравнению с клино пироксеном в породах не велика, что также согласуется с расчетами. Расчеты подтверждают широкое развитие рудных габбро в массивах этого типа и их приуроченность к верхним частям расслоенной серии. На заключительных этапах краталлизации формируются рудные габбро обогащенные фосфором. Вероятно, на этом этапе может происходить ликвация, которая приводит к формированию специфических апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, которые встречаются в виде жил или линз. Кристаллизация плагиоклаза на ранних этапах обуславливает постоянное участие анортозитов и отсутствие значительных количеств ультраосновных пород в массивах этого типа. Таким образом, модельные расчеты подтверждают, что Якутский расслоенный массив формировался на небольших глубинах из базальтового расплава, близкого по составу к субщелочным лейкобазальтам тыловых частей современных островных дуг.

Геохимические исследования габброидов Якутского показали, что они имеют геохимические характеристики, сходные с низкотитанистыми ВПГ массивами, комагматич-

ными островодужным вулканитам [2]. Для них установлены более низкие по сравнению с другой группой высокотитанистых массивов содержания РЗЭ около 10 хондритовых единиц, пологий отрицательный наклон графиков распределения РЗЭ (La/Yb = 2-6, La/Sm = 0.6-2), наличие европиевого максимума. Тем не менее, содержание РЗЭ и других некогерентных элементов в габброидах этого формационного типа более высокие чем в породах надсубдукционных низкотитанистых перидотит-габбровых массивов. В базитах Якутского массива наблюдается европиевый максимум, что обусловлено фракционированием плагиоклаза, приводящим к образованию анортозитовых горизонтов. Из других геохимических особенностей отметим низкие содержания Ta и Hf, U, Th, что также характерно для базитов, связанных с зонами субдукции. По содержаниям тантала они занимают промежуточное положение между ВПГ массивами и габброидами повышенной щелочности и высокой титанистости.

Таблица

Средний химический состав пород Якутского и других массивов данного типа, состав его родоначального расплава (в мас %)

Окислы	1(56)	2(3)	3	4(87)	5(21)	6	7
SiO2	48.03	48.06	48.75	47.78	44.91	48,68	46.00
TiO2	1.89	1.48	1.49	1.48	2.20	1,13	1.40
Al2O3	17.86	17.12	18.46	17.55	18.37	16,03	18.5
FeO*	10.46	9.51	9.85	9.94	12.35	12,49	10.49
MnO	0.15	0.19	0.16	0.16	0.16	0,20	0.17
MgO	6.66	9.00	6.59	8.00	5.36	7,89	5.40
CaO	10.29	10.09	10.30	11.74	10.68	10,61	11.90
Na2O	3.3	3.24	3.32	2.56	3.41	2,36	2.60
K2O	0.49	0.60	0.44	0.33.0	0.65	0,54	1.60
P2O5	0.45	0.36	0.31	0.16	1.29	0,17	0.36

Примечание: 1 – средний состав пород Якутского массива; 2 – состав ксенолитов мелкозернистых габбро в такситовых габбро верхней краевой фации; 3 – состав родоначального расплава для Якутского массива; 4, 5 – средний состав габброидов: 4 – Жомболокского массива; 5 – Арсентьевского массива; 6 – Аргыджекский массив Восточного Саяна; 7 – субщелочные базальты Алеутско-Аляскинской островодужной системы [5].

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (проект № 04-05-64439), ИП 6.7.1. и НШ-1573.203.5.

[1] Богнибов В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Мехоношин А.С. Состав и геодинамические обстановки формирования титаноносных ультрабазит-базитовых массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геология и геофизика, 2000, 41, № 6.с. 1083-1097.

[2] Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования). Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11 с. 1565-1577.

[3] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф., 31 окт. – 2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68-72

[4] Балыкин П.А., Изох А.Э., Руднев С.Н. Петрология и рудоносность Якутского габброидного массива // Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1983. С. 72-96.

[5] Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг // М.: Наука, 1988. 248 с.

ОРДОВИКСКИЙ КУЗНЕЦКО-АЛАТАУСКО-АЛТАЙСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС (Алтае-Саянская складчатая область – Западная Монголия)

А.Э. Изох, А.С. Борисенко*, В.А. Говердовский**, Н.Д. Толстых*, Е.М. Слуцкер**
*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, izokh@uiggm.nsc.ru
** Горноалтайск ООО "Металлы Алтая" metall@mail.gorny.ru

В Алтае-Саянской складчатой области в Кузнецком Алатау, в Горной Шории и на Салаире установлены золото-ферроплатиновые россыпи [1, 2]. В Кузнецком Алатау ферроплатиновая россыпная ассоциация установлена в Золотокитатской зоне. Коренным ее источником здесь является ордовикский Кайгадатский габбро-пироксенит-перидотитовый массив иркутскинского комплекса [3]. Для габброноритов из этого массива Sm-Nd методом получена изохронна отвечающая ордовику (465± 34 млн лет). Ферроплатина в россыпях давно известна по рекам Средняя Терсь, Красная Речка и Ивановка. Эти россыпи следует связывать с Среднетерсинским дунит-пироксенитовым массивом, в котором установлена нетипичная для офиолитов платиновая минерализация [4]. В Горной Шории аналогичная россыпная ферроплатина установлена по рекам Каура, Каурчак, Мрассу, Азарт, руч. Тюленевском, где она ассоциирует с массивами сеглебирского комплекса неясной формационной принадлежности. Особенности состава платины не оставляют сомнения, что россыпная платиновая провинция обязана генетически телам, близким по составу к интрузиям аляскинского типа [5]. В связи с этим важно определить закономерности размещения, время и условия образования такого типа интрузивов на территории АССО и Западной Монголии.

Ключем для понимания этого вопроса является обнаруженная Н.А.Берзиным в южном борту озера Урэг-Нур пикритовая вулканно-плутоническая ассоциация, которая резко отличается по геологическому положению, особенностям строения и составу от описанного в хребте Цаган-Шибету пикро-долеритового урэгнурского комплекса [6]. В этом районе Н.А. Берзиным выделена Яматугольская зона, расположенная между позднекаледонскими блоками (Урэгнурским и Ячитнурским). В строении этих блоков принимают участие верхние части разрезов венд-кембрийских офиолитов, флишоидные отложения ($Є_3$-O_1), шельфовые терригенные и карбонатно-терригенные толщи (O_2-S). Устанавливается несколько этапов тектонических деформаций, приведших к формированию покровно-чешуйчатой структуры, тектоническому скучиванию и метаморфизму нижнепалеозойских толщ. Нижний покров сложен слабо метаморфизованными кембрийско-нижнеордовикскими флишоидными отложениями, прорванными многочисленными дайками пикритов, пироксеновых порфиритов и долеритов. Верхний покров состоит из нескольких пластин, сложенных пироксеновыми порфиритами, плагиоклаз-пироксеновыми базальтами, лавами и туфами пикритов. Широко проявлены дайки и силы пикритового состава, дайки пироксеновых порфиритов и долеритов. Часто в пикритовых дайках устанавливается дифференциация течения, что позволяет рассматривать их как подводящие каналы к вулканическим образованиям. В силлах также наблюдается дифференциации от перидотитов (дунитов), через верлиты и оливиновые клинопироксениты до меланогаббро. В составе покрова широко проявлены туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и гиалокластиты ультраосновного состава. Характерны пиллоу-лавы, что указывает на подводных характер излияний. Встречаются небольшие дифференцированные верлит-клинопироксенит-габбровые интрузивы.

По набору пород и их составу эта пикритовая ассоциация резко отличается от пикродолеритовой формации девонского возраста, широко проявленной в хребте Цаган-Шибету к северу от оз. Урэг-Нур, а также от аналогичных массивов Монгольского Алтая, хребта Хан-Хухэй и Бурен-Хурайской котловины [6]. Она аналогична вулканно-плутонической ассоциации Центральной Камчатки [7], с которой связана россыпная ферроплатиновая минерализация. Анализ петрохимического состава лав, даек и дифференцированных

тел показывает, что здесь широко проявляются процессы фракционирования в промежуточных камерах, при этом должны возникать сложные дифференцированные массивы дунит-клинопироксенит-габбрового состава. Можно предполагать, что платиноносные массивы Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Салаира являются глубинными аналогами урэгнурской вулканно-плутонической ассоциации. При этом они совмещены с вендкембрийсккими офиолитами, что затрудняет диагностику платиноносных массивов, когда вскрыты только ультраосновные дифференциаты.

В Цаган-Шибетинском поясе при разведке и добыче по рекам на южном отроге озера Урэг-Нур установлено значительное количество минералов ЭПГ. Проведенное Л.В. Агафоновым [2] и нами исследование зерен платиновых металлов из этой россыпи показывает, что преобладающим минералом является Ir-, Rh- и Cu-содержащая изоферроплатина, включающая лаурит, холлингвортит, геверсит и минералы серий боуит-кашинит Rh_2S_3-Ir_2S_3, ирарсит-холлингвортит IrAsS-RhAsS, купродсита-маланита-купроиридсита $CuRh_2S_4$-$CuPt_2S_4$-$CuIr_2S_4$. В платине встречаются включения хромитов и силикатов. Набор и состав платиновых минералов характерен для концентрически зональных ультрамафит-мафитовых комплексов уральско-аляскинского типа [5]. Установлено, что коренным источником изоферроплатины являются ультрабазит-базитовые массивы пикритовой вулкано-плутонической ассоциации.

Выявленная изоферротлатиновая россыпная минерализация – это первая находка подобного типа россыпной платины в Монгольском Алтае. Учитывая данные по Алтае-Саянской области, можно выделить единый металлогенический пояс, связанный с ордовикским этапом ультрабазит-базитового магматизма, и протягивающийся от северных отрогов Кузнецкого Алатау (Кайгадатский и Среднетерскинский массивы) через Горную Шорию (россыпные проявления платины по рекам Коурчак и Мрассу), Горный Алтай до Западной Монголии. Возможно, что этот пояс захватывает и Салаир, где также установлены ферроплатиновые россыпи и ордовикские клинопироксенит-габбровые массивы (Верх-Яминский) [8].

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (проект № 04-05-64439), ИП 6.7.1. и НШ-1573.203.5

[1] Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири // Тр. ОИГГиМ СО РАН; № 829. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1995. 151 с.

[2] Izokh A.E., Agafonov L.V., Borisenko A.S., Tolstykh N.D., Slutsker E.M., Babich V.V., Lobanov K.V., Govergovskiy Kuznetsk Alatau-Altai platinum-bearing belt in west Altai-Sayan fold region (Russia-West Mongolia). Abst interim IAGOD Conf. On Metallogeny of the Pasific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. 2004. p. 54-57.

[3] Подлипский М.Ю., Кривенко А.П. Новые данные о геологическом строении, составе и формационном типе Кайгадатского массива как коренного источника ферроплатиновой ассоциации в россыпях // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф., 31 окт. – 2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 126-132

[4] Изох А.Э., Пругов В.П., Богнибов В.И., Телешев А.Е. Платино-палладиевая минерализация в Среднетерсинском дунит-пироксенит-габбровом массиве (Кузнецкай Алатау) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. сов. М., 1992

[5] Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // Ore Geology Reviews, 2002, Vol. 20, N 1-2, 1-25

[6] Габброидные формации Западной Монголии. // Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 265 с.

[7] Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Особенности состава пород и платиновой минерализации дунит-клинопироксенитовых массивов южной части Корякско-Камчатского платиноносного пояса – Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – 194-195.

ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА – ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКОГО МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

А.Э. Изох, А.В. Лавренчук, Е.А. Васюкова
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, izokh@uiggm.nsc.ru

На кембро-ордовикском коллизионном этапе развития Западного Сангилена мантийный базитовый магматизм проявлен неоднократно. На раннем этапе это низкощелочные базитовые расплавы толеитовой серии (Правотарлашкинский массив), которые сменяются субщелочными расплавами. Дифференциация последних в разноглубинных промежуточных камерах приводит к образованию на уровне современного эрозионного среза многофазных габбро-монцодиоритовых интрузий. Эта габбро-монцодиоритовая ассоциация проявилась на Сангилене в два этапа. Первый этап (Баянкольский и Эрзинский массивы 496–489 млн лет [1]) совпадает с максимумом высокотемпературного матаморфизма М2 [2, 3]. Второй этап (Башкымугурский массив около 465 млн лет [1]) отделен от первого периодом массового гранитообразования (Улорский, Баянкольский, Ухадакский, Мутутский, Тес-Хэмский массивы). Завершается магматический этап проявлениями щелочного базитового магматизма (дайки трахидолеритов и камптонитов, дайки и массивы нефелиновых сиенитов).

Однако кроме обозначенных эпох плутонического проявления мантийного базитового магматизма в пределах Западного Сангилена широко представлен гипабиссальный дайковый базитовый комплекс. Так в междуречье Эрзина и Нарына среди крупнопорфировидных (рапакивиподобных гранитов) наблюдается большое количество синплутонических даек. При детальном картировании удалось выделить несколько этапов их внедрения. Ранними являются субгоризондальные дайки основного состава сильно будинированные и прорванные вмещающими их гранитоидами (фото 1). Параллельно им идут более поздние не будинированные дайки, но также прорванные гранитами. Еще более поздними являются субвертикальные дайки основного состава (фото 2), которые прорывают первую генерацию, имеют местами зоны закалки и прорваны аплитами, секущими вмещающие граниты.



Фото 1.

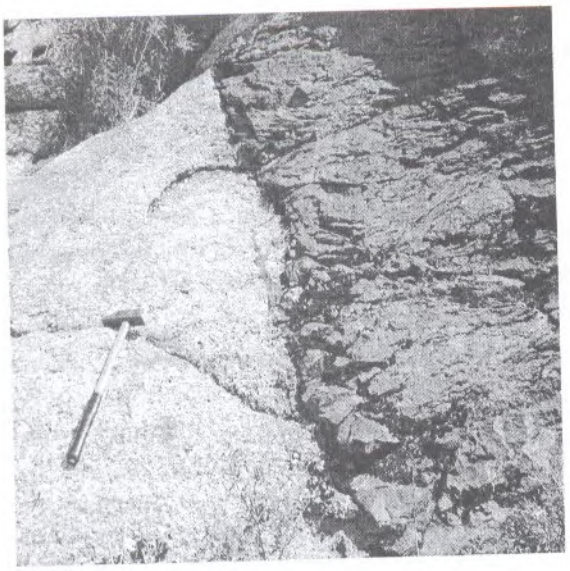


Фото 2.

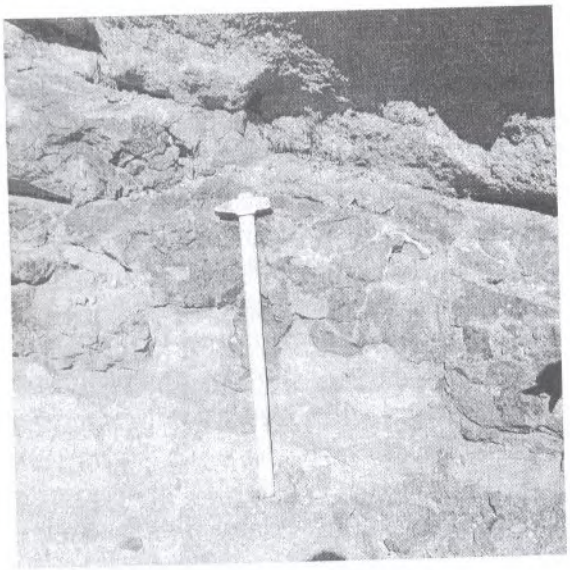


Фото 3.

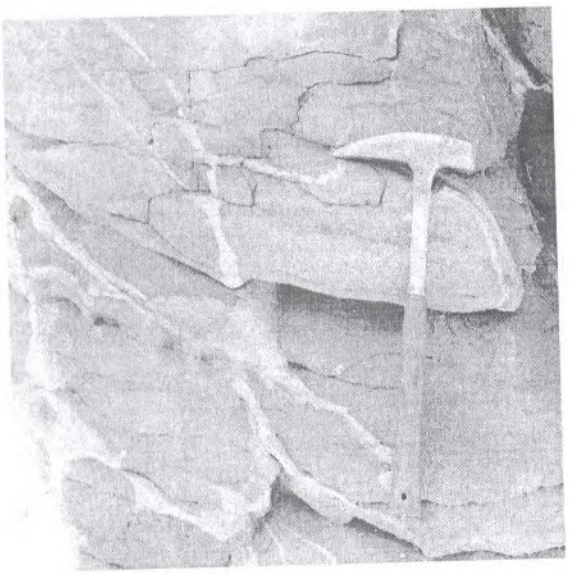


Фото 4.

Широко проявлены комбинированные дайки. Выделяется два этапа подобных образований. Ранний этап тесно связан с габбро-монцодиоритовым магматизмом и высокотемпературным метаморфизмом М2. Эти дайки наблюдаются среди зонально-метаморфического комплекса в правобережье р. Эрзин. Они испытали интенсивные складчатые деформации. Комбинированные дайки позднего этапа наблюдаются как среди метаморфических пород, так и среди гранитоидов. Их Ar-Ar датирование позволяет увязывать их проявлении со вторым этапом габбро-монцодиоритового и гранитного магматизма. Обычно это гранитоидные дайки с неправильной формы «ксенолитами» основного состава, которые, как правило, приурочены к центральной части даек (фото 3).

Иногда напротив преобладает базитовый материал, а гранитоиды наблюдаются в виде тонких иньекций (фото 4). В некоторых случаях наблюдаются сложные («дайка в дайке») комбинированные дайки.

Таким образом, для Западного Сангилена проявление мантийного магматизма происходит практически непрерывно. Даже в период массового гранитообразования фиксируется внедрение многочисленных базитовых даек, которые в разной степени взаимодействуют с гранитоидами.

[1] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. – 1999. – 7. – № 6. С. 631-643.

[2] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практич. конф., посвящ. 45-летию ФГУГП "Запсибгеолсъемка", пос. Елань (Кемер. обл.), 31 окт. – 2 нояб. – 2001. – С. 68-72.

[3] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2001. – N 3. – С. 22-43.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ И ЕЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН

В.С. Имаев, М.Г. Буслов**, Л.П. Имаева*, Б.М. Козьмин***, А.И. Мельников*, Г.И. Татьков*****.

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

**Новосибирск, Объединенный институт геологии и геофизики СО РАН

***Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

****Улан-Удэ, Институт геологии БФ СО РАН

Тектоническая природа сейсмичности этой части Евроазиатского континента, включающей в себя разнообразные геологические структуры, обусловлена активными процессами, протекающими по законам тектоники литосферных плит, хорошо объясняющими современные геологические процессы.

Характерной особенностью региона является гетерогенное коллизионно-аккреционное тектоническое строение, обусловленное объединением многочисленных блоков континентальной коры, произошедшем в результате активных процессов столкновения (торошения) древних континентальных масс и причленения ("припаивания") отдельных блоков к краям крупных существовавших континентов. Ведущим механизмом деформаций в этот период служило формирование структур сжатия – складчатых поясов (орогенов), располагающихся по периферии Северо-Азиатского блока (Сибирского кратона) с древней – дорифейской корой континентального типа [1, 2, 3]. Этот гигантский суперматерик, возникший в результате причленения к его краям подвижных орогенических поясов, принципиально отличается от других (Австралии, Африки, Южной Америки и Антарктиды), возникших при распаде и дроблении другого суперконтинента – Гондваны [4, 5].

Внутреннее строение Сибирского кратона практически недеформированной мегаструктуры, осложняется локальными структурами растяжения, представленными ранними рифейскими авлакогенами и более поздними рифтовыми образованиями фанерозойского возраста. Сближение отдельных жестких блоков в результате процессов взаимодействия крупных литосферных плит послужило основанием образования фанерозойских складчатых поясов, разделяющих собой относительно стабильные тектонические структуры. Крупнейшие из них – Центрально-Азиатский и Верхояно-Чукотский складчатые пояса. Первый – ограничивает платформу с юга и прослеживается через Алтае-Саянскую область в Забайкалье и далее на восток в Приамурье, второй – протягивается с северо-востока от шельфа моря Лаптевых, до структур Тихоокеанского подвижного пояса, состоящего из кайнозойских и современных континентальных окраин [2, 3, 6].

Строение самих поясов разнообразно и неоднородно. В их состав входят как краевые части древних платформ с развитыми пассивными окраинами палеоконтинентов, интенсивно дислоцированные в период коллизии (Верхояно-Чукотская система мезозоид), так и разные по размерам и форме микроконтиненты перемещенные на значительные расстояния (тысячи км) из своего первоначального местоположения. Кроме того, в коллаже Верхояно-Чукотского орогенного пояса встречаются фрагменты древних вулканических островных дуг, чехла и фундамента прошлых океанических и морских бассейнов, которые в совокупности образуют мощные (многокилометровые) аккреционные комплексы, которые наращивают окраины древних кратонов [7].

В последнее время его сложное строение объясняется с позиций террейнового анализа, когда история тектонического развития рассматривается как взаимоотношение разнородных блоков (террейнов), ограниченных разломами и отличающимися друг от друга происхождением, историей геологического развития и особенностями внутренней структуры [8].

Анализ пространственного распределения сейсмичности и напряженного состояния земной коры, определенный на основе параметров фокальных механизмов сильных земле-

трясений показывают, что наиболее высоким сейсмическим потенциалом сейчас обладают южная и восточная окраины континента. Здесь вышеперечисленные части Евроазиатской плиты взаимодействуют с другими плитами – гигантами (Тихоокеанской, Североамериканской) и более мелкими микроплитами (блоками), образовавшимися в результате торошения главных плит (Лаптевоморская, Охотоморская, Беринговоморская) [9, 10, 11].

Наиболее сейсмоактивной зоной является Курило-Камчатская островная дуга, где в результате субдукции Тихоокеанской плиты под Евроазиатскую происходит выделение, значительной части всей сейсмической энергии Земли. В формировании структурно-тектонического каркаса происходящих здесь землетрясений главную роль имеют надвиги и взбросы, совпадающие по простиранию с плоскостью субдукции и разрывные структуры, имеющие противоположную вергенцию (известные как зоны Тараканова).

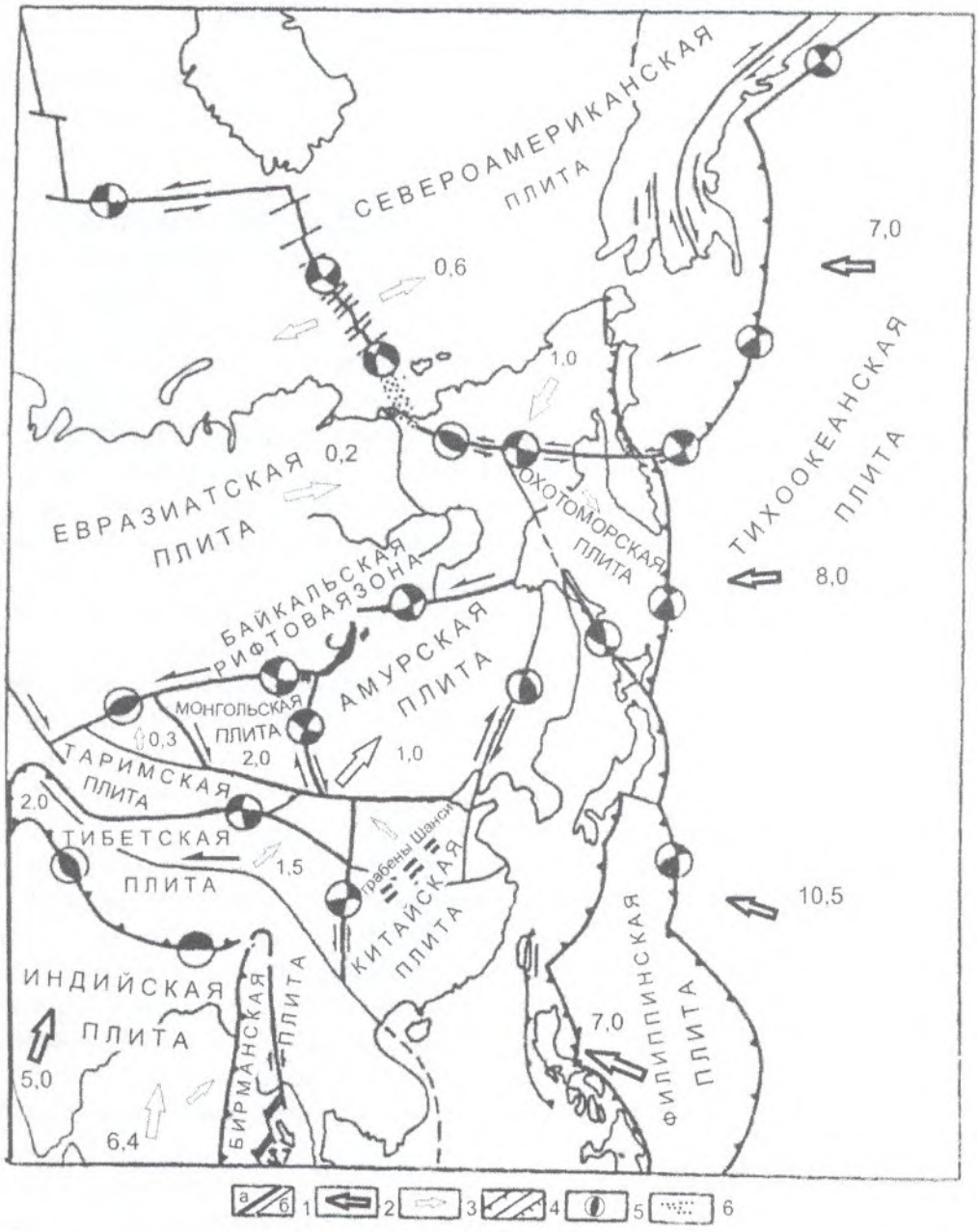


Рис. Схема современной геодинамики Внутренней Азии.

1 – крупные разрывы, являющиеся: а – границами плит, б – внутриплитными разломами; 2 – направление вектора движения плиты и ее абсолютная скорость движения см./год; 3 – направление движения внутри плиты или микроплиты в см./год; 4 – типы границ плит: а – поглощения, б – скольжения, в – растяжения; 5 – фокальные механизмы землетрясений (черная область – растяжение, белая – сжатие); 6 – зона рассеянной сейсмичности.

Другим высоко сейсмически активным регионом является Центрально-Азиатский, в пределах которого под влиянием столкновения Индийского субконтинента с окраинными структурами Евроазиатской плиты произошла коллизия и формирование отдельных микроплит и блоков различного размера, как правило, возникших на месте отдельных блоков с древней континентальной корой или микроконтинентов. Их ограничениями служат зоны позднепалеозойских разломов, по которым в позднеплейстоценовое – голоценовое время происходят сдвиговые и взбросо-сдвиговые подвижки [12, 13, 14].

Именно их границы маркируются проявлениями современной сейсмичности. Рассеянность землетрясений по площади указывает на то, что сейсмотектонический процесс протекает здесь в условиях формирования малых плит и микроплит. Мозаика хорошо подчеркивается структурным рисунком рельефа горного пояса, который представляет собой сочетание отдельных высоких хребтов и разделяющих их впадин или плато.

Центрально-Азиатский горный пояс ограничен складчатым фронтом Гималаев и Белуджистана. В современном структурном плане это альпийские горные цепи, складчатые деформации в которых продолжаются в настоящее время. Северная граница распространения геологических комплексов принадлежащих Индийской платформе, которая в результате коллизии внедряется в виде клина – индентора глубоко внутрь Евразии, проходит по так называемому шву Инда, маркирующему палеогеновую зону субдукции.

Во фронтальной части выступа – индентора располагается горный узел Памира, который по системе выпуклых разломов надвигается на север, отделяясь на востоке Каракорумским правым сдвигом, а на западе Гиндукушским левым сдвиговым разломом.

От Памира в обе стороны прослеживаются широтные дуги Гиндукуша, Гиссаро-Алая, Алтын-Тага, Кунь-Луня и Тянь-Шаня, главными сейсмогенными структурами которых являются Таласо-Ферганский правый сдвиг, Алтынтагский левый сдвиг и система широтных Тянь-Шанских надвигов и взбросов субширотного простирания, по которым палеозойские породы горных хребтов надвинуты на Таримскую впадину. Южное ограничение впадины и ее живая тектоника связана с крупнейшими в Центральной Азии Алтынтагским левосторонним сдвигом. Севернее Таримской впадины располагается еще один горный узел, состоящий структурообразующих хребтов Центральной Азии – Тянь-Шань, Алтай и Саяны. Между Тянь-Шанем и Алтаем располагается Джунгарская впадина, отделенная Джунгарским правым сдвигом северо-западного простирания.

Весьма показательна в структурном плане территория Монголии и Китая, где выделяются сравнительно небольшие микроплиты, главными из которых являются Монгольская и Китайская. Их размеры не превышают несколько сотен километров в поперечнике. Большая часть Центральной Монголии занята Хангайским нагорьем, по северному краю которого протягивается крупный Болнайский левосторонний сейсмогенный сдвиг.

Анализ данных по геодинамике этого крупного региона позволил установить три крупных кайнозойских импульса деформаций, связанных с последовательно протекающими здесь процессами горизонтального смещения плит. Первый этап, начавшийся 60–35 млн лет после столкновения Индии с Евразией, и выразился в формировании послеколлизионных гор в Гималаях, Южном Тибете и вероятно, в Южном Тянь-Шане, в то время как на Алтае и Монголии сформировались низкогорные поднятия. Начиная с 30–35 млн лет, после столкновения Индии с Памирским упором Евразии, начался второй этап горообразования. В это время высокие горы возникли в Тибете, Южном Тянь-Шане, Джунгарии, Прибайкалье и Алтае. Расширение зоны сжатия и горообразования от Индии до Тянь-Шаня шло в северном направлении, а затем от Тянь-Шаня до Байкала распространялось в северо-восточном направлении на многие тысячи километров, причем передача деформации на столь огромные расстояния происходила по принципу «домино» через жесткие структуры микроконтинентов над полями распространения возникших плюмов. Третий импульс значимых деформаций проявился наиболее сильно в субширотной полосе шириной 500–600 км., которая протягивается от Памира до Сибирского кратона и затрагивает время от 3 млн лет до современного. Эта область представляет собой наиболее тектониче-

ски напряженную часть земной коры Центральной Азии. Отсутствие мантийных плюмов под Алтаем в отличие от Тянь-Шаня, привело к преимущественно сдвиговым смещениям, блоковым торошениям и ротацией отдельных структур [15].

Отдельные горные хребты и нагорья Центральной Азии далее на север сменяются линейной системой грабенов северо-восточного простирания и обрамляющих их сводовых поднятий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая в свою очередь по долготе среднего течения р. Олекма (118–120°в.д.) сменяется субширотными структурами Станового хребта. Следует отметить, что только для БРЗ характерна концентрированная сейсмичность, тяготеющая к байкальским впадинам, в то время как для всего Центрально-Азиатского пояса свойственна большая диффузия землетрясений. Рассеянная сейсмичность свидетельствует о том, что граница плит в южной части Евроазиатского континента не является единой линией, а образована мозаикой отдельных микроплит и блоков, располагающихся между двумя главными литосферными плитами – Евразиатской и Индийской. Здесь выделяются Монгольская, Китайская, Джунгарская, Ордосская, Таримская, Алашанская, Тибетская, Памирская и Афганская микроплиты [4].

Структурный рисунок микроплит наряду с кинематикой активных разломов и данными спутниковой геодезии (GPS-методы) показывают на сближение Индийской и Евроазиатской плит в новейшее время. Глубоко вдающийся на север выступ Памира обеспечивает продвижение отдельных блоков навстречу Евразии и указывает на расталкивание микроплит в противоположные стороны от Памира – Тибетской микроплиты и Таримской на восток по крупным левым сдвигам, а Афганской микроплиты и Таджикского блока на запад по системе правых субширотных сдвигов.

Одной из немаловажных особенностей современной геодинамики и распространения деформаций в Центральной Азии являются наличие «жестких» структур микроконтинентов в «мягком» матриксе складчатых зон и мантийных плюмов, на «подушке» которых происходит перемещение и вращение этих микроплит. Передача деформаций на значительные расстояния происходила по принципу «домино» через жесткие структуры микроконтинентов над полями распространения плюмов [16].

При смещении по системам крупных сдвигов и взбросо-сдвигов, служащих границами микроплит, часто происходит поворот отдельных структур (например Монгольской микроплиты) против часовой стрелки. Это обосновывается развитием вдоль северной границы микроплиты системы Болнайского левого сдвига, на западе сдвигами Монгольского Алтая с преобладающей правосторонней кинематикой по субдолготным плоскостям. На юге микроплита ограничивается Долиноозерской или Ихэ-Богдинской зоной правых субширотных сдвигов, а с восточной стороны – Могодскими правыми сдвигами.

Выделяемая к востоку от Монгольской микроплиты Амурская плита имеет значительно большие размеры и ограничена с запада системой впадин Байкальской рифтовой зоны, которая далее по простиранию переходит в систему субширотных сдвигов Станового краевого шва. В пределах восточной части Амурской плиты сейсмичность обрамляет отдельный Становой асейсмичный блок, который проворачивается против часовой стрелки. Он ограничивается с востока – структурой Удской губы Охотского моря, с юга – крупной позднекайнозойской Зейской впадиной, а с запада – системой субдолготных горных хребтов Чельбаус и Чернышева, морфологически подчеркивающих горизонтальное сжатие, сменяющее в среднем течении р. Олекма горизонтальное растяжение, характерное для БРЗ [11].

Особенностью проявления сейсмичности, вдоль южной границы Сибирского кратона с Джугджуро-Становой складчатой системой является приуроченность большинства сейсмических событий к простиранию Станового краевого шва, геологическая история которого уверенно реконструируется, начиная с раннего протерозоя. Плоскость сместителя четко фиксируется здесь по развитию бластомилонитов и отдельных зон бластеза, которые подчеркивают специфичность процессов разрывообразования (хрупко-пластического) в данный период. Последующая активность Станового разлома проявлялась в фор-

мировании вдоль него зон диафтореза, контроле над внедрением нижнемеловых гранитоидов и рисунком речной сети водотоков, позднекайнозойского вулканизма и наличии палеосейсмодислокаций.

Такую сложную, многоэтапную историю геологического развития древних структур продолжающуюся и в настоящее время, довольно трудно объяснить чисто с позиций тектоники литосферных плит. Однако необходимо обратить внимание на этот факт, учитывая реальность формирования в областях границ плит так называемых структур длительной "дислокационной памяти", одним из главных свойств которых, является контроль над тектоническими процессами, протекающими в зонах этих разломов.

Другой, активной зоной является Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), пересекающий океанические структуры Северо-Ледовитого океана и прослеживающийся далее на континенте в юго-восточном направлении через тектонические структуры Верхояно-Колымской складчатой области мезозоид вплоть до побережья Охотского моря и далее на полуостров Камчатка [9, 11, 17].

ААСП протягивается на расстоянии более чем 8000 км и разграничивает Североамериканскую, Евроазиатскую и Охотоморскую плиты. По преобладающему типу напряженного состояния земной коры и развитию определенных морфоструктур в пределах ААСП может быть выделено несколько сейсмотектонических зон – Лаптевоморская, Хараулахская и зона хребтов Черского. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена "цепочкой" эпицентров землетрясений, пространственно приуроченной к структурам срединно-арктического хребта Гаккеля, вытянутого на расстоянии 1700 км (при ширине 80–150 км) в направлении от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. Вдоль оси хребта проходит система рифтовых впадин, при формировании которых, в процессе спрединга, преобладают напряжения растяжения и развита мелкофокусная сейсмичность. К западу от Новосибирских островов ось рифтовой зоны хребта Гаккеля приближается к краю континента и далее на шельфе прослеживается в виде разрозненных впадин, к которым тяготеют редкие землетрясения со сбросовыми подвижками по плоскостям разломов и пересекающие их трансформные сдвиги. С континентальными сейсмоактивными структурами системы хребта Черского Лаптевоморская зона связана "живыми" структурами Хараулахской зоны, для которой характерен переходный тип напряженного состояния горных пород, развитие активных структур в виде продолжения впадин рифтового типа на континенте и одновременное развитие сдвигов и сбросо-сдвигов, устанавливаемых по изучению многочисленных палео- и современных сейсмодислокаций. Дальнейшее продолжение сейсмичности в пределах горной системы хребтов Черского подтверждается повсеместным развитием активных разломов. Решения фокальных механизмов, рассчитанные в эпицентрах сильных землетрясений (M> 5,5) вместе с данными по детальному структурно-геологическому изучению активных разломов этой зоны показывают на преобладание здесь левосторонних сдвигов со сжатием вдоль северо-западного простирания зоны и правосторонних смещений по системе поперечных разломов. Следует отметить, что рассматриваемая сейсмическая зона совпадает с зоной мезозойской коллизии маркируемой крупными гравитационными аномалиями и наличием глубинных неоднородностей, что в конечном итоге предопределило заложение внутриконтинентальной границы Североамериканской и Евроазиатской плит.

Наличие четко выраженной системы впадин образующих Момскую рифтовую область которая прослеживается в пределах горной системы хребтов Черского от побережья моря Лаптевых до Охотского моря, связано с процессами растяжения земной коры, которые устанавливаются здесь начиная со среднего миоценового до верхнего плейстоценового (12 млн лет – 1 млн лет) времени. Последующее затем сближение Евразиатской и Североамериканской плит в субширотном направлении навстречу друг другу связано с изменением местоположения полюса вращения, который в современное время по независимым расчетам разных специалистов устанавливается вблизи побережья моря Лаптевых [11].

Завершая краткий обзор характера проявления сейсмичности и ее связи с современной геологической структурой, остановимся на главных закономерностях проявления современной геодинамической активности. Проведенное исследование показывает, что большая часть рассматриваемой территории принадлежит к обширной малоподвижной Евразиатской литосферной плите, активные сейсмогеологические процессы которой протекают лишь вдоль ее границ. С юга высокая сейсмическая активность обусловлена процессами Индо-Евроазийской коллизии, сформировавших в зоне своего воздействия систему микроплит, ограниченных сдвигами и взбросами, в пределах которых происходит разрядка тектонических напряжений. С востока, несомненно, влияние субдукции Тихоокеанской плиты и транспрессионное сближение Североамериканской и Евразийской плиты в субширотном направлении. Данные спутниковой геодезии (GPS-наблюдения), выполненные в последние годы для этой территории показали, что пункты наблюдений расположенные западнее предполагаемой границы Евразиатской и Североамериканской плит движутся с небольшими (чуть более нескольких миллиметров в год) скоростями в направлении к востоку, в то время как пункты измерений находящиеся к востоку от этой границы имеют западный и юго-западный вектор движения и скорость в 5–10 мм в год [18, 19].

Хорошая сходимость результатов сейсмотектонического анализа территории и данных высокоточных геодезических измерений подтверждает современное сближение Евразиатской и Североамериканской плит в субширотном направлении и хорошо обьясняет механизм "выдавливания" Охотоморской плиты к юго-востоку. Следует отметить, что в пределах единой межплитной границы, прослеживаемой от о. Гренландия до п-ова Аляски и отделяющей Североамериканскую плиту от Евроазиатской, Охотоморской и Тихоокеанской плит наблюдается частая смена геодинамических режимов: растяжение земной коры, где литосферные плиты расходятся (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Североамериканской и Евроазиатской плит); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косого сближения плит (хр. Черского); скольжение с правым сдвигом, возникшим под влиянием юго-восточного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты (участок от Командорских до Алеутских островов). И, наконец, сжатие земной коры, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений. При этом к рассмотренной границе примыкает система микроплит и блоков (Лаптевоморская микроплита, Беринговоморский блок и др.), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами и отчетливо трассируются проявлениями местной сейсмичности.

Обращает на себя следующие обстоятельства внутреннего устройства и сейсмической жизни внутриконтинентальных орогенов Азиатской части континента – осевые части их обладают большим потенциалом и реализуются в виде продольных или косых сдвигов, в то время как внешние границы сопровождаются надвигами и взбросами меньших магнитуд и землетрясений.

Другим немаловажным фактором является проявление максимальной сейсмичности в пределах краевых частей микроконтинентов, к которым тяготеют активные сейсмогенерирующие разломы рассмотренных структур.

Данное исследование выполнялось при помощи финансовой поддержке средств полученных по грантам Министерства промышленности, науки и технологии РФ (№ 43.700.12.0080 и № 43.700.12.0085), гранта № Ф0028 ФЦП «Интеграция», а также при помощи гранта «Университеты России. Фундаментальные исследования» (УР.09.01.017).

[1] Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. – Новосибирск: Наука, 1964. – 74 с.

[2] Парфенов Л.М., Натальин Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. – 1993. — N 7, с. 3-13.

[3] Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, Интерпериодика, 2001. – 571 с.
[4] Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311 с.
[5] Розен О.М. Сибирский кратон – фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, 2001, с. 227-230.
[6] Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Буш В.А., Кособоков В.Г. Территория России в современной структуре Евразии: геодинамика и сейсмичность // Проблемы динамики литосферы. Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М.: ГЕОС, 2001. С. 266-277.
[7] Sengor A.M. and Natalin B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis // The tectonic evolution of Asia. / Edited by An Yin and T.M. Harrison // Cambridge univ. press., 1996., -pp. 486-643.
[8] Nokelberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et. al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. Professional paper 1626. U.S. department of interior. USGS, 2000.
[9] Plate-tectonic map of Circum-Pacific region. Circum-pacific map series. U.S. Geological survey, 1984
[10] Ландер А.В., Бугчин Б.Г., Кирюшин А.В., Дрознин Д.В. Тектоническое развитие и параметры источника Хаилинского землетрясения в Коряки 8 марта 1991 г.: Существует ли Берингово-морская плита? // Вычислительная сейсмология и геодинамика ,1996, т. 3, с. 80-96.
[11] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000, 227 с.
[12] Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia // Science. 1975. V. 189. pp. 418-426.
[13] Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal // Journ. Geophys. Res. 1979. Vol. 84, N B7, pp. 4325-3459.
[14] Буслов М.М. Особенности кайнозойских структур северного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы науч. совещ. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 36 -39.
[15]. Buslov M.M., Klerkx J., Abdrahmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A Recent strike-slip deformation of the northern Tien-Shan // Stori F., Hodsworth R.E. and Salvini F (eds) Interplate strike-slip deformation belts. Geological Society. London. Special publicarion., 2003, N 210, pp. 53-64.
[16] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountainbelt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geology Review, 1996, N 38, pp. 430-466.
[17] Fujita K., Cook D., Hasegava H., Forsyth D., Wetmiller R. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // Geology of North America.Vol.L.: The Arctic ocean region /edited by A.Grantz,Sweeney J.F. // Geological Society of America. Boulder, 1990, pp. 77-130.
[18] Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-восточной Азии // Докл. РАН, 2004, т. 394, N 5, с. 689-692.
[19] Kogan M.G., King R.W., Steblov G.M., Lezner-Lam A, Levin V.E. Collision of Eurasian and North American Plates ib Eastern Siberia: Evidence from contininuous and relative GPS. Fall meeting American Geophysical Union, 1998, p. 218.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО МЕЗОЗОЙСКИМ КОМПЛЕКСАМ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин*, В.Ю. Брагин*, Н.Э. Михальцов*, И.В. Гордиенко**, Л.В. Кунгурцев**
*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kaz@uiggm.nsc.ru
**Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В пермское время в результате заключительной коллизионной стадии развития Палеоазиатского Океана были сформированы основные черты современной структуры Центральной Азии. Структуры фундамента Сибирской платформы имеют резкое структурное

несогласие со складчатыми системами, обрамляющими ее с юга и запада. Эти соотношения свидетельствуют об их тектоническом характере и значительных латеральных перемещениях кратона относительно его горноскладчатого обрамления, которые даже в конце мезозоя могут быть оценены в сотни километров [1]. Одной из причин, вызывающих внутриплитную тектоническую и магматическую активность, является поворот Сибирской платформы внутри так называемой «стабильной Азии» [2]. Еще одним свидетельством в пользу существенных деформаций структуры в пределах юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы являются новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым дайкам основного состава Томского магматического ареала и гранитоидам Барлакского лейкогранитового комплекса Томь-Колыванской складчатой зоны.

Становление даек долеритового состава в пределах Томского магматического ареала по результатам Ar-Ar датирования проходило в интервале 240–260 млн лет [3]. Формирование биотитовых и биотит-мусковитовых двуполевошпатовых лейкогранитов Колыванского массива, относящегося к Барлакскому комплексу в пределах Новосибирского магматического ареала имеет близкий Ar-Ar возраст 235 млн лет [4]. Нами изучено 55 образцов долеритов (7 даек) и 24 образца лейкогранитов. Все образцы прошли полный цикл температурного размагничивания с шагом 30–40 градусов. Для разделения компонентов намагниченности в долеритах использован компонентный анализ. Здесь четко идентифицируется характеристический компонент прямой полярности. Среднее направление в лейкогранитах рассчитано, используя комбинированный анализ единичных направлений и кругов перемагничивания, поскольку спектры блокирующих температур низкотемпературного и высокотемпературного компонентов в этих образцах часто существенно перекрываются. Полученные новые палеомагнитные данные по долеритам и гранитоидам имеют хорошее согласие с палеомагнитными данными по траппам Кузнецкого прогиба [5]. Рассчитанные средние палеомагнитные полюсы: PLat=65 Plong=178.7 A95=8.3 для долеритов и PLat=51.3 Plong=183.0 A95=8.6 в пределах ошибки не отличается от пермо-триасового полюса траппов Кузбасса, однако почти на 30° отличается от референтного пермо-триасового полюса Сибирской трапповой провинции. Наиболее вероятным объяснением этого может быть сдвиговое перемещение структур Кузнецкого прогиба относительно юго-западной окраины Сибирской платформы во время или после формирования названных комплексов. Масштабы сдвигов могли составлять по нашим оценкам до 400 км. Реализация такого перемещения, вероятно, происходила вдоль серии дугообразных сдвиговых зон, включая Кузнецко-Алтайскую систему разломов, отделяющую структуры Кузнецкого прогиба и Томь-Колыванской зоны от центральной части Алтае-Саянской области, и являлась результатом "проскальзывания, отставания" и, соответственно, деформации структур Кузнецкого прогиба и его обрамления при перемещении Сибирского кратона с поворотом по часовой стрелке [6]. Деформация структур Кузнецкого прогиба и его обрамления, магматическая активность на этой территории связано, по нашему мнению, с заложением присдвиговых впадин (структур типа “pull-apart”). Такой механизм формирования вулкано-тектонических структур и Кузнецкого прогиба в целом рассмотрен в работе [7].

Однако, полученные палеомагнитные данные для рубежа перми – триаса в отдельности не дают возможность оценить длительность тектонических событий связанных с внутриплитными перемещения в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса. Для решения этой задачи необходимо сравнить ряды мезозойских палеомагнитных полюсов Сибири и Восточной Европы. Анализ фактического материала, лежащего в основе траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса (ТКДП) Сибири обнаруживается парадоксальный, на первый взгляд факт – раннепалеозойский интервал изучен и обоснован значительно лучше, чем мезозойский. До настоящего времени по мезозою Сибирской платформы практически не было опубликовано ни одного определения, удовлетворяющего современным критериям палеомагнитной надежности. Отсутствие достоверных палеомагнитных данных для Сибирского региона привело к тому, что для расчета широт-

ного положения и ориентировки в пространстве Сибирской окраины Евроазиатской плиты в мезозое – раннем кайнозое использованы данные по Европе и Китаю, которые трансформированы для Сибири с помощью метода конечных вращений [8]. Такой подход, по сути, отвергает возможность каких либо деформаций внутри Североазиатского континента с раннетриасового времени.

В последнее время, в том числе усилиями авторов, мезозойский пробел в ТКДП Сибири начал заполняться. В рамках интеграционной программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" были проведены палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных комплексов Забайкальской окраины Сибирской платформы. В результате исследований вулканогенно-осадочных разрезов Чикой-Хилокской, Боргойской, Удинской рифтогенных впадин (всего более 200 образцов) удалось рассчитать положение палеомагнитного полюса Сибири на ранний мел (~ 120 млн лет назад) [2]. Полученные палеомагнитные данные подтверждены тестами обращения, складки, галек и целым рядом геологических фактов. Палеомагнитный полюс имеет координаты: PLat=72.3 PLong=186.4 A95=6.0 и статистически отличается от одновозрастных полюсов Европы [8] и Китая [9]. Различия свидетельствуют о продолжающихся в раннем мелу сдвиговых перемещениях левосторонней кинематики в пределах Центрально-Азиатского пояса, которые мы устанавливаем по данным для перми – триаса. Масштабы позднемезозойских сдвиговых перемещений могут составлять около 300 км. [1]. Укладываются в описанную тектоническую модель и палеомагнитые данные, полученные по поздней юре Забайкальской области [10]. При этом угол "поворота" Сибирской части Евроазиатской плиты относительно Европейской постепенно уменьшается в течение мезозойского времени. Если для границы перми-триаса разница в ориентировке палеоширот и палеомеридианов, по нашим данным, может оцениваться не менее чем в 30°, то для поздней юры уже не более 20°, а в раннем мелу – только 9.4°±7.5°.

Относительная стабилизация тектонических процессов, связанных с внутриплитными деформациями структуры Центрально-Азиатского пояса, произошла , вероятно в конца мезозоя (на рубеже около 80 млн лет) [2]. По крайней мере, полученные нами палеомагнитные данные [11, 12] по базанитам трубок взрыва в пределах Копьевского поднятия Минусинского прогиба статистически не отличаются от референтных данных по Европе. Формирование этих интрузий по данным Ar-Ar датирования укладывается в узкий временной диапазон позднего мела: от 74 до 81 млн лет [11]. Основным недостатком этих данных являлось то, что обоснование возраста компонентов намагниченности было недостаточно четким. Более того, ранее нами было установлено присутствие в образцах указанных пород (всего около 150 образцов более чем из 10 интрузий) стабильных компонентов намагниченности прямой и обратной по знаку наклонения полярности с разницей по склонению при обращении до 20 градусов. Носителями намагниченности в базанитах являются титаномагнетиты различного состава. Как мы полагаем, отличия в склонении могут быть обусловлены изменениями титаномагнетита, после формирования пород. Соответственно возраст приобретения намагниченности может отличаться от времени внедрения трубок взрыва. Для решения этой проблемы нами проведены специальные исследования титаномагнетитов [13].

Анализ состава титаномагнетита на микрозонде "Camebax" показал наличие двух типов изменений этого минерала. Для всех образцов установлено замещение железа кальцием. Причем, в отличие от классического случая, когда замещение кальцием идет по границе зерна, здесь кальцием пропитано все зерно титаномагнетита. Замещение железа кальцием, по всей видимости, не могло повлиять на формирование намагниченности поскольку оно связано с воздействием карбонатитового расплава/флюида на глубине. Второй тип изменений – однофазное окисление титаномагнетитов, характерен только для образцов с обратной намагниченностью. Термомагнитный анализ в модификации Is(T) показал, что для образцов с прямой полярностью стабильного компонента намагниченности,

характерно присутствие титаномагнетитов двух фаз: с Тс=350-500°С и Тс менее 100°С (последние, естественно, не несут палеомагнитной информации). В образцах с обратной полярностью наблюдается сильный разброс Тс, не соответствующих химическому составу титаномагнетитов. Отсутствие признаков окисления титаномагнетитов в породах с прямой полярностью позволяет рассматривать их намагниченность, как соответствующую времени формирования трубок взрыва. Однофазное окисление пород, несущих обратную намагниченность, указывает на метахронный характер намагниченности. Однако близость направлений прямой и обратной полярности свидетельствует о том, что процессы связанные с формированием базанитов трубок взрыва и последующим их окислением по времени различаются незначительно и, таким образом, могут совместно использоваться для расчетов палеомагнитного полюса для позднемелового интервала.

Таким образом, проведенные исследования, подтверждают справедливость сделанных ранее расчетов положения палеомагнитного полюса на поздний мел (~ 80 млн лет назад) и выводов об отсутствии крупных сдвиговых перемещений в структуре Центрально-Азиатского подвижного пояса с этого времени.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)", при частичной финансовой поддержке Президиума СО РАН – молодежный проект "Мезозойский этап тектономагматической активности в обрамлении Сибирской платформы: палеомагнитный аспект", а также Фонда содействия отечественной науки, Фонда Президента Российской Федерации (грант МК-4334.2004.5) и РФФИ (проект 04-05-64363)

[1] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В. Палеомагнитное обоснование внутриплитных сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии в конце мезозоя // Материалы науч. совещ. по Программе фундамент. исслед. "Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского пояса (от океана к континенту)", ИЗК СО РАН, Иркутск, 2003, с. 171-174.

[2] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Положение раннемелового палеомагнитного полюса по результатам исследований рифтогенных впадин юга Сибири: аргумент в пользу сдвиговых перемещений в структуре центральной Азии в конце мезозоя // Геол. и геофиз., 45(12), 2004 (в печати).

[3] Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рубцов А.Ф., Гимон В.О. Совершенствование Обской подсерии Западно-Сибирской серии легенд Госгеолкарты-200: 2. Корреляция магматических комплексов северной части Колывань-Томской складчатой зоны. – фондовая (отчет по теме № 9-99), Новосибирск, 2000, 342 с.

[4] Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. – Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. Отв. ред. О.П. Иванов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 227 с.

[5] Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм трапповой формации Кузнецкого прогиба // Геол. и геофиз., в печати.

[6] Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным. – Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2002, 40 с.

[7] Berzin N.A. A Kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constraints // Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia, Abstracts of Third Workshop IGCP-420, Novosibirsk, GEO, 2001, p. 8-11.

[8] Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geoph. Res., 2002, v. 107, No B11, p. 1-31.

[9] Gilder S., Courtillot V., Timming of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block // J. Geoph. Res., v. 102, No B8, 1997, p. 17713-17727.

[10] Kravchinsky V.A., Cogne´ J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int., 2002, v. 148, p. 34–57.

[11] Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г. Позднемеловой эпизод внутриплитового магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геол. и геофиз., 40(4), 1999, с. 576-582.
[12] Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.Э. Позднемезозойские внутриплитные сдвиговые перемещения в структуре Центральной Азии по палеомагнитным данным // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XX Всерос. молодежной науч. конф. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003, с. 60-62.
[13] Брагин В.Ю., Цельмович В.А. Титаномагнетит в меловых трубках взрыва Северо-Минусинской впадины // Материалы Междунар. науч. семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород". Казань, 2004 (в печати).

СООТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА И МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА (ЧЕРНОРУДСКАЯ ЗОНА ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ)

В.В. Ким, С.Н. Чамов
Москва, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова,
kimkin@yandex.ru, clawhammer@yandex.ru

В результате исследований проведенных в Приольхонье (Западное Прибайкалье), был выделен новый класс механических смесей, названный метаморфическим минглингом (Федоровский и др., 2003). Эти специфические образования были обнаружены в узкой (1,5 км), но протяженной (50 км) полосе северо-восточного простирания, известной как Чернорудская зона. Породы зоны охвачены метаморфизмом гранулитовой фации регионального метаморфического ореола. Примечательная черта Чернорудской зоны – ее насыщенность телами метагабброидов и метаультрабазитов, размеры которых колеблются от первых метров до первых сотен метров в поперечнике. Ранее эти тела рассматривались как продукты дометаморфических внедрений, участвующих в строении синметаморфических аллохтонных пластин. Обнаружение метаморфического минглинга (сегодня получены данные о синметаморфическом внедрении мантийных пород) привело к необходимости пересмотра представлений о стиле тектоники Чернорудской зоны в целом.

Внутреннее устройство Чернорудской зоны характеризуют три основных вида структурных ансамблей:

1) На тех участках, где нодули метабазитов и метагипербазитов не встречены, породы метаморфической рамы образуют пакеты линейных складок северо-восточного простирания;

2) На остальной площади появление тел метабазитов и метагипербазитов приводит к резкому изменению структурных рисунков во вмещающей их метаморфической раме. Сами нодули метабазитов имеют в плане округлую или овальную форму. Вмещающие породы (двупироксеновые гнейсы, кварциты, и мраморы) субконформно облекают их, образуя сложные складчатые формы. Кольцевые складки окружают практически каждый из нодулей;

3) Широко развитый в зоне синметаморфический мраморный меланж многократно с несогласием перекрывает остальные структурные формы, протрудирует в остальные породы, зачастую затушевывая генеральную линейную геологическую структуру. Вместе с тем, возникавшие покровы меланжа охватывались более поздними сдвиговыми деформациями, что привело к еще большему усложнению общей структуры.

Одной из наиболее представительных площадей является небольшое низкогорное плато, расположенное между верховьями рек Тонта и Горхон. В 2004 г. здесь было проведено детальное повторное картирование опорных участков с использованием аэрофотоснимков масштаба 1:5000. Одна из целей этой работы – выяснение соотношений структур

метаморфического минглинга и синметаморфического мраморного меланжа. Такая задача стала актуальной после того, как были получены аргументы в пользу синметаморфического внедрения мантийных магм и самые различные эпизоды кинематики оказались практически одновременными.

И мраморный меланж, и метаморфический минглинг в итоге оказываются специфическими механическими смесями. Генезис их совершенно не сопоставим, однако морфология самих продуктов смешения весьма сходна. И действительно, если метаморфический минглинг возникает как следствие внедрения мантийных магм в маловязкую метаморфическую среду (результат – фрагментация магмы и закатывание нодулей в пластический матрикс в процессе сдвиговой деформации), то мраморный меланж появляется как результат высокой пластичности мраморов в реологически неоднородной среде, охваченной сдвиговой деформацией. Мраморы оказывается тектонически неустойчивыми, они начинает вести себя как протрузии, выжимается из мест автохтонного залегания, «блуждают» по разрезу, захватывая на своем пути обломки силикатных пород. Вместе с тем, механизмы реализации метаморфического минглинга и мраморного меланжа несут и черты сходства. Во всяком случае, морфологическое сходство их очевидно: и в том, и в другом примерах мы наблюдаем, как в пластическом субстрате «плавают» маловязкие, «жесткие» включения. Видимо именно поэтому, несмотря на несравнимый генезис этих образований, структурные ансамбли, образованные ими, обнаруживают такое необычное сходство. Определенное значение имело и то, что процессы формирования минглинга и меланжирования неоднократно накладываются друг на друга, без какой-то определенной закономерности. Варианты таких наблюдаемых соотношений меняются от места к месту. Если до открытия явлений метаморфического минглинга, структура мраморного меланжа была хотя и не проста, но понятна, то теперь стало трудно отделять сам мраморный меланж от продуктов минглинга, ибо вмещающей средой базитовых нодулей являются не только гнейсы и кварциты, но и сами мраморы. И не только собственно мраморы, но и мраморный меланж в том числе. Вместе с тем имеются и наблюдения, которые позволяют утверждать, что последние проявления мраморного меланжа можно рассматривать как финальные эпизоды соотношений этих двух синметаморфических процессов. Несмотря на это, трудности в распознавании природы этих образований в том или ином конкретном пункте остаются.

В пределах участка детальных работ распространены многочисленные нодули метабазитов малых и средних размеров и лишь одно тело метабазитов имеет «приличный» размер – 70 м в поперечнике и 150 м в длину. Вмещающие породы – двупироксеновые гнейсы, кварциты и мраморы. Силикатные породы, несмотря на то, что они гораздо менее пластичны, чем мраморы, ведут себя подобно вязкой жидкости, обтекая нодули базитов. По-видимому, частично это в какой-то мере связано с резко нарастающей реологической неоднородностью среды в условиях метаморфизма. В пределах опорного участка присутствует и мраморный меланж. Он картируется здесь в виде двух протяженных полос сложной формы, имеющих в целом северо-восточное простирание. В этом направлении площадь выходов мраморного меланжа быстро возрастает. Немало здесь и нодулей метабазитов.

Мраморный меланж (и это примечательно) образует складчатые формы, которые не отличаются от структур, образованных породами метаморфической рамы, облекающими здесь же нодули базитов. По-видимому, в современном срезе мы можем наблюдать лишь часть таких нодулей. Многочисленные концентрические структуры, образованные метаморфическими породами рамы, почти наверняка обрисовывают невскрытые на поверхности другие (еще более многочисленные) нодули метабазитов. В целом, в пределах участка, подобные концентрические структуры наблюдаются и в связи с меланжем, и в связи с минглингом. Сумма локальных данных позволяет предположить, что внедрение базитовой магмы и формирование структур метаморфического минглинга происходило уже после транспрессии мраморов и образования мраморного меланжа. В пользу этого говорит и тот

факт, что далее по простиранию данной полосы развития мраморного меланжа по мере исчезновения базитовых тел характер структур мраморного меланжа радикально меняется. Мраморы образуют линейные структуры и несогласно пересекают кварциты и гнейсы.

В юго-восточной части рассматриваемого сегмента ситуация иная. Мраморный меланж не образует кольцевых форм и с несогласием пересекает структуры метаморфического минглинга. Кроме того, картирование позволило обнаружить несколько полностью «закатанных» в мраморный матрикс тел базитов и амфиболитов (предположительно по габброидам). Содержание обломков базитов в качестве включений в мраморном меланже на данном участке также повышено. Характер развития мраморов здесь указывает уже на более позднее по отношению к метаморфическому минглингу развитие мраморного меланжа.

Рассмотренные выше участки расположены на расстоянии километра друг от друга и находятся в целом в рамках единой структуры. Этот факт говорит о том, что если в каждом конкретном, частном случае, процессы меланжирования и метаморфического минглинга происходили последовательно, то в общем случае, они протекали синхронно. Пока что мы не располагаем инструментом для определения времени начала или конца этих явлений. Вероятно, что на некоторых участках шло их чередование, а где-то они формировались одновременно.

Хотя метаморфический минглинг и мраморный меланж имеют совершенно различный генезис, их геодинамическая позиция едина. Оба этих явления связаны с коллапсом коллизионной системы, протекавшем в сдвиговой обстановке. Мраморный меланж сформировался в результате транспрессии мраморов в зону с относительно более низким давлением, в то время как метаморфический минглинг есть прямое следствие обстановки растяжения. По-видимому, единая геодинамическая позиция этих процессов обусловила их синхронность и совместное развитие.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 02-05-64182).

ГЕОДИНАМИКА И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО И БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.И. Киселев, К.Н. Егоров
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akiselev@crust.irk.ru

Модели геодинамических обстановок проявления кимберлитового магматизма не являются универсальными и обычно учитывают региональные особенности отдельных алмазоносных провинций и кимберлитовых полей. Применительно к Сибирской платформе в последнее время оживленно обсуждается вероятность связи кимберлитового магматизма с рифтогенезом (авлакогенезом) [1, 2]. При таком подходе следует иметь в виду, что деструктивные рифтогенные процессы с одной стороны влияют на транзит и структурные условия локализации кимберлитовой магмы, а с другой – приводят к утонению кратонизированной литосферы, разрушению ее основания и сокращению алмазного потенциала. Области максимального проявления растягивающих напряжений в рифтовых зонах являются благоприятны для развития в их пределах собственно базитового магматизма. Но рифтогенез в той или иной мере затрагивал и стабильные блоки платформы, в пределах которых проявился не только базитовый, но и кимберлитовый магматизм. В таком случае возникает необходимость осмысления связи между подлитосферными процессами, вызывающими образование кимберлитовых магм, и структурами верхней коры, влияющими на их размещение [3, 4].

Эпоха среднепалеозойской тектономагматической активности, сопровождаемая растяжением литосферы и образованием рифтовых структур, охватывала как Восточно-Европейскую, так и Сибирскую платформы. Во многом она имела унаследованный характер и наиболее полно проявилась в районах, ослабленных рифейским рифтогенезом [5]. Активизация могла быть связана с реализацией внутриплитных напряжений, генерируемых на краях плит, а также с подлитосферными энергетическими источниками. Согласно А. Шонгеру [6], из-за более высокой скорости вращения Северо-Азиатского кратона относительно Восточно-Европейского, в позднем девоне устанавливается наивысшая скорость деформации при образовании складчатой структуры Алтаид, примыкающих к Северо-Азиатскому кратону. Одновременно происходит раскрытие Вилюйского, Кютюнгдинского и Собопольского палеорифтов на пассивной континентальной окраине платформы, подвергнутой интенсивному растяжению Канадские геологи рассматривают альтернативный механизм растяжения, связывая его с активностью Якутского плюма [7]. Среднепалеозойские палеорифты представляют недоразвитые ответвления тройных сочленений рифтовых систем, основное тело которых было перекрыто структурами Верхоянского складчато-надвигового пояса [5, 8, 9].

В циклах тектонотермальной активности древних платформ кимберлиты проявляются изолированно или в пространственно-временном совмещении с продуктами карбонатитового, щелочно-ультраосновного и базитового магматизма. Так, на северо-востоке Сибирской платформы Далдыно-Оленекский ареал среднепалеозойских кимберлитов, по крайней мере, в его юго-западной части, не сопровождается другими одновозрастными магматитами. Его структурное положение, вероятно, связано с активизацией древних разломов глубинного заложения во время рифтогенеза. Другой ареал, содержащий в целом небольшое число кимберлитовых тел в пределах Мирнинского и Накынского полей, находится в зоне высокой магматической проницаемости, трассируемой среднепалеозойским Вилюйско-Мархинским дайковым поясом базитов протяженностью более 700 км на северо-западном плече Вилюйского палеорифта. Только здесь в виде трубочной (эксплозивной) фации присутствуют не только кимберлиты, но и базиты. В Мало-Ботуобинском районе трубчатые тела кимберлитов и эксплозивных базитов пространственно могут быть, как сближены, так и удалены на довольно большие расстояния друг от друга. В Накынском районе, изученном пока гораздо хуже, тела эксплозивных брекчий неясной морфологии вместе с жилами и дайками высокощелочных базитов группируются как возле кимберлитовых тел, так и на значительном (10–30 км) от них расстоянии.

Полученные нами аналитические данные позволяют сделать предположение о глубинном плюмовом источнике среднепалеозойских субщелочных базитов. Так базиты северо-западного плеча Вилюйского палеорифта, слагающие интрузивные тела в Накынском поле и покровы эффузивов аппаинской свиты, попадают в поле OIB (базальтов океанических островов) и располагаются между конечным членом тренда плюмовых составов (FOZO) и источниками, представляющими обогащенную мантию (EM1, EM2 и HIMU – источник с повышенным U/Pb отношением). Исходя из индикаторных La/Yb и Th/Ta отношений, также можно предполагать плюмовый источник исследуемых базитов. Низкие Th/Ta и высокие La/Yb отношения могут отражать плавление на различных глубинах в мантийном плюме или обогащение последнего в случае рециклинга океанической коры.

Распределение нормированных по составу примитивной мантии редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых базитах ближе всего соответствует таковому OIB, особенно в области легких РЗЭ. Отмечается некоторое обогащение исследуемых базитов тяжелыми РЗЭ относительно OIB, для которых по совокупности редкоэлементных и изотопно-геохимических данных признается глубинный плюмовый источник. По сравнению с сибирскими траппами, для среднепалеозойских базитов Вилюйского палеорифта характерна обогащенность РЗЭ, главным образом, легкими. Повышенные радиогенные отношения изотопов стронция в этих базитах (0.70549.70603, 0.70622, 0.70645 – субщелочные долериты; 0.70880, 0.70893 0.70946 – щелочные базиты, современ-

ные отношения), вероятно, обусловлены контаминирующим влиянием континентальной коры.

Геодинамическая обстановка среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза в восточной части Сибирской платформы рассматривается нами в свете плюм-литосферного взаимодействия. Базитовый и кимберлитовый магматизм в области Вилюйского палеорифта связывают с проявлением Якутского плюма (66^0 N, 132^0 E), расположенного примерно в 280 км к В-СВ от устья р. Вилюй [7]. В среднем палеозое этот плюм центрировал тройное сочленение рифтовых систем, две из которых находились в пределах современного положения Верхоянского складчато-надвигового пояса, а третья, направленная в глубь континента, сохранилась как Вилюйский палеорифт. Идентификация плюма основывается на субрадиальной ориентировке Молодинского, Вилюйско-Мархинского и Чаро-Синского дайковых поясов относительно центральной части плюма.

Последовательность тектономагматических событий в процессе развития Вилюйского палеорифта в целом соответствует импактной модели взаимодействия плюма с литосферой или модели активного рифтинга. Декомпрессионное плавление наиболее полно начинается тогда, когда головная часть плюма приходит в соприкосновение с основанием литосферы. Плавление продолжается до тех пор, пока плюм поднимается и уплощается. При этом происходит поднятие топографической поверхности, образование свода и подъем базитовых магм к поверхности. Плюм должен оказывать давление с нормальной силой, эквивалентной 1-3 км поднятия поверхности основания литосферы, чтобы инициировать рифтинг [10]. Обычное запаздывание фазы максимального растяжения относительно главной фазы вулканизма, наблюдаемое как в Вилюйском рифте, так и во многих кайнозойских рифтовых зонах, скорее всего, зависит от прочности литосферы и от внешних управляемых плитами сил. Стиль растяжения литосферы контролируется скоростью. Медленное растяжение производит широкие области растяжения (своды, дайковые рои), а быстрое – узкие зоны (рифтовые впадины) [11]. Скорость плавления и количество расплава, генерируемого плюмом, определяется его избыточной температурой относительно окружающей среды, а также мощностью литосферы и ее физическими свойствами. На Сибирской платформе масштабная магматическая продуктивность в среднем палеозое потенциально могла ограничиваться областями древней деструкции – рифейскими авлакогенами с утоненной и ослабленной литосферой. В рифее на месте Вилюйского палеорифта утоненная литосфера по отношению к смежным кратонным областям могла быть в пределах недавно выделенного позднепротерозойского Нюрбинского орогенного пояса [12]. Подъем вещества плюма под тонкую литосферу сопровождался более высокой степенью частичного плавления и образованием больших объемов исключительно базальтовых расплавов. Аналогичная ситуация наблюдается в Восточной Африке, где кайнозойский рифтогенез максимально проявился в областях, охваченных панафриканской орогенией. Прекращение подъема плюма под архейскими террейнами с мощной (до 200 км и более) тугоплавкой литосферой происходило на более глубинных уровнях. Здесь из-за повышенного давления вещество плюма подвергалось более низкой степени частичному плавлению [13]. В этих условиях появлялись расплавы, соответствующие кимберлитам и другим щелочно-ультраосновным и щелочным типам глубинных магматитов. Пространственно-временная сопряженность кимберлитовых и базитовых магм относится к зоне перехода от слабо нарушенных кратонных частей литосферы большой мощности к местам интенсивного ее растяжения и утонения. Отражением этой зоны на поверхности могут быть протяженные дайковые пояса базитов с сопряженными с ними полями кимберлитов. Установленная в пределах Вилюйско-Мархинского пояса последовательность магматизма от широкого проявления базитов к ограниченному кимберлитов может быть связана с уменьшением термальной активности плюма во времени и заглублением уровней магмообразоваия. Кимберлитовые расплавы также могли образоваться в участках метасоматически измененной литосферы при термальном воздействии плюма. Однако этот механизм не согласуется с изотопно-геохи-

мическими характеристиками якутских кимберлитов [14], но может объяснить образование щелочных высококалиевых базитов, прорывающих кимберлиты Нюрбинской трубки.

Данные сейсмической томографии, а также численное и физическое моделирование расширили представления о формах проявления и динамике плюмов [15]. В ситуации, когда нижнемантийный плюм (суперплюм) преодолевает границу между нижней и верхней мантией (670 км), достигает основания литосферы и растекается латерально на большие расстояния (порядка первых тысяч километров), могут происходить излияния огромных объемов базальтовой магмы (пермотриасовые сибирские траппы) на обширной территории. Латеральное растекание вещества плюма из-за более низкой плавучести, зависящей от его температуры и состава, может осуществляться на границе между нижней и верхней мантией, а также в верхах нижней мантии [16]. Это ведет к образованию термального и химического пограничного слоя, который вследствие конвективной нестабильности может одновременно продуцировать плюмы второго порядка. В зависимости от условий взаимодействия этих плюмов с литосферой, определяемых их составом и термальным потенциалом, а также мощностью, прочностью и напряженным состоянием литосферы, могут быть проявлены разные формы эндогенной активности, такие как сводообразование, рифтогенез, кимберлитовый и базальтовый магматизм. Поэтому не исключается возможность связывать геодинамику проявления среднепалеозойского магматизма на востоке Сибирской платформы с функционированием как одного крупного нижнемантийного плюма, так и нескольких мелких плюмов, поднимающихся от границы верхней и нижней мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-65286).

[1] Дукарт Ю.А., Борис Е.Н. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж, 2000 – 161 с.

[2] Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. – М.: Недра, 1975. 182 с.

[3] Хелмштедт Х.Х., Герни Дж. Дж. Геодинамический контроль кимберлитов – какую роль играют горячие точки и плитная тактоника? // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 461-476.

[4] Haggerty S.E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 122. P. 57-69.

[5] Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.

[6] Sengor A.M.C. and Natal'in B.A. Paleotectonic of Asia: fragments of a synthesis // Tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, Los Angeles, 1996. – P. 486-640.

[7] Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes / Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 297-333.

[8] Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.

[9] Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the Estern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geol. 2000. V. 108. P. 381-401.

[10] Arndt N.T., Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. No B7. P. 10967-10981.

[11]. Windley R.F. The evolving continents. 3rd Edit. – Chichester-N.Y. – Brisbane-Toronto-Singapore: J. Willie & Sons, 1999. 439 p.

[12] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК, "Наука / Интерпериодика", 2001. 572 с.

[13] Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes / Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 5-22.

[14] Агашев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т. Похиленко Н.П., Серенко В.П. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90-99.

[15] Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции мантии и

ее геодинамические следствия // Вестн. ОГГГН РАН. 1999. № 3(9). С. 105-139.
[16]. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to shot-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe / Mantle plumes: their identification through time. Spec. Paper 352. – Colorado, 2001. P. 37-58.

ГЛАВНЕЙШИЕ БИОТИЧЕСКИЕ/АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ФИКСИРУЕМЫЕ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ АНГАРИДЫ

А.Г. Клец
Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, KletzAG@uiggm.nsc.ru

Каменноугольный период является заключительной фазой существования Палеоазиатского океана, закрывшегося в результате коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского (Ангариды) материков [1]. На время карбона история геологического развития окраинных морей Ангариды представляется в виде серии сближенных по времени событий, разделенных непродолжительными относительно стабильными периодами развития. В противоположность западной окраине Ангариды, где преобладали процессы сжатия, у ее восточной окраины, в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины, широко проявился раннекаменноугольный рифтогенез [2], который во многом определил ее последующее развитие в позднем палеозое. В карбоне окраинных морей Ангариды выявлено несколько биотических и абиотических событий. Относительно стабильным периодам развития в разрезе отвечают опорные корреляционные интервалы, связанные, как правило с трансгрессиями (рис.).

Поздний турне является фазой максимальной стабилизации в развитии Ангариды, финальной в ее среднепалеозойской истории. Она отвечает времени максимума раннекаменноугольной трансгрессии, нивелировки условий осадкообразования и расцвета биоты. На шельфе материка отлагались однородные криноидные, криноидно-брахиоподовые и органогенно-полидетритовые осадки карбонатных платформ. Вулканический материал, как у восточной, так и у западной окраины континента, в них полностью отсутствовал [3], [4].

Первое в последовательности био/абиотических событий, **Щегловское**, приурочено к границе турнейского и визейского веков. Выражено оно как существенным уменьшением таксономического разнообразия различных групп фауны, так и резкой сменой литологии. Наиболее полно событие изучено в Кузнецком бассейне и приурочено к основанию подъяковского горизонта или к границе костенковской и щегловской (семенушкинской) свит, откуда и происходит само название. Темно-серые криноидные известняки крапивинской свиты сменяются зеленовато-серыми кристалло- и витрокластическими туфами, туфопесчаниками щегловской толщи. У восточной окраины Ангариды это событие выражено не менее резко. Литологически граница проявлена здесь с удивительной схожестью *так же* как и у западной окраины. С событием связывается начало формирования верхоянского терригенного комплекса, содержащего в основании прослои и пачки зеленовато-серых витро-, кристаллокластических туфов и кремнистых пород. Климат стал более холодным, на что указывает отсутствие в отложениях визейско-серпуховского возраста колониальных кораллов и некоторых родов брахиопод (Gigantoproductus, Striatifera) – индикаторов тропических вод. К этому уровню приурочено зарождение Бореальной палеобиогеографической области. Причиной этому мог быть дрейф Сибирского материка из низких широт в высокие [5].

Косвенным свидетельством широкой проявленности Щегловского события в окраинных морях Ангариды может служить факт его описания и на самом континенте. С

этим временем Н.И. Акулов [6] связывает третью фазу тектоно-магматической активизации на Сибирской платформе, которая сопровождалась заложением по краям континета рифтовых и рифтогенных систем – осадочных бассейнов.

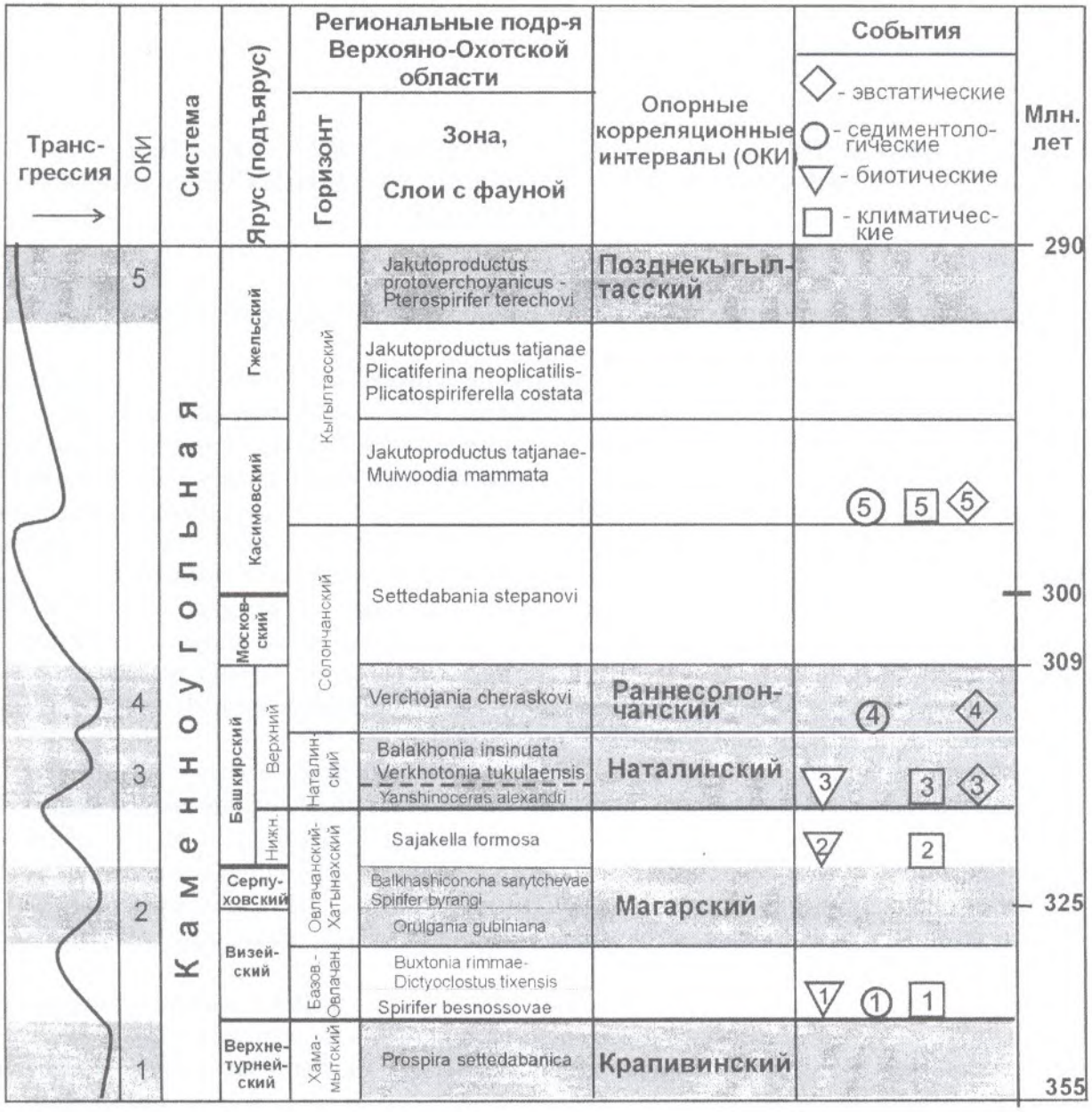


Рис. События и связанные с ними рубежи в карбоне окраинных морей Ангариды

Дальнейшее резкое похолодание фиксируется на границе раннего и среднего карбона (**Срединно-каменноугольное** событие), где относительно теплолюбивая лепидофитовая флора сменяется псевдолепидофитовой (тундровой) и папоротниковидной [7]. Эта смена флористических комплексов наиболее полно задокументирована в Северной Монголии и Кузбассе, где приурочена к границе евсеевской и каезовской свит.

Магарский ОКИ и характеризующий его фаунистический комплекс хорошо диагностируется и прослежен во всех морских осадочных бассейнах по периферии Ангариды и отвечает максимуму позднераннекаменноугольной трансгрессии.

Следующее по времени важнейшее событие, **Тылахское**, приходится на середину башкирского века. У восточной окраины Ангариды после магарского этапа интенсивного

заполнения осадками рифтогенных бассейнов наталинская трансгрессия, может быть и не столь масштабная как предыдущая магарская, но пришедшая на уже более или менее выровненную поверхность, покрыла водами гораздо большие площади и принесла новый («верхоянский») тип фауны. Практически полностью исчезли из разрезов прослои обломочно-карбонатных пород, которые еще встречались в подстилающих отложениях. В фаунистических сообществах доминирующая роль стала принадлежать родам и целым семействам, характеризующим только бореальную биогеографическую область. У западной границы Ангариды с этим событием связано полное исчезновение морских обстановок в связи с окончательным закрытием Палеоазиатского океана. На этом рубеже в Западно-Сибирском бассейне морские отложения сменяются континентальными [8], а в Кузнецком бассейне – начинают формироваться угли (граница каезовской и мазуровской свит). Климатическое событие отмечено потеплением, выразившееся в смене псевдолепидофитовой флоры кордаидовой.

Четвертое и пятое события (**солончанское и кыгылтасское**) зафиксированы только у восточной окраины Ангариды и связаны с очередными трансгрессивными импульсами.

Из пяти событий наиболее проявленными в осадках окраинных морей Ангариды являются **Щегловское** и **Тылахское.** С точностью до одной биозоны они синхронны в осадках всех окраинных морей. Оба отмечены вспышкой вулканической активности, перестройкой палеогеографического плана осадочных бассейнов, изменением климата и путей миграции морских фаун, горообразованием на континенте и началом формирования мощного терригенного комплекса в окраинных морях. Синхронность различных событий (седиментологических, биотических, климатических, эвстатических), узнаваемых в отложениях окраинных морей по периферии крупного материка, может быть обусловлено только глобальными геодинамическими процессами, в которые был вовлечен материк Ангарида.

Работа выполнена при финансовых поддержках РФФИ (грант № 04-05-64318) и СО РАН – а) Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», б) Интеграционный проект СО РАН–УрО РАН «Строение и природа доюрского фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований)».

[1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. 1994. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, № 7–8. С. 8-28.

[2] Парфенов Л.М., Кузьмин М.И., ред. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 572 с.

[3] Розонова Е.Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Ин-т геологии и разработки горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 139 с.

[4] Булгакова М.Д. Новые данные о вулканогенных и кремнистых породах в основании верхоянского комплекса (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. Литология. 1966. Т. 171, № 3. С. 713–716.

[5] Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993, т. 1. № 2, с. 67–77.

[6] Акулов Н.И. Среднепалеозойская тектоно-магматическая активизация на Сибирской платформе // Литосфера, 2003, № 2, с. 65–74.

[7] Дуранте М.В. Положение основных геохронологических рубежей во флороносных отложениях верхнего палеозоя Кузбасса (состояние проблемы) // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Сб. науч. трудов. Т. 1. Новосибирск. 1996. С. 23-35.

[8] Клец А.Г. Карбон Западно-Сибирской плиты: стратиграфия и основные черты палеогеографии // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии: Сб. науч. статей. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 139–149.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ СО СНЯТЫМИ ПОСЛЕТРИАСОВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ МАСШТАБА 1:1000000 (предварительная версия – рабочий макет)

А.Г. Клец, В.А. Конторович, С.Ю. Беляев, Е.В. Белова, О.В. Золотова, Н.Г. Изох, И.А. Иванов, А.В. Каныгин, В.А. Каштанов, А.Э. Конторович, В.О. Красавчиков, С.А. Моисеев, С.В. Рыжкова, С.В. Сараев, Н.В. Сенников, И.Г. Тимохина, Ю.Ф. Филиппов, А.Н. Фомин

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, KletzAG@uiggm.nsc.ru

При составлении геологической карты Западно-Сибирской геосинеклизы со снятыми послетриасовыми отложениями в качестве фактологической основы были использованы крупномасштабные карты распределения аномального магнитного поля, гравитационного поля и структурная карта по поверхности А (подошвы мезокайнозойского чехла). Был детально изучен керн доюрских пород большинства из более чем 3000, вскрывших породы фундамента, скважин. Проанализирован весь доступный фактический материал, касающийся литологической характеристики доюрских отложений, как опубликованный в открытой печати, так и из фондовых источников. Ревизованы палеонтолого-стратиграфические данные по более чем 500 скважин. С использованием современных методов компьютерной обработки были переинтерпретированы большинство сейсмических профилей. При построении сводной карты были учтены следующие геологические карты: на территорию Широтного Приобья В.С. Бочкарева (1995), выполненная в масштабе 1:500000; карта Западно-Сибирской плиты В.С. Суркова (ред.) масштаба 1:2500000 (1997) и Геологическая карта Урала масштаба 1:1000000 (1980).

На территории ЗСГ глубокими скважинами выявлены различные типы пород – магматические от ультраосновных до кислых, метаморфические и осадочные разного состава. Широк и возрастной диапазон отложений – от протерозой–раннепалеозойских до триасовых включительно. Из осадочных пород широким рапространением пользуются карбонатные породы. Они представлены как органогенными разностями, так и обломочными и хемогенными с прослоями глинисто-кремнистых пород. Метаморфические породы представлены гнейсами, амфиболитами, глинистыми и хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и их разновидностями. Широко распространены вулканогенные образования, как древние (нижний–средний палеозой), так и относительно молодые (триас). По составу преимущественным распространением на площади пользуются эффузивы основного состава, очень часто переслаивающиеся с нормально осадочными породами. Вулканогенные породы триасового возраста чаще имеют средне-основной состав, туфы находятся в подчиненном положении.

Разрывные нарушения чрезвычайно широко представлены в доюрском комплексе Западно-Сибирской геосинеклизы. Здесь установлены разломы всех кинематических типов: сбросы, сдвиги, надвиги (вплоть до тектонических покровов).

Принципиально, дизъюнктивы можно разделить на две категории. Первая – домезозойская (дотриасовая), вторая – раннетриасовая. Основные разломы первой категории связаны с коллизионными явлениями разных эпох складчатости (от добайкальского до позднегерцинского). Это разломы (разломные зоны) взбросо-надвигового кинематического типа, часто осложненные позднее сбросовыми, либо сдвиговыми подвижками. Зоны разломов этой категории ограничивают области фундамента разного возраста консолидации и разграничивают опущенные и приподнятые зоны внутри этих областей. По ориентировке дизъюнктивы этой категории можно разделить на три группы: субмеридиональные (в Приказахстанской области), северо-восточные (в Приуральской области) и северо-западные (в Центрально-Западносибирской области). Эти разрывные зоны почти всегда контролируют размещение массивов ультраосновных и основных магматических пород.

Ко второй категории разломов относятся ограничивающие триасовые грабен-рифты

нарушения. Их простирание совпадает с ориентировкой самих грабен-рифтов, преимущественно субмеридиональное и северо-восточное. Эти дизъюнктивы относятся к сбросам (может быть и листрическим) и при пересечении всегда смещают разрывы первой категории.

Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет построить рабочий макет геологической карты фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы. Однако эта карта всегда будет схематической картой. Это связано с проблемой, которая, вероятно, актуальна для любой закрытой территории. Проведение границ между геологическими телами разного формационного состава, либо возраста чаще всего осуществляется «из общих геологических соображений», так как имеющиеся геологические и геофизические данные в подавляющем большинстве случаев не позволяют определать их положение точно.

Работа выполняется при финансовых поддержках СО РАН – а) Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», б) Интеграционный проект СО РАН–УрО РАН «Строение и природа доюрского фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований)» и РФФИ (грант № 04-05-64318).

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) разделяет Сибирский и Северо-Китайский кратоны и является одной из крупнейших геоструктур Азии. Исследованиями показано, что ЦАСП представляет собой мозаику блоков земной коры, соединившихся между собой в результате аккреционно-коллизионных процессов при развитии и закрытии Палеоазиатского океана и примыкающих океанических бассейнов [1 и др.]. Составной частью ЦАСП является Байкальская рифтовая зона (БРЗ), протянувшаяся системой разноориентированных рифтовых впадин и обрамляющих их структур из северо-западной Монголии вдоль оз. Байкал к южной Якутии на расстояние почти 2200 км [2]. Расположение кайнозойских рифтогенных структур обусловлено сложной историей развития этой части ЦАСП, контрастным различием в термомеханических свойствах прилегающих территорий и ослабленной литосферой в месте развития рифта. Рифтогенез как глубинный геодинамический процесс, сопровождаемый растяжением и дроблением литосферы, может состояться в определенных образом подготовленных для его реализации структурно-термодинамических условиях [3]. На материках такие условия могут возникать в зонах сочленения кратонов и мобильных поясов с их термомеханическими контрастами и высокой раздробленностью при их многоактном взаимодействии. Выявление деталей строения и особенностей эволюции сутурных зон дает возможность исследования природы рифтогенеза, что является одной из важнейших проблем геодинамики.

Известно, что динамические параметры очага тектонического землетрясения связаны с геометрическими размерами и формой дислокации и зависят от напряженно-деформированного состояния (НДС) среды. Это дает возможность привлечения динамических параметров очагов землетрясений для исследования пространственно-временной структурированности НДС литосферы в БРЗ [4] и изучения динамики поля напряжений [5]. Деформации литосферы в БРЗ характеризуются картами изолиний средних и максимальных значений коэффициента формы дислокации R_1 / R_2. Анализ карт показал, что на

флангах и периферии R_1 / R_2 меньше, чем в центральной части Байкальского региона. Зоны, в которых максимальные значения коэффициента формы дислокации превышают $R_1 / R_2 \geq 6$, выделяются на карте в виде отдельных "пятен", расположены вдоль Байкальского рифта и приурочены к рифтовым впадинам, а размеры "пятен" достаточно хорошо корреспондируются с размерами соответствующих впадин. Наиболее обширные области максимально деформированной коры наблюдаются в пределах впадины оз. Байкал, с последующим уменьшением размеров "пятен" к юго-западу и северо-востоку. Самая большая область вытянута вдоль Южнобайкальской впадины. Несколько меньшая область расположена в районе Академической перемычки с направлением изолиний поперек впадины. На юго-западе зона повышенных значений R_1 / R_2 совпадает с западной оконечностью Тункинской впадины. В северо-восточной части наблюдается последовательность "пятен" северо-восточного и восточного направления, наиболее значительное из которых расположено в районе Северомуйской перемычки.

Карты относительного НДС литосферы БРЗ построены в изолиниях значений d, определенных для землетрясений, зарегистрированных в пределах площадок 2.0°×2.0°. Наиболее существенной особенностью карт являются зоны максимальных значений коэффициента d, соответствующие областям повышенной неоднородности НДС земной коры. Самая значительная по размерам и величине коэффициента $d \approx -(0.25 \div 0.32)$ зона выделяется в центральной части карт и имеет, в целом, субмеридиональное направление. В центре и юге зоны в районе Южнобайкальской впадины и северо-западной части Хэнтейского сводового поднятия локализуются два максимума со значениями $d \approx -(0.25 \div 0.26)$. В центральной части оз. Байкал в районе Академической перемычки выделяется субширотное ответвление, которое как бы ограничивает северную часть широкой области максимальных значений коэффициента $d \approx -0.27$. На юго-западном фланге Байкальского региона наблюдается зона менее высоких значений коэффициента $d \approx -(0.29 \div 0.32)$. Эта зона имеет северо-западное простирание и прослеживается от Хангая через Хубсугульскую впадину к Сибирской платформе. Участок максимального значения коэффициента $d \approx -0.29$ локализуется в северной части между Дархатской и Хубсугульской впадинами. На Витимском плоскогорье значения коэффициент $d \approx -(0.29 \div 0.32)$, а в южном участке около г. Чита выделяется локальный максимум $d \approx -0.27$. Далее к северо-востоку наблюдаются два локальных участка повышенных значений коэффициента d, а протяженная зона формируется изолиниями $d \approx -(0.34 \div 0.35)$. В центральной части этой зоны, в районе Удокана, происходит изменение направленности изолиний с субмеридионального на северо-восточное вдоль рифтовых впадин. Южный максимум имеет значение коэффициента $d \approx -0.32$, а северный – $d \approx -0.29$.

Для исследования эволюции поля напряжений во времени и пространстве были использованы значения коэффициентов b перед переменной K_P в уравнениях корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса землетрясений центральной части, юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского региона. Выделяются три геодинамических этапа, обусловленных: 1 – усилением активного рифтинга в конце 1960-х гг.; 2 – ослаблением активного рифтинга в конце 1970-х – начале 1980-х гг. и 3 – вероятным усилением влияния Индо-Азиатской коллизии в конце 1980-х – начале 1990-х гг. при затухании рифтинга. На юго-западном фланге выделяется участок с координатами (φ = 50–51° с.ш., λ = 100–101° в.д., 1978–1979 гг.), положение которого указывает на место и время начала процесса геодинамической активизации на юго-западном фланге Байкальского региона в период ослабления рифтинга. Его расположение достаточно хорошо соответствует зоне максимума коэффициента $d \approx -0.29$, локализованной между Дархатской и Хубсугульской впадинами. На северо-восточном фланге БРЗ максимальное проявление начала геодинамической активизации в 1979 г. наблюдается в площадке с координатами φ = 55.5–56.5° с.ш., λ = 115–116° в.д. Эта площадка расположена рядом с изгибом северо-восточной зоны высоких значений коэффициента d в районе Удокана.

В центральной части Байкальского региона максимальное проявление начала геодинамической активизации наблюдается в 1978–79 гг. на территории φ = 52–53° с.ш., λ = 105–106° в.д., которая хорошо соответствует зоне максимума коэффициента $d \approx$ -0.26, локализованной в Южнобайкальской впадине.

Пространственное совпадение участков максимального проявления начала геодинамической активизации и максимумов зон неоднородностей указывает, что выделение таких зон на карте обусловлено не только структурно-вещественными свойствами земной коры, но и особенностями трансформирования силовых полей в этих участках при рифтогенезе. В 1978–1979 гг. поле напряжений в этих участках претерпевает резкое изменение, которое затем распространяется в среде в виде волнового фронта. Такое поведение характерно для состояния-аттрактора самоорганизующихся неустойчивых термодинамических систем [6]. Основываясь на подобии и одновременности геофизических процессов в зонах максимумов неоднородностей можно предположить, что БРЗ является пространственно-временной самоорганизующейся системой. Эти эффекты наиболее сильно проявляются в "особых точках" [7], характеризующихся максимальной деструкцией земной коры и высокой проницаемостью среды для флюидов. "Особые точки" расположены вблизи границ областей напряжений глобального, регионального и суперпозиционного типов, установленных в [8] по данным о механизмах очагов землетрясений и совпадают с проекциями стволовых частей плюмов на земную поверхность [9]. Вполне естественно, что изменение напряжений началось в локальных участках (точках бифуркации) на границах этих областей. Как известно [6], вблизи точек бифуркации в системах наблюдаются значительные флуктуации. Небольшая флуктуация может послужить началом эволюции в совершенно новом направлении, которое резко меняет все поведение макроскопической системы. Так в [10] показано, что наблюдаемая в 1978–1979 гг. инверсия поля напряжений в БРЗ может быть обусловлена изменением скорости осевого вращения Земли. Термодинамика позволяет высказать исходное общее заключение относительно таких систем – они должны быть сильно неравновесными. Неравновесное состояние геофизических неоднородностей консолидированной коры подтверждается данными об их изменениях, зарегистрированных в течение очень коротких (по геологическим масштабам) периодов времени – месяцев и лет, и указывает на существование связи между степенью флюидизации, неравновесным состоянием и тектоническим режимом земной коры [11]. Характерной особенностью наблюдаемых изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение вертикальной компоненты поля напряжений. Постепенные процессы могут быть связаны с термической нестационарностью и гравитационной неустойчивостью аномальной мантии, определенной в Байкальском регионе по сейсмическим данным [12, 13]. Быстрые процессы могут происходить в результате фазовых переходов как явления декомпрессии при термодинамической неустойчивости локальных объемов земной коры [14]. Подобные явления характерны для самоорганизующихся открытых нелинейных диссипативных систем [6, 15].

Таким образом, современная геодинамическая эволюция литосферы в Байкальском регионе обусловлена, в основном, самоорганизацией Байкальской рифтовой системы. Процессы самоорганизации имеют преобладающе рифтогенную природу и состоят из последовательных циклов различной продолжительности, начинающихся в локальных структурах-аттракторах. Положение структур-аттракторов в ЦАСП предопределено комплексом геолого-геофизических процессов и явлений, произошедших на этой территории в прошлом, и по этой причине имеет как детерминистский, так и вероятностный характер. Палеогеодинамические реконструкции дают возможность использования детерминистских признаков для прогноза расположения подобных структур в других регионах.

[1] Скляров Е.В. Основные проблемы эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. – С. 222-224.

[2] Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – 44. – № 5. – С. 91-106.
[3] Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. – 2001. – 376. – № 4. – С. 510-513.
[4] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Структурированность напряженно-деформированного состояния литосферы в Байкальском регионе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. – С. 116-120.
[5] Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // Journal of Geodynamics. – 2004. – 37/2. – P. 155-168.
[6] Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. – М.: Прогресс, 1985. – 425 с.
[7] Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Докл. РАН. – 2003. – 389. – № 3. – С. 398-403.
[8] Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – 25. – P. 207-231.
[9] Зорин Ю.А., Туруганов Е.Х., Кожевников В. М. Геофизические данные о мантийных плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями // Докл. РАН. – 2003. – 393. – № 5. – С. 677-680.
[10] Ключевский А.В. Локализация начальных действий мантийного диапира в зоне Байкальского рифта // Докл. РАН. – 2001. – 381. – № 2. – С. 251-254.
[11] Киссин И.Г. Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. – 2002. – № 5. – С. 3-18.
[12] Недра Байкала (по сейсмическим данным). – Новосибирск: Наука, 1981. – 105 с.
[13] Gao S.S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. – 1994. – 371. – P. 149-151.
[14] Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. – 230 с.
[15] Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. – СПб.: Алетейя, 2002. – 414 с.

ИСТОЧНИКИ, ВЕДУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк**, В.И. Коваленко**, Л.Б. Терентьева*, И.К. Козаков*, А.Б. Котов*, Е.Б. Сальникова**

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

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

Понимание истории дифференциации мантии и формирования земной коры невозможно без идентификации источников и геодинамических обстановок формирования магматических пород, участвующих в ее строении. Существенную роль в этом играют геохронологические, геохимические и изотопные данные по всему комплексу пород, принимающих участие в геологическом строении региона. С этих позиций нами рассмотрены ведущие механизмы формирования и эволюции земной коры Центральной Азии на примере Озерной зоны и Южно-Хангайской группы террейнов каледонид Центральной Азии.

В геологическом строении Озерной зоны принимают участие несколько ассоциаций пород, образующих отдельные тектонические пластины [7]. В основании разрезов развиты породы меланократового основания (гипербазиты, габброиды, дайки sheet-комплекса) офиолитовых комплексов, которые перекрываются спилит-диабазовой толщей. Возраст офиолитов Озерной зоны по данным U-Pb датирования цирконов из плагиогранитов составляет 568±4 млн лет (хр. Хан-Тайшири, [1]) и 573±6 млн лет (хр. Дариби, [5]). По своим геохимическим особенностям (отрицательные аномалии Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, Nb/

(Th+La) = 0.26–0.34, La/Nb = 1.67–2.08, Th/Nb = 1.29–1.78, фракционированное распределение несовместимых элементов) низкотитанистые базальты спилит-диабазовой толщи сопоставимы с базальтами современных юных островных дуг. Высокотитанистые базальты могут рассматриваться как образования типа океанических плато или островов с участием корового материала или ранее обедненной Nb и Ta деплетированной мантии (фракционированное распределение несовместимых элементов при обогащении высокозарядными несовместимыми элементами, отрицательные аномалии Nb и Ta, (La/Nb = 1.45–1.47) при обеднении Th (Th/Nb = 0.78–0.88), Nb/(Th+La) = 0.43–0.45). Базальты, а также редкие пикриты, андезиты и дациты юной островной дуги Озерной зоны характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +9.9 до +8.3, близкими к таковым DM ($\varepsilon_{Nd}(0.57)$ =+8.8). Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ дацита составляет 0.59 млрд лет и близок к возрасту становления офиолитов. Геохимические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что источником исходных расплавов этих пород являлась преимущественно деплетированная мантия надсубдукционного клина. Высокотитанистые базальты и габброиды Озерной зоны обладают более низкими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = + 7.5 – +6.4, что в совокупности с геохимическими данными позволяет предполагать участие в их петрогенезисе обогащенного плюмового источника.

В составе более поздней карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи преобладают андезиты. Вулканиты ассоциируют с граувакковой молассой, олистостромами и рифогенными известняками. По результатам Ar-Ar датирования амфибола из андезитов возраст толщи составляет 546±3 млн лет [3]. Базальты, андезиты и дациты этой толщи отличаются отчетливо выраженными отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, обогащением несовместимыми элементами, характерными для образований островных дуг. Они характеризуются величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +8.7 до +7.3 и $T_{Nd}(DM)$ = 0.68–0.56 млрд лет, что, вероятно, связано с плавлением в зонах субдукции также и более древнего корового материала. В качестве такого материала могли выступать ассоциирующие с офиолитами осадочные породы. Осадки офиолитовых комплексов и аккреционной призмы Озерной зоны имеют сильно варьирующие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +8.6 до +5.0 и позднерифейские значения Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ = 0.94–0.65 млрд лет, что, по-видимому, связано с добавкой в океанические бассейны осадочного материала с окружающих континентальных блоков.

Комплекс офиолитовых и островодужных образований Озерной зоны был преобразован в континентальный блок в результате складчатых и метаморфических процессов около 510–490 млн лет назад [5, 9]. Более молодые, чем кембрийские стратифицированные образования, имеют здесь ограниченное распространение. В то же время, широко развиты продукты магматической переработки сформировавшейся континентальной коры – разные по составу и возрасту гранитоиды и кислые вулканиты. Син – и посттектонические гранитоиды с возрастом 495±2 и 465±11 млн лет обладают высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +8.9 до +6.4 и Nd модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$ в интервале 0.68–0.51 млрд лет. Гранитоиды и кислые вулканиты с возрастом 441±1, 400, 355±9 млн лет и около 200 млн лет характеризуются последовательным уменьшением величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +5.7 до +1.0 и увеличением Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ = 0.91–0.72 млрд лет. Скорее всего, источниками расплавов этих гранитоидов выступали главным образом породы ювенильной каледонской коры при прогрессивной добавке древнего корового компонента. Подобный эффект также может быть результатом эрозии пород микроконтинентов с архейскими – среднерифейскими Nd модельными возрастами [5] или тектонического смешения пород офиолитовых и островодужных комплексов и микроконтинентов во время их коллизии, приводящей к перемещению по пологим надвигам фрагментов коры микроконтинентов в основание островодужных комплексов и наоборот. Опускание со временем изотерм увеличивает долю плавления материала, находящегося в основании коры.

Щелочные породы Халдзан-Бурегтейской группы массивов Озерной зоны формировались 395–391 млн лет назад [3]. В соответствии с геохимическими и изотопными (Nd,

Sr, O) данными их источниками были в разной степени смешанные источники типа DOIB в виде мантийного плюма и деплетированная мантия литосферы, которая затем подверглась переработке в обогащенную мантию, а также вмещающие островодужные породы и граниты раннекаледонской континентальной коры [4].

Баян-Хонгорская зона входит в состав Южно-Хангайской группы террейнов, в геологическом строении выделяются Байдрагская (поздний архей – ранний протерозой), Бурдгольская (поздний рифей), Баянхонгорская и Дзагская (средний кембрий – ордовик) зоны [6]. Согласно имеющимися на сегодняшний день геохронологическим данным Sm-Nd изохронный возраст офиолитов совпадает с возрастом офиолитов Озерной зоны и составляет 569±21 млн лет [2]. В то же время, полученные U-Pb методом по цирконам данные о возрасте регионального метаморфизма дистен-силлиманитовй фациальной серии 562±2 млн лет (Козаков и др., наст. сборник) позволяют вновь поставить вопрос о времени формирования офиолитов Баян-Хонгорской зоны.

По своим геохимическим особенностям (обогащение высокозарядными несовместимыми элементами, положительные Nb-Ta аномалии, La/Nb = 0.45–0.85, Th/Nb = 0.34–0.75, Nb/(Th+La) = 0.62–0.97) базальты и дайки sheet-комплекса сопоставимы Баян-Хонгорской зоны с базальтами современных океанических плато. Такие геохимические характеристики имеют метабазальты офиолитов Орхонского террейна предположительно позднерифейского возраста [10], что позволяет рассматривать их в составе единого офиолитового комплекса. Базальты, дайки и плагиограниты Баян-Хонгорских офиолитов имеют высокие положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +9.0 до +11.5, свидетельствующие о сильно деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов. Деплетированный изотопный состав и повышенные содержания высокозарядных элементов могут быть связаны с обогащением деплетированного мантийного источника несовместимыми элементами непосредственно перед плавлением под воздействием плюмового источника. Обособленное положение занимает узкая зона вулканических пород, которая тяготеет к тектоническому контакту между породами Баянхонгорской и Бурдгольской зон. По геологическому строению и геохимическим особенностям вулканитов эта зона выделяется как островодужная.

Гранитоиды Южно-Хангайской группы террейнов, в том числе секущие Баян-Хонгорский офиолитовый комплекс, формировались 547±4, 545±2, 539±5, 514±10, 474±8, 469±9, 253±2 и 229±6 млн лет назад [6, 8, 9]. За исключением плагиогранитов островодужного комплекса (474±8 млн лет) с положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.8$ и $T_{Nd}(DM) = 0.95$ млрд лет, все они обладают отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -7.2 до -1.0 и Nd модельными возрастами в интервале 1.8–1.1 млрд лет. Исходные расплавы этих гранитоидов формировались посредством плавления главным образом долгоживущих коровых источников при подчиненном вкладе ювенильной каледонской коры, возрастающем в более молодых гранитоидах.

Таким образом, ювенильная сиалическая кора Центральной Азии в Озерной зоне образована в венд – кембрийское время в островодужной обстановке с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в форме осадков, а также во время аккреции докембрийских микроконтинентов, каледонских островных дуг, задуговых бассейнов и океанических плато. Для континентальной коры Южно-Хангайской группы террейнов характерен коллизионный тип развития, обусловленный столкновением докембрийских Байдрагского и Хангайского террейнов по зоне трансформного разлома и океанических островов Северо-Азиатского горячего поля мантии. Различные механизмы формирования и эволюции континентальной коры этих структур отчетливо выражены на эволюционной диаграмме "$\varepsilon_{Nd}(T)$ – Возраст". Тренд изотопной эволюции Nd континентальной коры Озерной зоны характеризуется последовательным уменьшением величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и увеличением Nd модельных возрастов от более древних к более молодым гранитоидам, тогда как гранитоиды Южно-Хангайской группы террейнов образую тренд, полого поднимающийся в сторону более молодых возрастов и более высоких значений $\varepsilon_{Nd}(T)$. Более молодые гранитоиды обеих структур были образованы посредством плавления тектонически

расслоенной континентальной коры при добавке продуктов эрозии пород микроконтинетов и каледонской коры. Щелочные породы Халдзан-Бурегтейской группы представляют собой пример "вертикального" роста континентальной коры за счет внутриплитного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № № 02-05-65093, 02-05-64196, 02-05-64191, 02-05-39019, 05-05-64520), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8, Фонда содействия отечественной науке.

[1] Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2001. – 42. – С. 1179-1185.

[2] Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd-возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. – 316. – С. 718-721

[3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Карташов П.М., Ковач В.П., Казаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Яковлева С.З. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. – 12. – С. 456-472.

[4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. – 2004. – 12. – С. 514-532.

[5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г, Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 80-92.

[6] Buchan c., Pfander J., Kroner A. et al. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // Chemical Geology. 2002. – 192. – P. 23-45.

[7] Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group. 2001. – P. 288.

[8] Jahn B-m., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // J. Asian Earth Sciences. 2004. – 23. – P. 651-663.

[9] Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. – 23. – P. 605-627.

[10] Tomurtogoo O., Gerel O. Geotraverse through a terrane collage in Southern Khangay. Excursion Guidebook. IGMR MAS. 1999. – P. 91.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.К. Козаков, В.П. Ковач*, Е.Б. Сальникова*, А.Н. Диденко***
*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan@ik4843.spb.edu
**Москва, Геологический институт РАН, alexei_didenko@mail.ru

Геологические, геохронологические и Nd изотопные исследования гранитоидов подвижных поясов Центральной Азии, проведенные в последние годы, позволили наметить главные этапы формирования ювенильной континентальной коры в этом регионе [2, 8, 15]. В соответствии с современными геологическими представлениями типичная континентальная кора образуется в ходе субдукционных процессов в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин и последующей аккреции и коллизии палеоокеа-

нических комплексов (островные дуги, задуговые бассейны, океанические острова и плато) и континентальных масс, а затем их переработки в результате складчатости, метаморфизма и магматизма. Таким образом, одним из главных показателей формирования зрелой континентальной коры является присутствие комплексов глубокометаморфизованных (кристаллических) пород уровня амфиболитовой или гранулитовой фации. Такие комплексы установлены в континентальных массивах и фанерозойских подвижных поясах Центральной Азии. Их возрастное положение и тектоническая позиция до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Основные альтернативные гипотезы сводятся к следующему: глубокометаморфизованные породы (особенно с реликтами гранулитов) представляют собой возрастные аналоги дорифейских комплексов фундамента древних платформ; согласно противоположной точке зрения, их формирование связано с региональным метаморфизмом, проявленным в фанерозое. Иными словами последние представляют собой выведенные на современный эрозионный срез образования глубинных сечений метаморфической зональности, связанной с развитием соответствующего пояса, а не энсиалический фундамент.

Покровно-складчатая аккреционная структура раннекаледонской области Центральной Азии была сформирована к началу позднего кембрия, когда происходило закрытие короткоживущих вендских палеоокеанических бассейнов [12, 14]. При этом высокотемпературный региональный метаморфизм, с которым связано становление кристаллических комплексов уровня амфиболитовой и гранулитовой фаций, в большинстве случаев происходил на рубеже кембрия-ордовика или раннем ордовике, то есть несколько оторванно от собственно коллизионного процесса. Так для Тувино-Монгольского массива возраст высокоградиентного метаморфизма определяется в интервале 495–505 млн лет [4]. Для образований параавтохтона Дарибской обдукционной зоны время проявления метаморфизма гранулитовой фации оценивается в 510±4 млн лет, амфиболитовой фации и становления глубинной картируемой структуры (инфраструктуры) – 490±4 млнлет [5]. Близкие оценки возраста (475–485 млн лет) установлены для метаморфизма гранулитовой фации слюдянской серии южного Прибайкалья [10], а также амфиболитовой фации пород таланчанской свиты Восточного Прибайкалья (489±15 млн лет). Вместе с тем, формирование кристаллических комплексов на этом возрастном рубеже связано с поздними этапами становления аккреционной области Центральной Азии. Проведенные геологические и геохронологические исследования показали многоэтапность этого процесса. В Тувино-Монгольском массиве ранее установлено проявление аккреционно-коллизионных процессов на рубеже венда-кембрия (536±5 млн лет). [4]. Вендский возраст (555±6 млн лет) метаморфизма амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии установлен в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая [13]. К настоящему времени нами получены новые геолого-геохронологические данные (U-Pb метод по цирконам), свидетельствующие о проявлении аккреционно-коллизионных процессов в венде. В раннекаледонской Баян-Хонгорской зоне получена оценка возраста регионального метаморфизма дистен-силлиманитовй фациальной серии 562±2 млн лет, а также гранитоидного магматизма с возрастом 547±4 млн лет.

Полученные геологические и геохронологические данные показывают, что при формировании каледонской аккреционной области Центральной Азии, как, в частности, и Тувино-Монгольского массива, фрагменты пассивной окраины были тектонически совмещены с низкоградиентными метаморфическими комплексами, сформированными в вендских энсиалических вулканических дугах. В эту структуру, наряду с океаническими и островодужными комплексами, были «впаяны» и фрагменты континентальных массивов с раннедокембрийским фундаментом, которые представляют собой «осколки» древних кратонов. Ранее установленные традиционным U-Pb методом по цирконам возрастные рубежи в их геологическом развитии [3] подтверждены исследованиями цирконов на ионионном микрозонде SHRIMP II. Так, в Байдарикском блоке Дзабханского микроконтинента эти исследования дали практически одинаковую оценку возраста наиболее раннего ме-

таморфизма гранулитовой фации тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса – 2657±10 млн лет, а для возраста кристаллизации их протолита определено значение 2833±35 млн лет. Близкая оценка возраста – 2664±15 млн лет – высокотемпературного метаморфизма установлена (SHRIMP II) для тоналитов фундамента Гарганской глыбы [16].

Полоса выходов кристаллических пород Монгольского и Гобийского Алтая прослеживается на северо-запад через верховья рек Урунгу и Иртыш в Китай и далее в Восточный Казахстан, где они представлены в "иртышской зоне смятия". В тектоническом плане этот герцинский метаморфический пояс приурочен к окраине Северо-Азиатского каледонского палеоконтинента. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая были образованы в интервале 385–360 млн лет [6]. Практически одинаковая оценка возраста метаморфизма (365±5 млн лет) установлена для Курчум-Кальджирского блока "иртышской зоны смятия" в Восточном Казахстане. Эти комплексы также не могут рассматриваться в качестве фундамента, а представляют собой глубинные сечения метаморфических поясов, связанных с коллизионными процессами при закрытии герцинских Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского океанических бассейнов Палеотетиса-1 [12]. В связи с индосинийскими коллизионными процессами в герцинидах Южно-Монгольского пояса устанавливается проявление регионального метаморфизма амфиболитовой фации дистен-силлиманитовй фациальной серии с возрастом 224±4 млн лет [9].

Метаморфические породы фундамента Южно-Гобийского микроконтинента, расположенного в зоне сочленения герцинид и индосинид, прорваны гранитами с возрастом 433±12 и 952±8 млн лет. Для гранитоидов с возрастом 433±12 млн лет и вмещающих их метаморфических пород (Юго-Восточная Монголия) определены Nd модельные возраста 1,7 и 1,8 млрд лет, при значениях $\varepsilon_{Nd}(T)$ равным -6.1 и -6.7, соответственно. Позднерифейское значение возраста 916±16 млн лет установлено в южной части Южно-Гобийского микроконтинента (Внутреннея Монголия) [17]. Эти данные дают основание предполагать отсутствие раннедокембрийских пород в основании этой структуры. Таким образом, этот микроконтинент, как и Тувино-Монгольский, относится к группе микроконтинентов с рифейским основанием [7, 8] и не может рассматриваться как фрагмент древнего кратона гондванской группы.

Мы предлагаем следующую эволюционную схему становления кристаллических образований в подвижных поясах региона, связанных с развитием структур Палеоазиатского океана. Вендские бассейны Палеоазиатского океана закрылись в позднем кембрии-раннем ордовике [1, 12]. К этому периоду (510–480 млн лет) относится становление высокотемпературных (до уровня гранулитовой фации) комплексов в глубинных сечениях раннекаледонской аккреционной области. В ордовике стали появляться бассейны Палеотетиса I с новообразованной ювенильной корой, а в силуре – начале девона были сформированы крупные океанические бассейны, включая Обь-Зайсанский и Южно-Монгольский [11]. На рубеже раннего и среднего девона началось закрытие Южно-Монгольского бассейна. Метаморфизм в интервале 390–350 млн лет в глубинных сечениях раннекаледонского Северо-Азиатского палеконтинента (Южно-Гобийская зона, «Иртышская зона смятия» Восточного Казахстана) в целом коррелируется с периодом существова-ния активной континетальной окраины в ходе замыкания герцинских палеоокеанических бассейнов Палеотетиса-I. Проявление раннего высокоградиентного метаморфизма (около 385 млн лет), достигающего уровня гранулитовой фации, может быть связано с подвига-нием срединного океанического хребта под активную окраину раннекаледонского конти-нента, а перерыв в развитии метаморфических процессов и переход к низкоградиентному режиму в интервале 385–370 млн лет – с заложением новой зоны субдукции [6]. Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I юго-восточнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II, включая Внутренне-Монгольский. Последний просуществовал до поздней перми или раннего триаса включительно. Континентальная коллизия между Северной Евразией и Сино-Корейской плитой привела в среднем триасе к раздавливанию

Внутренне-Монгольского океанического бассейна, обдукции слагавших его комплексов на южный край Северо-Евразиатского континента, формированию линейного индосинийского складчато-покровного сооружения, завершившего становление главных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса в составе Северо-Евразийского суперконтинента. С этим процессом коррелируется формирование в глубинных сечениях герцинского палеоконтинента в интервале 225–215 млн лет кристаллических пород амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии, а затем их выдавливание.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-64208, 02-05-39019), и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8, Фонда содействия отечественной науке.

[1] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.

[2] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280-1293.

[3] Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240-248.

[4] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.

[5] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.

[6] Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Азимов П.Я, Кирнозова Т.И., Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 1, с. 82-87

[7] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные пограничтоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-512.

[8] Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Позднерифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Материалы XXXVII Тектонического совещ. Новосибирск. 2004. С. 239-242.

[9] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н.и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 4, с. 519-524.

[10] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380-393.

[11] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

[12] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.

[13] Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В. и др. О возрасте метаморфизма кианит-силиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. 2002. № 6. С. 579-589.

[14] Руженцев С.В, Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25-40.

[15] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формированиии Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.

[16] Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites – find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt. // 32th Intern. Geological Congress. Abstract. 2004.
[17] Wang T., Zheng Ya., Gehrels G.E., Mu Z. Geochronological evidence for existence of South Mongolian microcontinent – A zircon U-Pb age of granitoid genesises from the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core comlex // Chinese Science Bulletin. V. 1 46. № 23. December. 2001. P. 2005-2008.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ БИМОДАЛЬНОГО И ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА PZ_3-MZ_1 РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк*, 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

Центрально-Азиатская рифтовая система, является одной из крупнейших континентальных рифтовых систем Земли. Она протягивается в субширотном направлении от Восточного Казахстана до Северо-Восточного Китая на расстоянии более 3000 км при ширине до 600 км и объединяет в своих пределах ряд субпараллельных рифтовых зон (с юга на север): Гоби-Тяньшаньскую, Главного Монгольского линеамента, Гоби-Алтайскую, Северо-Монгольскую, Западно-Забайкальскую и др. [1]. Своеобразным строением рифтовой системы стало формирование в ее центральных участках крупных батолитов – Хангайского и Хентейского.

В настоящее время отдельные рифтовые зоны этой системы трассируются цепочками близких по возрасту массивов щелочных гранитов и грабенов, выполненных вулканическими породами бимодальных базальт-комендит-пантеллеритовых ассоциаций. До настоящего времени вопросы длительности формирования рифтовых зон ЦАСП и миграции процессов рифтогенеза во времени и пространстве рассматривались только на основании геологических взаимоотношений рифтогенных комплексов и находок палеофлоры в осадочных прослоях вулканических толщ. Этими методами было установлено омоложение рифтогенных магматических ассоциаций с юга на север и предложена модель, связавшая развитие рифтовой системы с постепенным перекрытием краем Северо-Азиатского палеоконтинента крупного мантийного плюма [2]. Воздействие этого плюма выражалось также в крупномасштабном анатексисе континентальной коры и образовании гранитоидных батолитов, в обрамлении которых формировались рифтовые зоны с бимодальным и щелочно-гранитным магматизмом. Параметры этой реконструкции, как и в целом расшифровка процессов позднепалеозойского–раннемезозойского рифтогенеза в Центральной Азии, в значительной степени зависят от точности определения возраста рифтогенеза в разных участках этой гигантской территории.

Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (ГТРЗ) занимает крайнюю южную позицию в строении PZ_3–MZ_1 рифтовой системы Центральной Азии. Она сформировалась в пределах герцинид Южной Монголии в зоне развития вулканических полей ранне-среднекарбонового Южно-Монгольского краевого вулканического пояса, фиксирующего активную континентальную окраину Северо-Азиатского палеоконтинента. Рифтовая зона представлена цепочкой грабенов, которые вложены в структуры краевого пояса, и прослеживаются вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня через всю Южную Монголию на сопредельные территории Китая, имея протяженность свыше 1300 км при ширине до 30–40 км. В западной части рифтовой зоны расположен наиболее крупный грабен связанный с хребтами Ноен и Тост сложенный вулканитами бимодальной серии и массивом щелочных гранитов. Возраст ассоциации определен нами U-Pb методом по циркону из щелочных гранитов,

точки изотопного состава которого располагаются на конкордии и соответствуют возрасту 318 ± 1 млн лет. Изотопные Sr-Nd данные по вулканитам и щелочным гранитам этой ассоциации показывают существенные вариации состава источника, тем не менее Rb-Sr эрохрона построенная по валовым пробам соответствует возрасту 314 ± 5 млн лет, что в пределах ошибки совпадает с U-Pb датировкой.

В восточной части ГТРЗ расположен крупнейший в Монголии Хан-Богдинский массив щелочных гранитов занимающий площадь более 1000 км^2. Массив датировался нами U-Pb методом по циркону из дайки экеритов второй фазы. Полученный возраст составляет 292 ± 1 млн лет. Также как и для грабена хр. Ноен и Тост Sr-Nd систематика вулканических пород бимодальной серии в обрамлении массива показывает неоднородность магматического источника. Наклон Rb-Sr эрохроны по валовым пробам вулканитов соответствует возрасту 290 ± 3 млн лет. Таким образом, формирование ГТРЗ мы оцениваем достаточно продолжительным интервалом времени 318–292 млн лет.

Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента располагается севернее ГТРЗ, протягивается вдоль южного фаса хребтов Монгольского и Гобийского Алтая и приурочена к системе региональных разломов разделяющих каледонский и герцинский мегаблоки ЦАСП. На территории Монголии проявления рифтогенного магматизма этой зоны распространены ограничено. Они известны в пределах хребтов Сумен-Хаирхан, Джинст-Ула и в районе сомона Мандах. На сопредельной территории Китая в западной части рифтовой зоны были изучены массивы щелочных гранитов, по которым Rb-Sr методом установлены возрасты от 309 ± 6 млн лет до 292 ± 13 млн лет [3]. Такой интервал совпадает со временем формирования ГТРЗ. Возможно, это связано с близким расположением рифтовых зон и их формированием в результате единого импульса рифтогенеза в пределах южного края Северо-Азиатского палеоконтинента.

Гоби-Алтайская рифтовая зона (ГАРЗ) протягивается вдоль северного ограничения хребтов Гобийского Алтая в пределах каледонских складчатых структур. Рифтогенные магматические породы сосредоточены в ряде грабенов в пределах хребтов Хара- и Дунд-Аргалинту, Баян-Цаган и др. Rb-Sr изотопные составы валовых проб вулканитов и щелочных гранитов этих грабенов образуют эрохрону с наклоном, отвечающем возрасту 275 ± 5 млн лет. Учитывая, что для Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны U-Pb датировки совпадают с Rb-Sr оценками возраста по эрохронам мы принимаем этот возраст в качестве предварительной оценки времени рифтогенного магматизма ГАРЗ.

Северо-Монгольская рифтовая зона (СМРЗ). Распределение бимодальных рифтогенных пород здесь контролируется системой широтных разломов, прослеживаемых на территории Монголии от Монгольского Алтая вдоль хр. Хан-Хухей и Болнай и далее вдоль северного борта р. Селенга. В пределах этой рифтовой зоны можно выделить серию небольших широтных грабенов. Rb-Sr изохроны, построенные по валовым пробам вулканитов и щелочных гранитов, показывают возраст магматизма СМРЗ в районе р. Эгийн-Гол 267 млн лет, в хр. Хан-Хухей – 264 млн лет, в районе Бугсейн-Гола – 250 млн лет. Таким образом, время рифтогенеза СМРЗ мы определяем интервалом 270–250 млн лет.

Полученные возрасты магматизма ГАРЗ и СМРЗ близки. Эти рифтовые зоны располагаются в южном и северном соответственно обрамлении Хангайского батолита, для которого установлены близкие возрасты в интервале 250–270 млн лет.

Северо-Гобийская и Западно-Забайкальская рифтовые зоны располагаются в южном и северном обрамлении Хентей-Даурского батолита, время формирования которого определяется интервалом 207–227 млн лет [2]. Магматизм грабенов, расположенных в Западном Забайкалье, изучался многими исследователями (Воронцов, Лыхин, Ярмолюк), которыми были установлены раннемезозойские возрасты рифтогенных комплексов (224–207 млн лет.) Грабены Северо-Гобийской зоны в основном вытянуты в широтном направлении и имеют небольшую протяженность. Они расположены ступенчато на юго-западном фланге батолита. Возраст магматизма этих рифтовых зон нами впервые установлен U-Pb методом для субвулканических тел трахириолитов и щелочно-гранитных

массивов в районе сомона Сант – 206 ± 1 млн лет и сомона Улдзит – 211 ± 1 млн лет. Как можно видеть, время процессов рифтогенеза на юге и севере Хентей-Даурского батолита совпадает с возрастом самого батолита.

Из приведенных материалов видно, что на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя в течение более 110 млн лет территория ЦАСП была охвачена процессами тектонического растяжения, грабенооразования и сопряженного с ними бимодального и щелочно-гранитного магматизма. Заложение процессов рифтогенеза произошло на южной окраине Сибирского палеоконтинента около 320 млн лет и выразилось в формировании ГТРЗ. В дальнейшем область рифтогенеза смещалась на протяжении перми к северу и в триасе к востоку вглубь материка. Это продвижение мы связываем с перемещением континентальной литосферы над горячей точкой мантии. В условиях коллизионных процессов, охватывающих южный край палеоконтинента в перми и триасе взаимодействие литосферы и горячей точки способствовало масштабному коровому анатексису и, в конечном счете, определило связь процессов рифтогенеза с батолитообразованием.

[1] Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.

[2] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональности, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42-63.

[3] Wang Shiguang, Han Baufu Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xingan // Scientia Geologica Sinica. 1994. V. 29. № 4. P. 373–383.

ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В.Л. Коломиец, И.Н. Резанов, В.В. Савинова
Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bsc.buryatia.ru

Брянская впадина находится в юго-западном горном обрамлении Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье), ориентирована на северо-восток вдоль р. Брянки, длина ее 25 км, ширина отдельных участков до 15 км. Опорными разрезами депрессии являются разрезы Каменка и Варварина Гора, связанные с озерно-речными отложениями и осадками предгорных шлейфов с частично сохранившимися следами зон почвообразования.

Каменка. Разрез расположен в центральной части Брянской впадины. Мощность рыхлых отложений в притыловой части шлейфа достигает 20–25 м, Осадки представлены песками, среди которых преобладают тонко-мелкозернистые (средневзвешенный размер частиц x = 0,18–0,25 мм), средне-мелкозернистые (x = 0,25) и мелкозернистые (x = 0,35–0,47) разности. Текстура горизонтальная, субгоризонтальная, слабоволнистая, очень редко – косая, тонкослоистая.

Верхняя часть разреза, голоценовая, (до глубины 3,15 м) характеризуется высоким содержанием пелитов. Отложения имеют совершенную сортировку, что свидетельствует об их накоплении склоновым смывом периферийной зоны устойчивого субламинарного режима седиментации с последующей эоловой переработкой (смешанный эолово-делювиальный генотип).

Средняя часть разреза Каменка состоит из двух пачек – верхней (сартанской) и нижней (каргинской). В строении верхней пачки (интервал 3,15–4,95 м) принимают участие хорошо промытые мелкозернистые пески. Толща имеет совершенную сортировку, одномодальность распределений, положительный эксцесс. Эти обстоятельства указывают на спокойный и стабильный динамический и тектонический фон. Особенности текстуры и

значения коэффициента вариации определяют генезис этой части отложений как аллювиально-озерный.

По потамологическим показателям накопление совершалось в неглубоких стационарных мелководных (до 1,5 м) озеровидных проточных водоемах. Река пра-Брянка, доставлявшая сюда обломочный субстрат, имела поверхностную скорость течения 0,4 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение рыхлый материал, 0,31–0,32 м/с, придонную скорость отложения 0,2 м/с, минимальную глубину 0,35–0,4 м, ширину русла 11–16,5 м и уклон водного зеркала 0,37–0,45 м/км. Слабоподвижное русло равнинного типа с площадью водосбора >100 км^2 этого водотока находилось в естественных, весьма благоприятных условиях состояния ложа с беспрепятственным течением воды. В фациальном отношении исследуемые осадки, принадлежат береговой фации и фации прирусловых отмелей (соответственно, лимническая и речная макрофации).

В средней и верхней части этой пачки (средний и позднесартанский период) спорово-пыльцевой спектр содержит 39–51 % представителей древесно-кустарниковых пород, среди которых *Pinus silvestris* L., *Betula platyphylla*, *Ulmus* sp. В травянистой части спектра обнаружена пыльца *Gramineae*, *Plantaginaceae*, *Cyperaceae*, *Thalictrum* sp., *Artemisia* sp. Споры представлены *Bryales* sp. и *Lycopodiaceae*. Распространены сосново-березовые редколесья, открытые ландшафты с разнотравно-осоковыми ценозами. На глубине 5,7 м получен спорово-пыльцевой спектр, в котором отмечается резкое снижение содержания трав и увеличение облесенности за счет представителей *Pinus silvestris* L. – 59,4 %, *Pinus sibirica* Rupr. (Mayr.) – 9,4 %, *Alnaster* sp. – 18,7 %. В травянистой части спектра содержится небольшое количество пыльцы из семейств *Gramineae*, *Chenopodiaceae*. Данный спорово-пыльцевой спектр указывает на распространение во время осадконакопления сосновых лесов с темнохвойными элементами и ольховником в подлеске (раннесартанский период, 25–20 тыс. л.н.).

Нижняя пачка (интервал 4,95–8,15 м) сложена более пестрыми по составу песками – от алевропесков до средне-мелкозернистых. Отложения хорошо и умеренно сортированы, асимметричны, со сдвинутой модой в сторону крупных частиц, эксцесс положителен (относительно стабильные тектонические условия осадконакопления). Значения коэффициента вариации осадков определяют аквальный характер бассейна накопления и относятся к полю однонаправленных стационарных потоков с сезонным колебанием водности.

Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного, реже – полугорного грядового типов с естественными постоянными руслами (площадь водосбора >100 км^2) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды. Палеорусла имели уклоны 0,4–1,4‰, поверхностные скорости течения воды 0,42–0,54 м/с, максимальные глубины в меженный период 0,25–0,3 м и 2,6–4,5 м в половодье при ширине в момент наибольшего заполнения водой 50–155 м. Значения числа Лохтина свидетельствуют о приближении этих водотоков к конечному водоему. В фациальном отношении описываемая толща соотносится с русловой (средне-мелкозернистые пески) и пойменной (тонко-мелкозернистые и алевропески) группами речной макрофации.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из нижней части пачки, определяют общее потепление и увлажнение. В спектрах доминирует пыльца травянистых растений (*Gramineae* – 19,6 %, *Umbeliferae* – 2,9 %, *Plantaginaceae* – 3,6 %, *Cyperaceae* – 19,4 %, *Liliaceae* – 18 %, *Violaceae* – 2,2 %, *Rosaceae* – 4,3 %, *Ranunculaceae* – 5,8 %). Доля древесно-кустарниковых пород составляет 37,7 % (*Pinus silvestris* L. – 30,4 %, *Picea* sp. – 2,2 %, *Betula* sp. – 5,1 %). Споровая часть спектра представлена небольшим количеством *Lycopodiaceae* – 1,1 % и *Bryales* sp. – 3,3 %. Подобные растительные ассоциации отражают довольно теплые и влажные условия каргинского времени седиментации.

Нижняя часть разреза Каменка имеет, в свою очередь, двучленное строение. Верхняя пачка (интервал 8,15–9,05 м) сложена запесоченными суглинками с обильными включениями мелких обломков. С этих отложений получена РТЛ-дата 49±6 тыс. л.н., что сопоставляется с финалом раннезырянского – началом каргинского времени. Не содержит

пыльцы и спор, что косвенно указывает на аридизацию климата, сильное похолодание и иссушение.

Нижняя пачка (интервал 9,05–10,6 м) состоит из тонко-мелкозернистых песков с завышенными содержаниями псефитовых частиц. Отложения характеризуются умеренной и недостаточной сортировкой. Повышенные значения коэффициента асимметрии и положительные параметры эксцесса указывают на увеличение динамики среды седиментации при относительно стабильном тектоническом фоне. Показатели коэффициента вариации соответствуют аквальному характеру аккумуляции в однонаправленных постоянных и эпизодических турбулентных потоках с сезонными колебаниями водности. Поступающий в бассейн седиментации материал привносился естественными блуждающими потоками полугорного грядового типа с площадью водосбора >100 км^2 в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды. Поверхностные скорости течения палеоводотоков не превышали 0,76 м/с, уклоны водного зеркала составляли 2,4–3,7 м/км. Максимальные глубины: 0,25 м – в меженный и до 3,5 м – в паводковый периоды; ширина русел – 80–100 м. Очевидна и фациально-генетическая природа данных отложений – аллювиальные и пролювиально-аллювиальные пески русловых нестрежневых фаций. Время образования самых нижних горизонтов определено по РТЛ-дате в 74±8 тыс. л.н. как раннезырянское (ермаковское).

Эта часть разреза содержит следующий спорово-пыльцевой спектр – древесно-кустарниковых пород 11,7 %, травянистой растительности 41,2 % и большое количество споровых растений 47,1 %. Споры и травы лесных видов – *Lycopodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Plantaginaceae*. Выше, в спорово-пыльцевом спектре появляются *Betula platyphylla*, *Alnaster* sp., а в травянистом спектре отмечаются представители семейств *Umbeliferae*, *Plantaginaceae*, *Cyperaceae*, *Thalictrum* sp., *Compositae*, *Artemisia* sp. Приведенные спектры свидетельствуют о наличии сосново-березовых редколесий со спорами лесных видов, плаунов и пыльцой лесного и лугового разнотравья (показатели наличия лиственничных лесов), климатические условия влажные и прохладные.

Варварина Гора. Разрез находится в 4,5 км севернее с. Старая Брянь, в южной части Брянской впадины. Представлен отложениями предгорного шлейфа, прорезанного глубокими оврагами и сочленяющего скальные останцы г. Данилиной и террасовый комплекс р. Брянки.

В строении рыхлого покрова принимают участие два горизонта резко различающиеся друг от друга по генетико-структурным особенностям. Верхний горизонт (интервал 0,0–1,1) сложен дресвяно-щебнистым материалом с обильным включением малых, средних глыб и супесчаным заполнителем.

Нижний горизонт представлен щебнисто-дресвяно-песчано-алевритовыми смесями (x = 0,79–1,78) массивной текстуры с тонкой слабовыраженной наклонной слоистостью к низу горизонта. По своим статистическим параметрам отложения характеризуются, как умеренно и плохо сортированы, им свойственна бимодальность распределения с большим интервалом значений коэффициента асимметрии, положительный эксцесс и высокие показатели коэффициента вариации. Такой набор параметров указывает на стабильные условия среды седиментации и ее заметный энергетизм, который имел место в квазистационарных водных системах с постоянным внедрением склонового материала без должной динамической обработки. Накопление осадков осуществлялось постоянным или эпизодическим слабоподвижным – подвижным извилистым «мутным» потоком полугорного или горного низкогрядового типов в обычных условиях состояния ложа со срывающими скоростями 0,4–0,6 м/с, скоростями отложения 0,3–0,4 м/с, поверхностными скоростями течения 0,65–0,93 м/с, уклонами водного зеркала 2,5–5,2 м/км, максимальными глубинами 2,8–3,6 м, с переходным и турбулентным режимом осаждения.

Что же касается времени протекания описываемых событий, то оно по РТЛ-датированию определено в 69000±7200 л.н. и соотносится с ермаковской эпохой, климат которой все еще был достаточно влажным.

Таким образом, начиная с ермаковского времени и вплоть до голоцена, в Брянской впадине имели место несколько стадий осадконакопления, происходившего в водной среде. Их смена при общем относительно спокойном тектоническом режиме имеет определенную палеоклиматическую направленность. Изменение основных гранулометрических и гидродинамических параметров отложений, функционально зависящих от вариаций водности, в своей основе вызвано увлажнением или иссушением данной территории. Подтверждением этому служит образование низов брянских разрезов в ермаковское время в стационарных условиях однонаправленных водных потоков при достаточном количестве свободной воды во влажной климатической обстановке. Напротив, накопление последующей, суглинистой пачки на этом же уровне свидетельствует о похолодании, уменьшении водности и аридизации климата к финалу нижнезырянского времени. В каргинскую эпоху с общим потеплением во впадине происходит реставрация речной системы и возникновение нижней пачки средней части разреза Каменка. Следующее снижение параметров процесса седиментации (верхняя пачка средней части толщи) коррелируются с сартанской, достаточно влажной эпохой похолодания (наличие озеровидных водоемов). Самую верхнюю часть разреза с наименьшей крупностью зерна можно соотнести с голоценовым периодом, для которого характерен менее влажный климатический режим.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ФАЗАМИ ПОРОД БИРХИНСКОГО МАССИВА

Т.Б. Колотилина, А.С. Мехоношин
Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru

Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья, несмотря на почти столетнюю историю изучения, таят в себе еще много нерешенных проблем. Основные вопросы их петрографии и петрохимии были затронуты ранее в ряде работ [1, 2], также было рассмотрено положение массивов в структуре региона [3, 4]. Однако особенности внутреннего строения тел, минералогия, взаимоотношения с вмещающими породами до сих пор не были достаточно освещены, а некоторые вопросы, касающиеся источников магм и геодинамической природы этих комплексов, остаются спорными. Настоящая работа посвящена особенностям минерального состава пород крупнейшего базитового массива Зап. Прибайкалья.

Бирхинский массив издавна привлекал к себе пристальное внимание исследователей, прежде всего, поражая масштабами проявления базитового магматизма. С другой стороны, с годами сложилось мнение, что состав пород, слагающих массив, большей частью однороден и в значительной мере был подвержен вторичным изменениям [2]. Однако в последние годы появляется все больше доказательств петрографической и геохимической неоднородности внутреннего строения массива.

Породы массива имеют тектонические контакты с вмещающей метаморфической рамой [2, 4], но в его бластомилонитовой оторочке на отдельных участках обнаружены реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных метабазальтоидов. Внутри массива интенсивно развиты штоко- и дайкообразные тела кислых пород, объем которых составляет до 20 % от вещества массива, а также наблюдаются провесы кровли вмещающих пород. Не смотря на это, центральная часть Бирхинского массива оказалась практически не подвержена региональному метаморфизму, и в породах наблюдаются первично-магматические структуры, а результаты детального петрографо-геохимического картирования позволили сделать вывод о гетерогенном строении массива и выявить поля пород, являющихся первой фазой становления массива [5].

Породы первой фазы представлены дифференцированной серией оливиновый веб-

стерит – оливиновый габбронорит – анортозит, слагают центральную часть массива и наблюдаются в виде небольших выходов в юго-западной части. Породы второй фазы по составу отвечают серии оливиновый габбронорит – габбронорит – монцодиорит, наблюдается секущее положение пород второй фазы по отношению к таковым первой. В породах первой фазы наблюдается ритмическая слоистость (пироксенитовые слои в них имеют мощность от первых сантиметров до 10 м), а также часто обнаруживаются шлировые обособления пироксенитов в анортозитах или габброноритах. Для пород второй фазы слоистость не характерна, переходы между породными разностями постепенные.

Для всех типов пород Бирхинского массива в целом характерно низкое содержание титана и высокое – стронция. По петрохимическим особенностям серия пород, относимых нами к первой фазе, характеризуется низким содержанием щелочей (0,5–2,7 мас. % Na_2O+K_2O), концентрации титана варьируют от 0,2 до 2,9 мас. %, содержания стронция достигают 860 ppm, при этом им присущ широкий диапазон содержаний Al_2O_3 (от 3,4 до 22,9 мас. %) и MgO (4–20 мас. %). В габброидах отмечаются достаточно высокие для таких пород концентрации хрома (до 700 ppm) и никеля (до 120–200 г/т), а в пироксенитах содержания хрома достигают 1500 ppm. В породах второй фазы содержания суммы щелочей составляют 2–6,7 мас. %, а максимальное значение коэффициента железистости – 0,67, для них характерен относительно слабый разброс концентраций Al_2O_3 (10–19 %). Достаточно контрастно различие габброидов первой и второй фаз подчеркивается особенностями распределения в них редких и редкоземельных элементов. Породы первой фазы характеризуются низкими концентрациями легких лантаноидов (в 7–10 раз превышающими содержания в хондрите С1 [6]) и отчетливой дифференциацией по европию в различных породных разностях с максимумом по Eu в анортозитах и минимумом в пироксенитах (толеитовый уклон). Породы второй фазы образуют кривые с резким наклоном в сторону тяжелых лантаноидов (La/Yb_N – 3–10) и отсутствием европиевых аномалий, что хорошо согласуется с их повышенной щелочностью (монцонитоидный уклон).

Наблюдаемые петрохимические различия пород двух фаз во многом обусловлены соотношением и составом, слагающих их минеральных фаз.

Темноцветные минералы представлены оливином, орто- и клинопироксенами. Оливины встречаются в пироксенитах первой фазы и габброноритах обеих фаз. Оливин первой фазы характеризуется относительно широкими вариациями величины коэффициента железистости (f = 0,25–0,45), при чем наименьшие значения присущи оливинам из пироксенитов, тогда как оливины из второй фазы демонстрируют меньший разброс величин и в целом более железистые (f = 0,5–06). Так же оливины очень четко различаются уровнем содержаний марганца, которые в минералах первой фазы достигают 0,8 мас. %, а во второй не превышают 0,6 мас. % (рис. 1). При этом для первых наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержаниями марганца и величинами коэффициента железистости, а для последних незначительные вариации концентраций при близких значениях коэффициента. Это, по-видимому, связано с преимущественным вхождением марганца в окисно-рудные минералы при кристаллизации пород второй фазы. Состав ортопироксенов обеих фаз отличается незначительно, соответствует гиперстену, стоит отметить, что наиболее магнезиальные разности (f = 0,3) встречаются в породах первой фазы. Согласно последней классификации [7] клинопироксены по составу отвечают авгитам и диопсидам. Клинопироксены являются наиболее магнезиальными темноцветными минералами, величина коэффициента железистости изменяется в достаточно узком интервале (f = 0,3–04). Содержания титана в них невысокие и достигают 0,8 мас. %, а алюминия варьируют от 0,8 до 2,7 мас. %. Наиболее "титанистые" клинопироксены второй фазы. Клинопироксены часто содержит включения в виде структур распада магнетита и гиперстена.

Кроме того, в габброидах первой фазы постоянно присутствует первично-магматический амфибол (паргасит), ксеноморфно заполняющий интерстиции между оливином, пироксенами и плагиоклазом, а в габброидах второй фазы в интерстициях кристаллизуется биотит (f = 45–50 %).

Плагиоклаз пород первой фазы более основной и относится к лабрадор-битовниту (An_{70-85}), а второй – к андезину (An_{35-45}) (рис. 2). Распределение редкоземельных элементов в плагиоклазе из габброидов второй фазы характеризуется обогащением легкими РЗЭ в 10–40 раз относительно хондрита с величиной La/Yb_N отношения равной 60. Такой уровень содержаний редкоземельных элементов характерен для плагиоклазов габброидов повышенной щелочности. Помимо плагиоклазов, в породах второй фазы присутствует калиевый полевой шпат, ксеноморфные выделения которого располагаются между лейстами андезина.

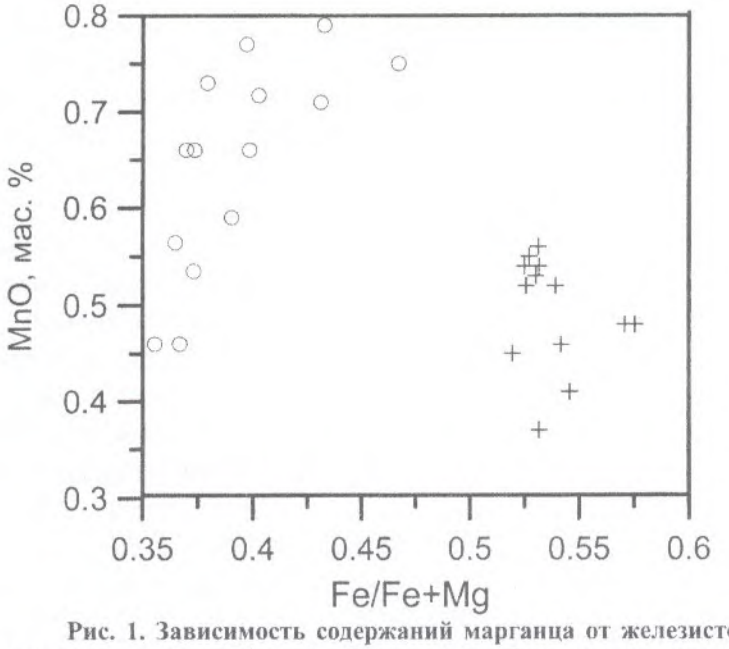


Рис. 1. Зависимость содержаний марганца от железистости оливинов из пород I (круг) и II (крест) фаз Бирхинского массива.



Рис. 2. Состав полевых шпатов пород I (круг) и II (крест) фаз Бирхинского массива.

Таким образом, гетерогенность внутреннего строения Бирхинского массива достаточно убедительно доказывается особенностями состава породообразующих минералов, а также набором позднемагматических минералов – индикаторов автономных трендов дифференциации.

Работа выполнена при поддержке ИП РАН 6.7.2.

[1] Павловский Е.В., Цветков А.И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. – М.: Изд-во АН СССР, 1938. – 134 с.
[2] Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука, 1987. – 150 с.
[3] Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1979. – 117 с.
[4] Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья // Сов. геология. – 1982. – № 5. – С. 110-116.
[5] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Зап. Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001. – 3. – С. 165-170.
[6] Boyton W.V. Cosmochemistry of rare earth elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. – P. 63-114.
[7] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg, I. – Vol., Ross, M., Seifert, F. A., and Zussman, J. Nomenclature of pyroxenes // Am. Mineralogist. – 1988. – Vol. 73. – P. 1123-1133.

БЕРЕГОВЫЕ СКАЛЫ ОСТРОВА ОЛЬХОН: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЛЬДУ БАЙКАЛА

А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов**, Е.В. Скляров**, В.С. Федоровский****
*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
***Москва, Геологический институт РАН, west45@online.ru

Остров Ольхон и Приольхонье отличаются не только пестротой геологических комплексов, но и высокой степенью обнаженности. Она позволяет обнаруживать и наблюдать реальные структуры, исследовать детали тектоники на площади современного среза. Вместе с тем по мере проникновения в суть кинематики и геодинамики развитых здесь складчатых систем синтетическая картина оказывается все более сложной, и для ее расшифровки естественной обнаженности поверхности плато или слабо расчлененного рельефа оказывается недостаточно. Естественно, взгляд геолога обращается к скалам, опоясывающим почти без перерывов всю площадь региона. Нужно отметить, однако, что такие намерения в большинстве своем остаются романтическими. Реальные попытки такого рода в обозримом прошлом практически неизвестны. Береговые скалы Байкала, как и прежде, остаются объектом страсти лишь фото- и кинооператоров. Издали. И с безопасного расстояния… Очевидно, однако, что это лакомый кусок именно для геолога. Протяженность береговых скал в Ольхонском регионе составляет более 400 км. С учетом толщи воды в Байкале высота непрерывного скального эскарпа на восточных берегах острова Ольхон достигает 2 км, а если «сбросить» мощность донных осадков, то эта цифра покажется просто грандиозной – более 7 км. И это почти вертикальная стена! Над водой оказывается лишь ничтожная часть этого циклопического сооружения природы. Да и та практически недоступна для работы с геологическим молотком. Летом. Но не зимой.

Маршрутные геологические исследования по льду вдоль береговых скал Ольхонского региона начаты нами в 2003 г. и продолжались в 2004 г. Сначала были бегло обследованы скальные выходы по всему периметру острова и Приольхонья. На втором этапе геологическая работа со льда была сосредоточена на береговых скалах северо-восточной части острова Ольхон, от пади Узур до мыса Хобой. Отрезок протяженностью около 18 км представляет собой практически непрерывный скальный разрез, изучение которого позволило увидеть множество деталей строения разнообразных породных комплексов и вы-

явить неизвестные ранее явления. Из-за ограниченного объема публикации мы остановимся только на комбинированных дайках, впервые выявленных на о. Ольхон.

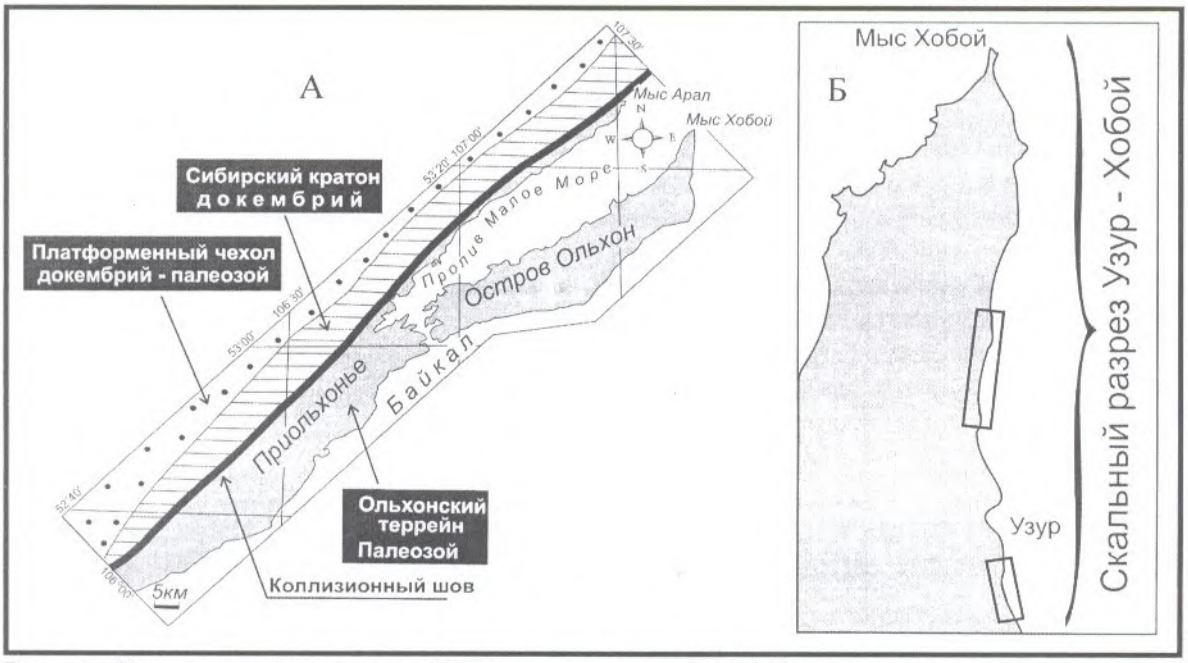


Рис. 1. Тектоническая схема Ольхонского террейна (А) с увеличенным фрагментом северной части о. Ольхон (Б). Прямоугольниками показаны участки распространения комбинированных даек.



Рис. 2. Фрагмент комбинированной дайки, претерпевшей интенсивные структурно-метаморфические ихменения.

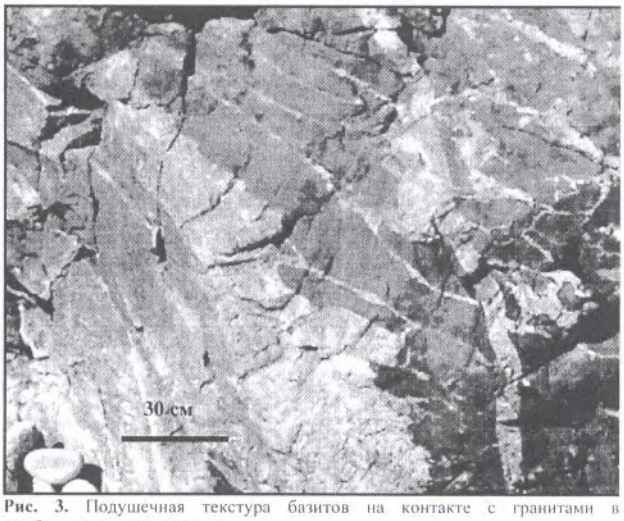


Рис. 3. Подушечная текстура базитов на контакте с гранитами в комбинированной дайке.

Дайки, сложенные м/з гранитами и щелочными базитами, задокументированы на отрезке около 7 км (рис. 1). Их положение в целом конкордантно полосчатой текстуре вмещающих метаморфических толщ, хотя в деталях иногда удается наблюдать срезание элементов ранее сформированной структуры. Судя по структурно-текстурным признакам, наблюдаемым в породах, видно, что становление их осуществлялось в условиях прогрессирующей деформации при неизменном поле напряжений. На это указывают неравномерно проявленные сланцеватость и фрагменты складчатых структур в гранитоидном и базитовом субстрате, субсогласные структурам вмещающих пород, а также поведение линейности в базитах, ориентировка которой согласуется с положением минеральной линейности и шарниров складок во вмещающих породах, сформированных в основной этап деформации. Степень синметаморфической деформации гранитов и базитов существенно

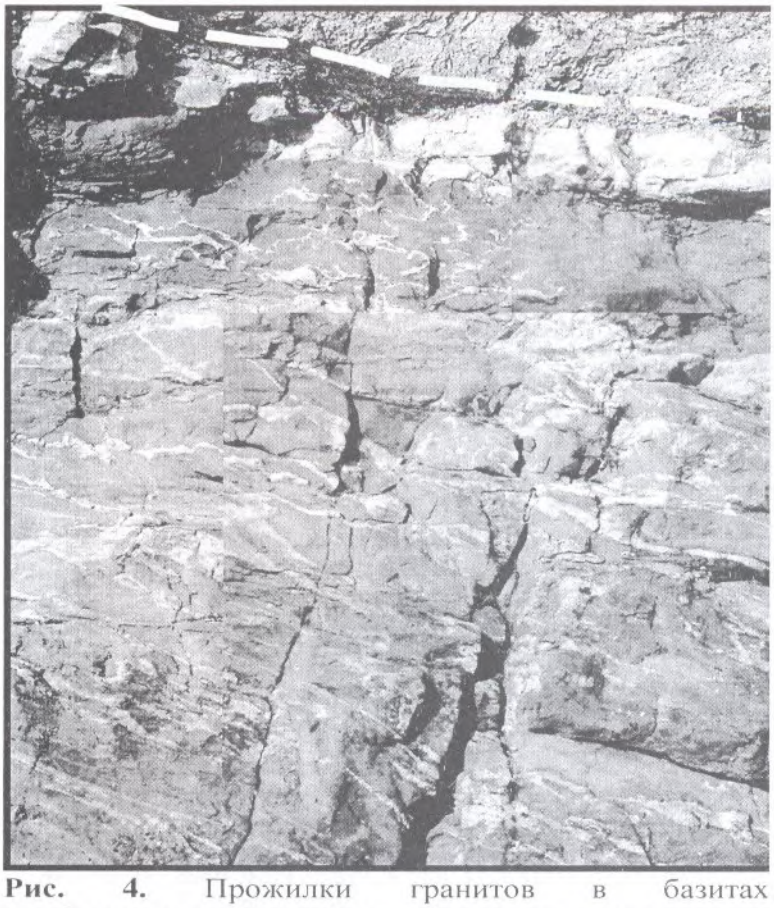


Рис. 4. Прожилки гранитов в базитах комбинированной дайки. Мощность гранитов в контактовой части дайки 10 см.

варьирует. Наряду с интенсивно структурно переработанными базитами и гранитами (рис. 2) встречаются массивные разности с магматогенной полосчатостью и подушечной формой базитов на границе с гранитами (рис. 3). Нередко сланцеватость и полосчатость в гранитном материале выражена более ярко по сравнению с базитовым, свидетельствуя о том, что при становлении комбинированных даек гранитный материал был более пластичным, нежели базитовый. На фоне тектонических деформаций осуществлялось снижение пластичности базитовой магмы, что создавало условия для изменения характера обособлений гранитного материала от складчато-прожилкового (рис. 4) до пятнистого и брекчиевидного (рис. 5). Сетчатый рисунок гранитных обособлений свидетельствует о деформации базитов в состоянии близком к



Рис. 5. Комбинированная дайка с раздувами и апофизами. Белыми линиями показаны контакты дайки, а белыми кружками - места отбора базитов и гранитов, результаты анализа которых приведены в таблице 1 (№ 106).

хрупкому с формированием трещин. В редких случаях наблюдалось вовлечение даек в складчатые деформации на макроуровне (рис. 6). Все это позволяет обоснованно говорить о синхронности процессов складчатых деформаций, метаморфизма и внедрении комбинированных даек.

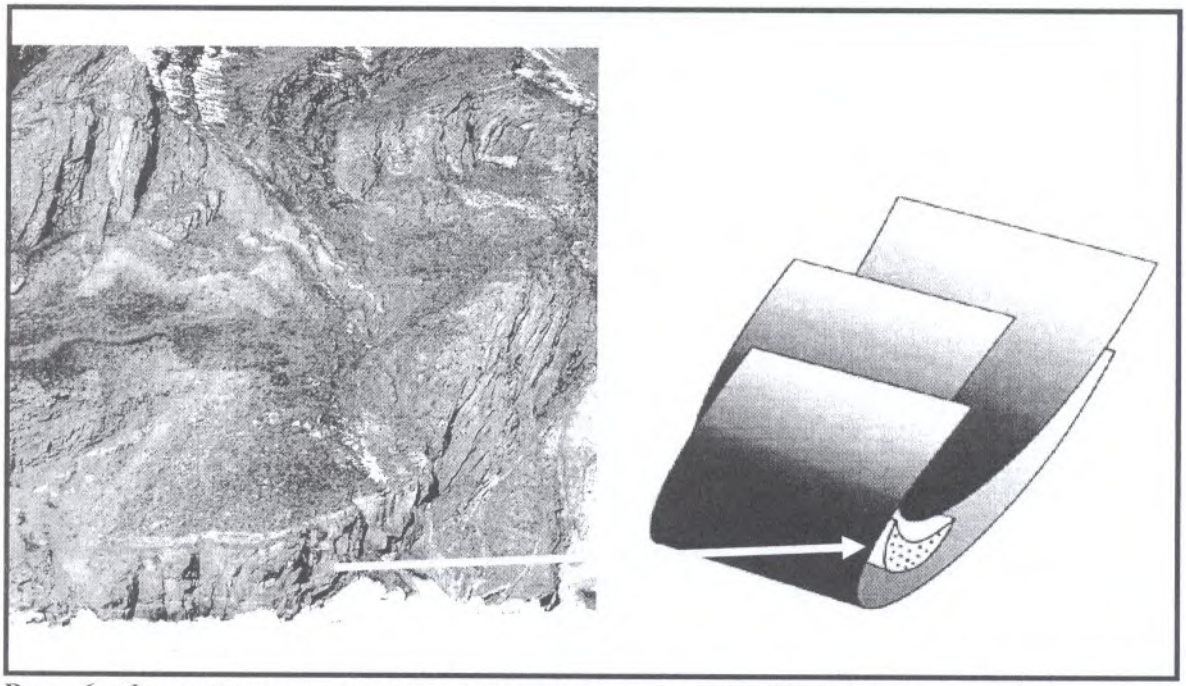


Рис. 6. Фотоснимок и схема положения в складчатой структуре наиболее мощной комбинированной дайки (М=15 м).

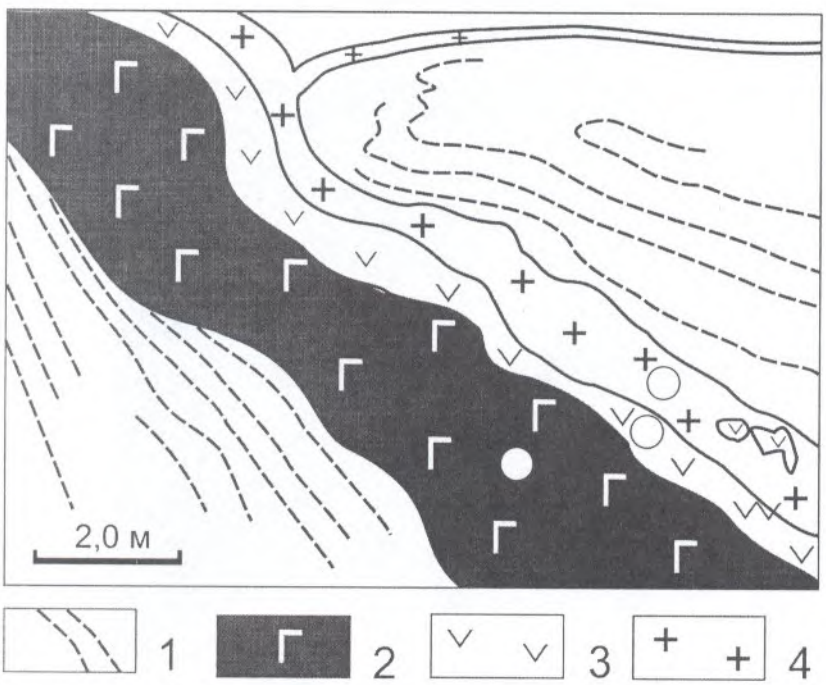


Рис. 7. Комбинированная «слоеная» дайка (зарисовка с фото).
1 – структурные элементы вмещающих кристаллосланцев; 1-2 – породы, слагающие дайку: базиты (2), диориты (3) и граниты (4). Кружками показаны места отбора проб, анализы которых приведены в таблице 1 (№ 114).

Объемное соотношение базитов и гранитов в разных телах изменяется от 100:1 до 1:2. В абсолютном большинстве случаев граниты слагают краевые части дайковых тел, мощность которых варьирует от первых сантиметров до 2 м, а также образуют систему прожилков в базитах. В редких случаях можно наблюдать присутствие в одном теле трех типов пород, гранитного, диоритового и базитового состава, образующих асимметричный «слоеный пирог» (рис. 7).

Базиты представлены м-с/з разностями, главными породообразующими минералами которых являются пироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз, акцессорными – сфен, апатит и циркон. Пироксены практически не содержат щелочей и характеризуются крайне низким содержанием глинозема (0.1–1.5 %). Амфиболы представлены низко-умеренно титанистыми разностями, содержание глинозема в них составляет 7–9 %, суммы щелочей – 1–3 %. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином (Ан 20–30 %). Особенности состава породообразующих минералов свидетельствуют об их метаморфогенном происхождении. Граниты представлены биотитовыми разностями, реже в них появляется мусковит и (или) гранат.

Представительные составы сосуществующих базитов и гранитов даны в табл. 1. Хи-

Номер	106		113		114		
Порода	гранит	базит	гранит	базит	гранит	диорит	базит
SiO_2	70.58	50.29	73.07	49.13	72.35	64.86	48.63
TiO_2	0.37	2.20	0.07	1.81	0.13	0.72	2.53
Al_2O_3	14.58	15.95	13.88	16.83	14.18	15.22	16.46
Fe_2O_3	2.61	11.70	1.16	12.31	1.23	5.69	13.40
MnO	0.03	0.17	0.03	0.16	0.03	0.06	0.18
MgO	0.70	3.84	0.25	4.19	0.25	1.11	4.11
CaO	1.50	5.55	0.85	7.18	1.39	2.59	5.90
Na_2O	3.80	3.80	2.94	4.05	3.75	5.58	4.96
K_2O	4.68	3.82	7.06	2.24	5.27	2.87	2.77
P_2O_5	0.08	0.72	0.03	0.55	0.03	0.18	0.72
ппп	1.05	1.35	0.54	1.23	1.35	0.80	0.81
Сумма	99.98	99.39	99.88	99.68	99.96	99.68	100.47
Rb	67	140	42	33	47	43	36
Ba	1370	725	2393	763	2174	1150	560
Sr	340	750	490	940	290	380	790
Nb	18.74	60.54	0.42	31.14	4.98	37.72	55.21
Hf	6.75	1.09	3.19	0.74	3.98	0.35	1.23
Zr	280	260	100	250	130	430	260
Y	11.32	36.76	0.44	34.99	1.35	26.36	31.99
Ta	<0.01	3.13	0.94	1.28	1.30	0.61	3.45
Pb		6.68		6.61		6.13	8.14
La	128.43	43.30	7.70	32.32	22.33	40.87	33.22
Ce	220.90	79.92	11.93	68.61	45.76	67.83	61.70
Pr	23.06	10.56	1.31	9.62	5.17	8.08	8.58
Nd	65.18	40.54	3.45	37.53	16.05	28.94	34.60
Sm	7.58	7.97	0.25	7.30	2.05	5.52	7.00
Eu	1.24	1.91	1.15	2.13	0.85	1.37	2.13
Gd	4.37	6.59	0.20	6.28	1.10	4.76	6.21
Tb	0.60	0.96	0.02	0.96	0.11	0.68	0.96
Dy	2.42	5.05	0.13	4.83	0.45	4.00	4.83
Ho	0.50	1.10	0.03	1.11	0.08	0.87	1.07
Er	1.27	2.38	0.10	2.53	0.27	1.85	2.62
Tm	0.17	0.43	0.02	0.40	0.03	0.30	0.37
Yb	1.06	2.46	0.16	2.64	0.20	1.72	2.53
Lu	0.21	0.34	0.04	0.40	0.05	0.22	0.38
Th	18.89	3.75	1.74	0.74	6.03	3.64	3.75
U	1.68	1.57	0.99	0.53	0.87	0.31	1.08

Таблица 1. Химический состав (вес%) и содержание элементов-примесей (г/т) в сосуществующих базитах и гранитах

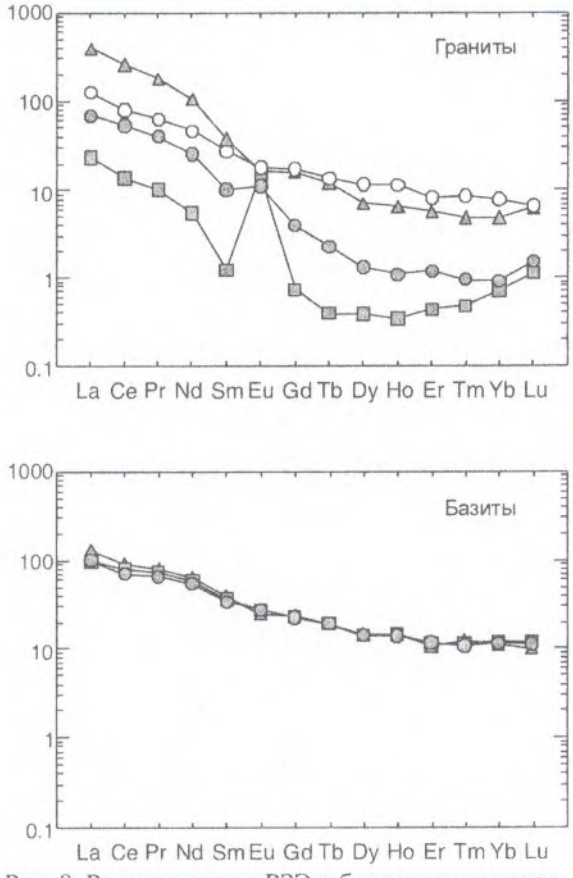


Рис. 8. Распределение РЗЭ в базитах и гранитах комбинированных даек.

Треугольники - № 106, квадраты - № 113, кружки - № 114 (см. табл.). Незалитые кружки – диорит.

мический состав базитов отвечает щелочным базальтам (Na_2O+K_2O = 5.5–9 %, TiO_2 = 1.7–2.5 %). По набору микроэлементов, в частности по распределению РЗЭ (рис. 8), основные породы из разных даек относятся к OIB типу и практически не различаются. Величины индикаторных отношений Nb/U, Ce/Pb свидетельствуют об отсутствии контаминации базитовых расплавов гранитным материалом. При этом все проанализированные граниты характеризуются разным спектром элементов-примесей (см. табл. 1, рис. 8). Последнее можно интерпретировать как выплавление гранитов из разных источников. Другими словами, можно предполагать отсутствие крупного гранитного очага, образованного при внедрении щелочных мантийных выплавок в нижние части коры, и, напротив, существование небольших по объему кислых выплавок на разных уровнях нижней коры.

Комбинированные дайки известны в пределах Ольхонского террейна [1], однако существуют принципиальные различия в характере проявления и составе даек в Приольхонье и на о-ве Ольхон. В Приольхонье обнаружены единичные редкие дайки, базиты в них представлены низкокалиевыми толеитами с типичной долеритовой текстурой и с полным отсутствием следов метаморфогенных деформаций и контаминации гранитным материалом [1]. Дайки рассматриваемого разреза образуют дайковый рой, вовлечены в складчатые деформации и характеризуются щелочной спецификой базитов, структурно-текстурные и минералогические особенности которых позволяют говорить о существенном влиянии метаморфической переработки. Все вышеперечисленное свидетельствует о разных временных уровнях внедрения комбинированных даек Ольхона и Приольхонья. Продолжающиеся изотопно-геохимические исследования даек обоих регионов позволят определить характер и последовательность мантийного магматизма в коллизионном тектогенезе Ольхонского террейна. Полученный материал позволяет сделать предположение о том, что появление синметаморфических и синдеформационных комбинированных даек о. Ольхон связано с эпизодами синорогенического коллапса коллизионной системы – малоисследованного феномена в коллизионной геодинамике.

Исследования выполнялись в рамках Интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64481, 02-05-64182).

[1] Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья. // Доклады РАН – 2001 – т. 381 – № 4.

СУБЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТВА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕНЕЗИС

Н.Н. Крук, Г.А. Бабин**, А.Г. Владимиров*, Ю.Д. Литасов**
*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kruk@uiggm.nsc.ru;
vladimir@uiggm.nsc.ru; yuryl@uiggm.nsc.ru
**Елань Кемеровской области, ФГУ ГП «Запсибгеолсъемка»

Проблема взаимосвязи вещественного состава магматизма с геодинамическими обстановками его проявления чрезвычайно важна как для создания корректных палеогеодинамических реконструкций, так и для магматической петрологии, и, как следствие, привлекает постоянное внимание исследователей. К настоящему времени установлен ряд магматических ассоциаций, которые являются типоморфными (индикаторными) для тех или иных геодинамических обстановок. Показано, в частности, что для зон рифтогенеза в пределах консолидированных платформ таковыми являются щелочные бимодальные (базальт-риолитовые и габбро-гранитные) серии. Геохимические характеристики мантийных пород (базальтов, габброидов) этих серий свидетельствуют о значительной роли плюмовой (аномальной мантийной) компоненты в источнике расплавов. Кислые породы представлены щелочными риолитами, комендитами, пантеллеритами. Субщелочные серии, во многих случаях предваряющие проявления щелочного магматизма, обладают сходными редкоэлементными и изотопными характеристиками.

Гораздо более разнообразен магматизм рифтогенных обстановок в складчатых поясах. Щелочные серии с яркими признаками плюмовой природы проявлены здесь значительно реже, а субщелочные серии, слагающие основной объем магматитов, обнаруживают широкие колебания петрохимического и редкоэлементного состава, не отличаясь, зачастую, от образований других геодинамических обстановок. Данный тезис ниже будет продемонстрирован на примере палеозойских субщелочных эффузивных и интрузивных серий Восточного Саяна.

На территории Восточного Саяна и прилегающих районов широко распространены среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи, несогласно перекрывающие кембрийские толщи и, в свою очередь, несогласно перекрытые фаунистически охарактеризованными отложениями среднего девона. В пределах Минусинских впадин рассматриваемые толщи традиционно объединялись в быскарскую серию раннедевонского возраста [1, 2 и др.], расчлененную на три толщи (свиты): имирскую вулканическую (базальт-риолитовую), шунетскую осадочную и тонскую вулканическую (базальт-трахитовую) [1]. Именно с быскарской серией на основе общего литологического сходства проводилась корреляция ряда стратифицированных образований Солгонского кряжа, Агульского прогиба, Рыбинской впадины и Красноярского поднятия.

Вопрос о возрасте быскарской серии и ее аналогов обострился в последние годы, после появления многочисленных ордовикских K-Ar- и Rb-Sr- датировок по вулканитам и прорывающим их гранитоидам [3 и др.]. На основании этих данных было сделано предположение о возможно ордовикском возрасте всех палеонтологически «немых» вулканических толщ, которые традиционно сопоставлялись с низами быскарской серии.

На предыдущем этапе исследований при участии авторов было предпринято комплексное исследование нижней части быскарской серии в стратотипическом разрезе нижней ее свиты – имирской, на р. Сисим, в окрестностях г. Бол. Имир.

В ходе проведенных работ было установлено отсутствие крупных стратиграфических перерывов и/или структурных несогласий в пределах изученного разреза. В результате U-Pb датирования единичных зерен цирконов из субвулканических трахириодацитов доказан раннедевонский (407.5 $\pm$ 0.2 млн лет) возраст вулканических пород имирской свиты [4]. Соответственно, время заложения Минусинских впадин, сопровождавшегося рас-

сеянным рифтогенезом и внедрением субщелочных бимодальных вулканических серий, отвечало лохковскому и пражскому векам раннего девона (по Международной стратиграфической шкале).

В то же время изотопно-геохронологические исследования вулканитов Красноярского поднятия и прорывающих их гранитоидов показали, что вулканические образования имеют ордовикский возраст (447±10 млн лет, U-Pb по цирконам из субвулканических трахириолитов), а формирование кварцсиенит-гранитсиенит-гранитных интрузий, по вещественному составу идентичных вулканитам, продолжалось вплоть до середины силура [5]. Таким образом, на территории Восточного Саяна проявились два этапа вулканизма повышенной щелочности, слабо различимые по облику пород и особенностям геологического строения разрезов.

Раннедевонский эпизод рассеянного рифтогенеза на территории Восточного Саяна и сопредельных регионов Алтае-Саянской складчатой области характеризовался, наряду с формированием субщелочных бимодальных вулканических серий, многочисленными (хотя и мелкими) проявлениями щелочного магматизма. К ним относятся, в частности, псевдолейцитовые габброиды г. Черная Сопка в Восточном Саяне (405,7±2 млн лет) [6], нефелиновые сиениты Дедовогорского массива (400.9±6.8 млн) [7] в Кузнецком Алатау и другие. Перечисленные щелочные ассоциации обнаруживают в своем геохимическом составе типичные признаки магм, сформированных при участии аномального мантийного источника. Таким образом, плюмовая природа данного этапа магматизма не вызывает сомнений.

Между тем, петрохимический и редкоэлементный состав вулканитов имирской свиты, слагающей основание разреза быскарской серии в Минусинских впадинах, резко отличается от магматитов, типичных для внутриплитных обстановок. По петрохимическому составу основные породы отвечают трахибазальтам и тархиандезибазальтам (отдельные разности – шошонитам), имея ярко выраженный известково-щелочной уклон. В редкоэлементном составе отчетливо проявлены признаки окраинно-континентальных образований. Породы характеризуются высокими отношениями Th/Hf, Th/Ta, La/Y, La/Nb, Zr/Y. Содержания РЗЭ цериевой группы существенно превышают уровень, типичный для внутриплитных субщелочных ассоциаций. На мультиэлементных спектрах базальтов и андезибазальтов наблюдаются отчетливые минимумы по Ti, Nb и Ta. Таким образом не вызывает сомнения, что формирование рассматриваемых магм произошло за счет частичного плавления мантийного источника, претерпевшего метасоматоз над зоной субдукции. Слабые признаки магм плюмового генезиса появляются лишь в базальтах тонской свиты, завершающих разрез быскарской серии.

Очень близкий петрохимический и редкоэлементный состав характерен для ордовикских вулканитов Красноярского поднятия, формирование которых происходило в обстановке трансформной континентальной окраины, существовавшей в пределах крупного аккреционно-субдукционного пояса [8, 9]. По особенностям состава ордовикские и девонские базальты практически неразличимы между собой, что может свидетельствовать о сходстве источников первичных магм (преимущественно – вещество метасоматизированного мантийного клина). Несмотря на различие факторов, вызывавших частичное плавление мантии (для девонского рубежа – воздействие нижнемантийных магм плюмового генезиса, для ордовикского – взаимодействие различных верхнемантийных источников и образование локальных областей декомпрессии вблизи трансформных границ), состав формировавшихся трахибазальтовых магм в решающей мере определялся природой магмогенерирующего субстрата. Это обстоятельство, в свою очередь, свидетельствует, что участки мантии, метасоматически измененной над зоной субдукции, могут в последующем сохраняться в течение длительного времени (по меньшей мере – несколько десятков миллионов лет) и, в свою очередь, генерировать базальты с надсубдукционными метками в самых разных тектонических обстановках (в том числе – внутриплитных). Необходимо отметить, что к аналогичному выводу пришли В.В. Ярмолюк с соавторами [10] на основе

анализа геохимических и изотопных особенностей фанерозойских внутриплитных базальтов Монголии и Забайкалья.

Выводы: В отличие от щелочных внутриплитных серий, несущих признаки глубинных магм плюмового генезиса, породы субщелочных серий формируются преимущественно за счет вещества подлитосферной мантии. Как следствие, они несут информацию в большей мере об особенностях вещественного состава и предшествующей геологической истории верхней мантии в областях их проявления, нежели о факторах, вызвавших формирование этих магм. Как следствие, петрохимический и редкоэлементный состав подобных серий не может быть основанием для отнесения их к тем или иным обстановкам (тыловые части АКО с субдукцией, ТКО, либо внутриплитные); во всех случаях необходим детальный анализ геологической ситуации и природы ассоциирующего магматизма.

Работа выполнена при поддержке Президиума Сибирского отделения РАН (проекты № № 6.7.2. и 105) и РФФИ (проект № 04-05-64443).

[1] Зубкус Б.П., Шнейдер Е.А. Девонские вулканогенные и осадочные образования восточной части Минусинских впадин // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1968. С. 104-109.

[2] Ананьев А.Р. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. II. Средний палеозой. Тр. СНИИГГиМС, 1960, С. 578-599.

[3] Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. и др. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблемы стратиграфии быскарской серии // Отечественная геология, 1999, № 3, С. 47–54.

[4] Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2004, 395, № 3, С. 367-370.

[5] Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев М.Л., Дербан А.Г. "Девонотипный" магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3: Материалы Всерос. науч. конф., Томск, Изд-во Томск. гос. ун-та, 2002. Т. 1, С. 189-193.

[6] Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, 45, № 6, С. 663-677.

[7] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н., Борисов С.М., Войтенко Д.Н. U-Pb-изохронный возраст финальной стадии проявления щелочно-базитового магматизма в Кузнецком Алатау // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 25–27 ноября 2003 г. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 121-124.

[8] Берзин Н.А.Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем-позднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. по Программе фундамент. исслед. (г. Иркутск, 20–23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. С. 24-27.

[9] Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н. Среднепалеозойские магматические формации Алтае-Саянской складчатой области и возможности их использования для палеогеодинамических реконструкций // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Всерос. совещ., г. Новосибирск, 16–19 апр. 2003 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 181-182.

[10] Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.; Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, С. 3-29.

ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ СОСТАВА ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Д.П. Крылов, И.К. Козаков
Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
dkrylov@dk18899.spb.edu

Изменчивость состава гранитоидов в общем случае определеяется как различием источников плавления «первичных» магм, так и процессами после образования магм (условиями ассимиляции – фракционной кристаллизации: AFC, [1]). Процессы AFC маскируют возможное разнообразие составов очагов плавления и, по всей видимости, только совместное изучение разнородных изотопных систем (радиогенные изотопы – стабильные изотопы) позволяет достоверно определить причины разнообразия магматических последовательностей [2, 3]. Настоящая работа представляет результаты первого комплексного изучения изотопных систем O-Sr-Nd позднеколлизионных магматических серий Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) с целью выявления а) возможных источников магм и б) основных причин отличий разных синколлизионных массивов по изотопным составам.

Среди позднеколлизионных гранитоидов ТММ выделяются синкинематические и посткинематические гранитоиды. К группе синкинематических гранитоидов относятся баянкольская, эрзинская и хоромнугская магматические ассоциации. Породы баянкольской и эрзинской магматических ассоциаций, в свою очередь состоят из двух главных разновидностей: а) гиперстеновые и двупироксеновые диориты и габбро-диориты, б) биотитовые и биотит – амфиболовые гранодиориты. По химическому составу (подробнее – см. [4]) породы Баянкольского массива относится к гранодиоритам, низкощелочным гранитам и, по петрохимическим параметрам (A/CNK = 0.99–1.16), попадают в область неопределенности между гранитоидами I и S типов.

Эрзинский массив имеет три фазы внедрения. I. Гиперстеновые и двупироксеновые кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты. II. Гранодиориты с повышенной щелочностью. III. Лейкограниты (щелочно-полевошпатовые граниты). В соответствии с индексом A/CNK = 0.91–0.99 породы Эрзинского массива ближе к гранитоидам I-типа.

Породы хоромнугской ассоциации (Хоромнугский массив) по химизму соответствуют субщелочным и щелочным гранитам, при этом содержание Al_2O_3 варьирует от пересыщенного до недосыщенного (A/CNK = 0.82–1.38; A/NK = 0.97–1.61).

К посткинематическим гранитоидам относятся породы Тесхемского и Чжаргалантского массивов. Ранняя фаза внедрения Тесхемского массива представлена массивными порфировидными биотитовыми гранитами, поздняя фаза – массивными лейкократовыми гранитами, граносиенитами и монцодиоритами. По химическому составу ранняя фаза соответствует кварцевым сиенитам и субщелочным гранитам, поздняя фаза – субщелочным гранитам и субщелочным лейкогранитам. Первая и вторая фазы Тесхемского массива разделяются по уровню глиноземистости, соответственно – низкоглиноземистая (A/CNK = 0.85–0.90, I-тип) и повышенной глиноземистости (A/CNK = 1.12–1.22, S-тип). Чжаргалантский массив преимущественно сложен сиенитами и кварцевыми сиенитами. Сиениты характеризуются повышенной щелочностью (Na_2O+K_2O около 12 вес. %) и умеренной глиноземистостью (A/CNK = 0.87–0.97; A/NK= 1.00–1.14).

Отличительная особенность Хоромнугского и Чжаргалантского массивов – приуроченность их внедрения к образованиям нарынского комплекса, содержащего в своем составе существенную долю карбонатного материала.

При вариациях состава источников магм за счет механизмов AFC («коровой контаминации», [2, 3]) для моделирования вариаций изотопных отношений O-Sr-Nd необходимо учитывать как минимум три компонента: расплав, контаминант и фазы кумулята. При

вариациях состава исходных магм за счет «контаминации источника» достаточно рассмотрения двух компонент смешения.

Изотопные составы пород Баянкольской и Эрзинской магматических ассоциаций соответствуют смешению двух компонент при **контаминации источника**. Оцененные изотопные составы относительно более «ювенильной» компоненты ("М"): $\delta^{18}O$ 7.1 ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7045 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.51235. Изотопные отношения компоненты с более длительной коровой предисторией ("С"): $\delta^{18}O$ 12.5 ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7061 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.51185. Отношения $Sr_M/Sr_C \approx 1:10$, Nd_M/Nd_C также $\approx 1:10$. Соотношения масс компонент C:M, определенные на основе баланса изотопов кислорода, увеличиваются от приблизительно 10 % (ранние фазы внедрения Баянкольского и Эрзинского массивов) до 60–70 % (поздние фазы Баянкольского массива, Чжаргалантский массив). Данные изотопных определений Хоромнугского и Чжаргалантского массивов также согласуются со смешением двух компонент, однако при соотношениях $Sr_M/Sr_C \approx 10$, $Nd_M/Nd_C \approx 10$, что свидетельствует в пользу «коровой» контаминации.

Изотопные отношения радиогенных элементов, а также предварительные данные полученные нами по изотопному составу кислорода, показывают, что вполне подходящими кандидатами в качестве более «ювенильного» источника являются породы офиолитового комплекса (аналогичные описанным [5]). Ввиду недостатка данных, выбор возможных кандидатов в качестве «коровой» компоненты неоднозначен, хотя по изотопным отношениям неодима и кислорода такой компонентой могут оказаться некоторые ранние метапелиты.

Для объяснение разнообразия составов позднеколлизионных (син- и посткинематических) гранитоидных пород Тувино-Монгольского микроконтинента достаточно предположить смешение двух компонент, один из которых соответствует более «ювенильному» материалу, а другой – материалу с длительной коровой предисторией. Состав синкинематических гранитоидов Баянкольской и Эрзинской магматических ассоциаций в основном варьировал из-за разных соотношений этих двух компонент в самом источнике плавления («контаминация источника»): источник расплавов начальных фаз внедрения практически полностью состоял из «ювенильной» компоненты (содержание «коровой» компоненты не превышало 10 %); источник расплавов для последующих фаз внедрения содержал 40–70 % «коровой» компоненты.

В гранитоидах Чжаргалантского и Хоромнугского массивов вариации составов могут быть обусловлены контаминацией тех же двух компонент, но уже после плавления («коровая контаминация»). Отличительная особенность указанных массивов – их внедрение в карбонатный чехол (нарынский комплекс), поэтому можно предполагать их флюидное взаимодействие с вмещающими породами, обогащенными O^{18}. В Тесхемском массиве изотопные системы стронция и неодима ведут себя дивергентно: изотопные отношения неодима согласуются с плавлением уже контаминированного источника, тогда как изотопные отношения стронция свидетельствуют в пользу более поздней контаминации.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 03-05-65291 и НШ 615.2003.05.

[1] DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // 1981, 53, 189-202.

[2] James D.E. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual Review of Earth and Planetary Sciences – 1981, 9, 311-344.

[3] James D.E. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations // Earth Planet. Sci. Lett. – 1982, 57, 47-62.

[4] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология – 2003, 11, 491-511.

[5] Pfänder J.A.,Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late- Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002, 143, 154-174.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ ЛАВОВЫХ "РЕК" ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк
Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, katama@mail.ru

В пределах Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) наблюдается ряд долинных трахибазальтовых лавовых потоков (лавовых "рек"), рассредоточенных по периферии вулканической области. Они выполняют долины рек в бассейнах Джида, Бол. и Мал. Енисей, Билин. Примечательной особенностью этих долинных излияний является их большая протяженность, достигающая многих десятков километров [1]. Существование таких протяженных лавовых "рек" поднимает ряд важных вопросов, касающихся состава и температуры первичного магматического расплава, а также его источников. Решение поставленной задачи проводилось методом изучения расплавных включений во вкрапленниках оливина трахибазальтовых потоков долины р. Джида, имеющих протяженность около 60 км.

Петрографический облик трахибазальтов достаточно однообразен. В их составе в основном развиты порфировые выделения оливина, встречаются вкрапленники пироксена, реже кристаллы плагиоклаза. Основная масса обычно полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, оливина, а также рудных минералов. Определения химического состава минералов-вкрапленников, дочерних минералов и стекол расплавных включений проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX-50 в ИГЕМ РАН. Составы вкрапленников оливина отвечают Fo_{82-71}. Минералы основной массы имеют следующие составы: оливин – до Fo_{41}, микролиты плагиоклаза – An_{56-40}, клинопироксены соответствуют ферродиопсиду, рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом.

Во вкрапленниках оливинов обнаружены расплавные и кристаллические включения. Кристаллические включения представлены ильменитом и пентландитом, причем в последнем содержания Ni варьируют в широких пределах от 2,06 до 20,52 мас. %. Расплавные включения состоят из силикатного стекла, газового пузыря и дочерних минералов. Среди дочерних кристаллических фаз установлены клинопироксен, ильменит и пентландит. Клинопироксены представлены ферродиопсидом с содержанием (в мас. %) SiO_2 – 44,1, Al_2O_3 – 14,5, MgO – 9,5, CaO – 19,5, TiO_2 до 5,3, а также авгитом, отличающимся более высоким содержанием MgO до 18,5 и более низкими содержаниями SiO_2 – 42,7, Al_2O_3 – 9,9, CaO – 16,0, TiO_2 – 3,4. Остаточные стекла расплавных включений характеризуются варьирующими величинами SiO_2 (54,0–65,3 мас. %) и отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 (20,1–24,2 мас. %), Na_2O (до 7,1 мас. %), K_2O (до 4,4 мас. %) и P_2O_5 (до 1,6 мас. %).

Проведены эксперименты по гомогенизации расплавных включений базальтов. Начало плавления включений происходило при температуре 1000±10° С, полное растворение кристаллических фаз наблюдалось при температуре 1100±10° С. В мелких расплавных включениях температура гомогенизации составила 1140±10° С, а в крупных включениях полная гомогенизация не была достигнута, так как даже при температуре 1170±10° С все еще сохранялся газовый пузырь, что, по-видимому, указывает на более высокие температуры исходных расплавов. Составы гомогенизированных стекол включений достаточно однородны и имеют следующие содержания: SiO_2 (47,6–49,9 мас. %), Al_2O_3 (15,4–16,5 мас. %), MgO (5,4–6,5 мас. %), CaO (8,5–9,2 мас. %), а также отличаются повышенными содержаениями Na_2O (4,5–5,1 мас. %), K_2O (до 2,1 мас. %), TiO_2 (до 3,2 мас. %) и P_2O_5 (до 1,1 мас. %). Определены концентрации летучих в базальтовом расплаве (в мас. %): в среднем 0,09 % S, 0,08 % F, 0,07 % Cl.

Распределение точек состава гомогенных и остаточных стекол на диаграммах Харкера, как видно из рис. 1, подчиняется законам фракционной дифференциации. Разрыв в составах между гомогенными и остаточными стеклами связан с образованием дочерних минералов, таких как пироксен, ильменит и пентландит, а также с кристаллизацией оливина на стенках включений. Как видно из рис. 2, образование дочерних минералов приводит к

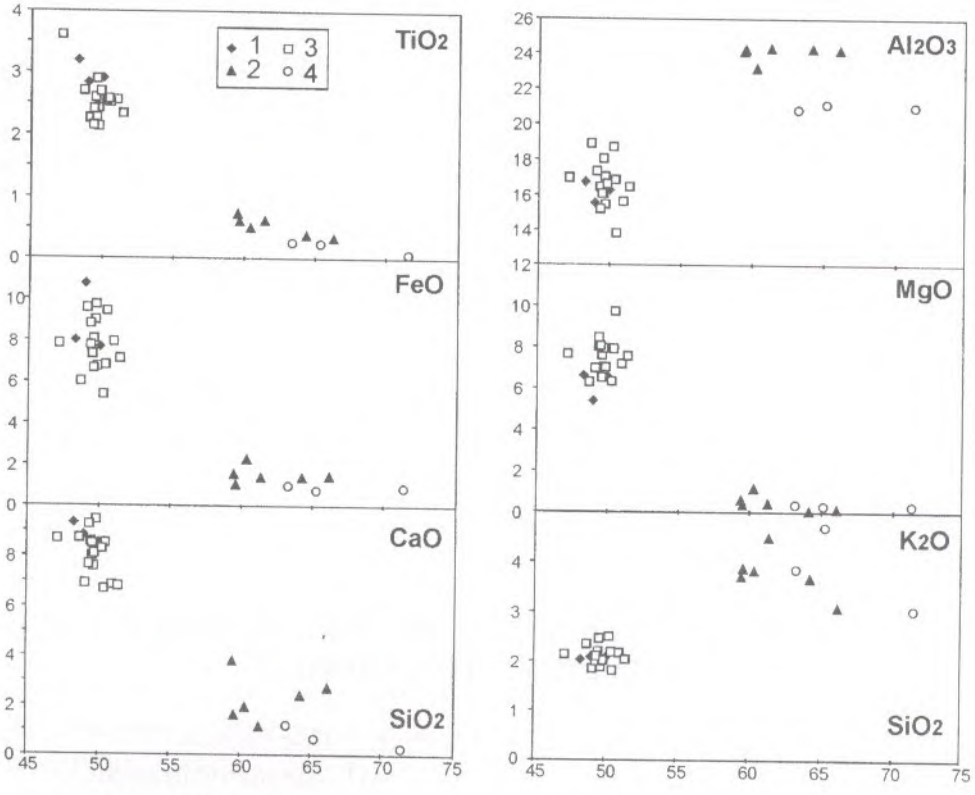


Рис. 1. *Распределение составов гомогенных и остаточных стекол в оливинах трахибазальтов лавовых "рек" ЮБВО.*

Гомогенные (1) и остаточные (2) стекла
в оливинах трахибазальтов бассейна р. Джиды;
3 - 4 - данные [1,2]: 3-гомогенные, 4-остаточные стекла.

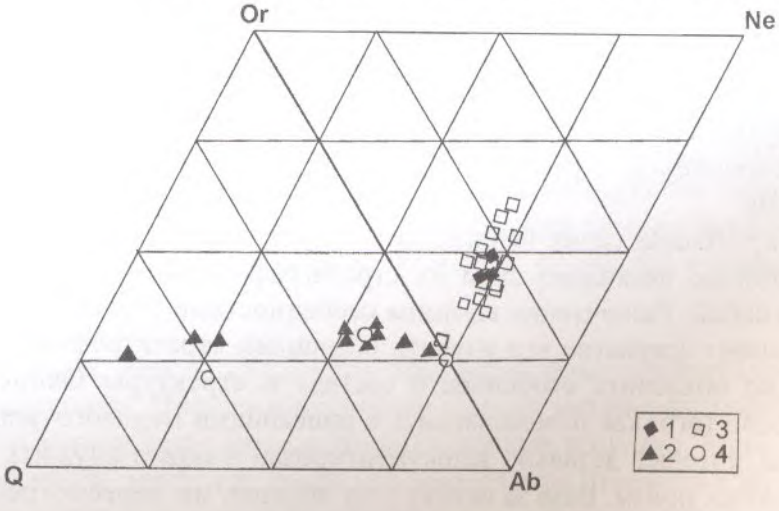


Рис. 2. *Нормативные составы гомогенных и остаточных стекол в оливинах трахибазальтов лавовых "рек" ЮБВО.*

Гомогенные (1) и остаточные (2) стекла
в оливинах трахибазальтов бассейна р. Джиды;
3 - 4 - данные [1,2]: 3-гомогенные, 4-остаточные стекла.

тому, что остаточные стекла обогащаются кремнеземом и поэтому в их составе появляется нормативный кварц до 47 мас. %. По составу гомогенные стекла отвечают базанитам с содержанием нормативного нефелина от 4 до 15 мас. % и нормативного оливина от 10 до 20 мас. %. При этом отмечается, что наиболее магнезиальные разновидности являются наиболее обогащенными нормативным нефелином.

Полученные характеристики состава согласуются с теми, которые были установлены В.Б. Наумовым, М.Л. Толстых и др. для аналогичных пород других лавовых "рек" ЮБВО. Это указывает на сходство состава первичных магм в удаленных друг от друга участках вулканической области, свидетельствуя об единообразии источников магматизма для всей Южно-Байкальской вулканической области, по крайней мере, для последних 3 млн лет, во время которых происходили долинные излияния. Такая общность источников связывается нами с участием единого мантийного плюма в процессах магмообразования [2].

[1] Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов. – Геохимия. 2003. № 3. – 243-253 с.

[2] Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Химический состав и параметры кристаллизации трахибазальтов Джидинского района Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения расплавных и флюидных включений. – Геохимия. 2004 (в печати).

ОКИНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА – НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ АНАЛОГ ПОЯСА ШИМАНТО, ЯПОНИЯ

А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляров**, А.А. Постников****

*Москва, Геологический институт РАН, kuzmich@ilran.ru

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

***Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, vkhom@uiggm.nsc.ru

Комплекс терригенных и зеленосланцевых пород, который описывается нами как Окинская аккреционная призма, располагается на территории западной Бурятии (окинская серия) и Северной Монголии (хугейнская серия). Комплекс слагает широкий пояс, площадью около 8 тыс. км^2, окаймляющий с севера и запада Сархойскую континентальную дугу. С внешней стороны Окинский пояс обрамляется Шишхидской океанической островной дугой. Все упомянутые тектонические элементы были активными во второй половине неопротерозоя. В современной структуре границы Окинского пояса представляют собой надвиги с СЗ на ЮВ.

Окинская и хугейнская серии неоднократно изучались разными группами специалистов. Было разработано несколько схем их стратиграфического расчленения, не согласующихся между собой. Разночтения вызваны особенностями строения Окинского пояса, которые не позволяют адекватно его изучить обычными стратиграфическими методами. Удовлетворительно объяснить особенности состава и структуры Окинского пояса мы смогли только после того, как познакомились с описаниями мелового–неогенового пояса Шиманто, Япония, который детально задокументирован и может служить эталоном ископаемых аккреционных призм. Взяв за основу этот образец, мы пересмотрели наши наблюдения, проведенные в разных участках Окинского пояса в 80-х – начале 90-х годов прошлого столетия [1]. Пояс Шиманто выбран нами в качестве образца также и потому, что он, также как и Окинский пояс, содержит разнообразные магматические породы, которые не могут считаться типичными для всех аккреционных призм. В докладе мы хотим показать, что структура Окинского пояса и состав слагающих его пород обладают поразительным сходством с выбранным нами образцом.

Внутренняя структура Окинского пояса

Главная особенность картируемой структуры Окинского пояса – многочисленные надвиги, круто наклоненные в современной структуре, многократно сдваивающие разрез. Эти надвиги делят полосу выходов окинской и хугейнской серий на множество чешуй. Значительная часть таких чешуй содержит в основании измененные океанические базальты, а иногда также пелагические осадки. Повторяемость сходной последовательность пород во многих чешуях позволяет интерпретировать структуру пояса как систему дуплексов.

Первоначальная дуплексная структура Окинского пояса, обусловленная процессами субдукции и эксгумации, в конца венда и в начале ордовика была существенно осложнена наложенными деформациями. Однако, Окинский пояс сохранил несомненное своеобразие и по стилю структуры резко отличается от окружающих террейнов. Мы полагаем, что это своеобразие унаследовано с аккреционного этапа формирования призмы и отражает последовательный процесс ее наращивания в результате подслаивания новыми порциями материала, описанный в работах [2, 3].

Фрагменты океанической коры в Окинском поясе

Окинская аккреционная призма на всех изученных нами участках содержит тектонические пластины, линзы и блоки магматических пород основного и ультраосновного состава, которые мы интерпретируем как фрагменты океанической коры, инкорпорированые в ее состав.

Океанические базальты сохранились лучше всего в южной части исследованного района, где они идентичны по составу N-MORB. В некоторых пластинах отмечены также метабазальты, сходные по составу с базальтами океанических островов. В большинстве выходов северной части пояса метабазиты превращены в актинолит-хлорит-альбит-эпидотовые сланцы. Обычно вверх по разрезу они сменяются кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, содержащими горизонты парасланцев. Эти переходные части разреза, вероятно, сложены преимущественно туфами и породами смешанного состава.

Иногда в ассоциации с метабазальтами присутствуют линзы и блоки метагаббро, серпентинитов, тремолититов, которые заключены в зеленые сланцы и образуют своеобразный меланж. Эти основные и ультраосновные породы вероятно представляют более глубинные породы океанической коры.

Ассоциирующие пелагические осадки идентифицированы только в северной части пояса, где представлены тонкослоистыми красными и черными аргиллитами и образовавшимися за счет них блестящими сланцами. Местами с ними ассоциируют ярко окрашенные яшмы, перекристаллизованные известняки и железисто-марганцовистые породы.

Пиллоу-базальты, яшмы, радиоляриты, цветные сланцы (пелагические глины) и глубоководные известняки описаны в поясе Шиманто в основании тектонических чешуй, сложенных турбидитами. Эти породы, которые интерпретируются как верхняя часть субдуцированной океанической коры, называют "Розетским камнем Японской геологии" [3], так как именно их присутствие позволило объяснить структуру и понять происхождение аккреционных призм.

Терригенные породы

Основной объем пород, слагающих Окинский пояс, представлен граувакковыми песчаниками и сланцами. Породы в различной степени метаморфизованы и в большинстве случаев не сохранили первичных седиментационных структур. Менее всего они изменены в северной части пояса, где среди них выделяются отложения зерновых и грязекаменных турбидных потоков, оползневые горизонты и возможно гемипелагические осадки. Некоторые чешуи сложены предположительно мелководными песчаниками и сланцами и содержат горизонт карбонатной олистостромы. Подобные фрагменты терригенного разреза интерпретируются как отложения наложенных прогибов.

Турбидиты граувакового состава слагают основной объем всех аккреционных призм. В поясе Шиманто олистострома описана в нижней части терригенного комплекса,

заполняющего прогибы, наложенные на аккреционную призму. По сейсмическим данным, наложенные прогибы выявлены также в подводной части призмы [4].

Вулканокластика кислого и смешанного состава

Во внешней зоне Окинского пояса, среди терригенных пород встречаются разности, содержащие вулканокластику кислого и смешанного состава. Большей частью они представляют собой граувакки, к которым в большем или меньшем количестве добавлены обломки вулканитов и кристаллокласты. Встречаются также вулканокластические брекчии, состоящие из угловатых обломков дацитов, в меньшей степени андезитов и базальтов.

Хотя вулканокластические отложения не являются типичными породами аккреционных призм, лавы и переотложенная пирокластика кислого, среднего и основного состава описаны в миоценовой части пояса Шиманто и в подводной части призмы. Изверженные породы имеют островодужные геохимические черты [3, 4].

Глаукофановые сланцы

Почти вдоль всего Окинского пояса прослеживается узкая зона или несколько сближенных зон, в которых встречаются HP-LT метаморфические породы. Эти зоны тяготеют к внутренней части Окинского пояса, примыкающей к сархойской континентальной дуге. Они сложены метаморфитами зеленосланцевой фации, преимущественно метабазитами, которые содержат реликты кроссита, окруженные винчитом или актинолитом. По содержанию глаукофанового минала в кроссите давление оценивается в 5–7 кбар. Метаморфизму высоких давлений и низких температур подверглись преимущественно фрагменты океанической коры, залегающие в основании тектонических чешуй.

Голубые сланцы описаны во многих ископаемых аккреционных призмах, где метаморфизм высоких давлений и низких температур связывают с обстановкой зоны субдукции.

Силлы диабазов

Северная часть Окинского пояса вмещают малые интрузии диабазов и габбро-диабазов, которые представлены многочисленными линзовидными силлами и пологосекущими дайками мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Некоторые интрузии дифференцированы и включают породы габбро-диоритового – тронд ьемитового состава. По геохимическим признакам породы соответствуют океаническим толеитам.

Считается, что обстановка аккреционной призмы является амагматичной, однако интрузии толеитовой магмы описаны в поясе Шиманто. Позднеолигоценовые–миоценовые породы пояса Шиманто, обнаженные на южных мысах о-ва Шикоку, содержат многочисленные дайки, силлы и штоки диабазов, габбро, габбро-диоритов, которые по геохимическим особенностям аналогичны океаническим базальтам бассейна Шикоку. Внедрения толеитовых даек и силлов в породы аккреционной призмы объясняют вовлечением в зону субдукции активного спредингового хребта бассейна Шикоку [5].

Возраст Окинской призмы

Неопротерозойский возраст Окинской призмы обоснован по прорывающим ее малым интрузиям. Определен U-Pb возраст циркона, извлеченного из дифференцированного силла. Дискордия построена по трем фракциям циркона, сгруппированным вблизи ее верхнего пересечения с конкордией. Параметры дискордии: верхнее пересечение с конкордией – 753±16 млн лет, нижнее пересечение – 348±85 млн лет, СКВО = 0,053.

Полученная датировка определяет верхний предел возраста вмещающих пород окинской серии. Учитывая, что силлы представляют собой малоглубинные интрузии, внедрявшиеся в нелитифицированные осадки, можно предполагать, что возраст вмещающих пород ненамного древнее и также соответствует второй половине позднего рифея. С учетом точности определения, полученный возраст согласуется с Rb-Sr датировкой вулканитов прилегающей Сархойской континентальной дуги (718±30 млн лет). Из этого следует, что Окинская аккреционная призма и Сархойская континентальная дуга существовали одновременно и представляли собой разные члены единой геодинамической системы.

Выводы

По составу пород и структуре Окинский пояс имеет поразительное сходство с меловым-третичным поясом Шиманто. Даже такие специфические черты, как присутствие кислой пирокластики и дифференцированных интрузий толеитовой магмы, нетипичные для аккреционных призм, присутствуют в обоих поясах. Датирование этих интрузий указывает, что Окинская призма формировалась перед фронтом Сархойской континентальной дуги во второй половине неопротерозоя в интервале 800–600 млн лет.

Окинская призма аккумулировала огромный объем сиалического материала. Она является примером, показывающим, что в неопротерозое механизм аккреционного латерального нарастания сиалической коры работал с неменьшей интенсивностью, чем в мезозое и кайнозое. Даже в современном структурном плане сильно сжатый Окинский пояс сопоставим по площади и, вероятно, по объему с обрамляющими его островодужными террейнами.

Окинская серия, возможно, представляет собой единственный пример столь хорошо сохранившейся докембрийской аккреционной призмы, который требует более тщательного дополнительного изучения.

[1] Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A. Oka accretionary prism (South Siberia and Northern Mongolia): the Neoproterozoic analogue of the Japanese Shimanto belt // The Island Arc – submitted.
[2] Hashimoto Y., Kimura G. Underplating process from melange formation to duplexing: example from the Cretacious Shimanto belt, Kii Peninsula, southwest Japan // Tectonics. – 1999. – 18. – P. 92-107.
[3] Taira A., Byrne T., Ashi J. Photographic atlas of an accretionary prism. Geologic structures of the Shimanto belt, Japan. – University of Tokyo Press. 1992. – 124 c.
[4] Taira, A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Kodama K. The Shimanto Belt in Shikoku, Japan- Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // Modern Geol. – 1988. – 12. – P. 1–42.
[5] Hibbard J.P., Karig D.E. Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan // Tectonics. 1990. – 9. – P. 207-230.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СИНИНВЕРСИОННЫХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

М.Л. Куйбида, С.В. Хромых, Е.Н. Мороз
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, mlk78@mail.ru

В пределах Зайсанской складчатой области (Восточный Казахстан), являющейся частью Алтайской коллизионной системы, на рубеже позднего карбона – ранней перми фиксируются проявления кремнекислого магматизма, выраженного в формировании цепочек вулканических аппаратов центрального типа, маркирующих палеоокраины Сибирского и Казахстанского континентов и занимающих резко дискордантное положение по отношению к более ранним окраинно-континентальным и островодужным комплексам. Эти структуры проявлены на всей площади Алтайского коллизионного орогена и объединены по данным геокартирования в салдырминскую (C_3–P_1) [1], тастаускую (C_3–P_1) [2] и калгутинскую (C_3–P_1) [3, 4] вулканоплутонические ассоциации.

В составе палеовулканических построек, наряду с покровными фациями, выявлены экструзивные штоки вулканических брекчий с дацитовым или риолитовым матриксом, содержащие большое количество обломков разнообразного состава (от вмещающих вулканитов до метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций), что указывает на подъем магм с больших глубин (не менее 20–30 км) и взрывной характер извержений.

Проявления кремнекислого вулканизма фиксируются во всех структурно-формационных зонах Зайсанской складчатой области (Жарма-Саурской, Чарской, Калба-Нарымской, Рудно-Алтайской), а также в пределах Курчумского блока.

Одновременное проявление близких по геологической позиции и набору пород магматических ассоциаций на большой территории заставляет считать их продуктами единого масштабного процесса, что в свою очередь предполагает близкие механизмы генерации кислых магм во всех перечисленных структурах.

Для проверки этого предположения, а также для выяснения роли субстратного и интрателлурического фактора в формировании синиверсионных магматических ассоциаций было проведено комплексное геохимическое и термобарогеохимическое исследование пород Актобинской, Калгутинской и Сарытаусской вулканических структур, локализованных в пределах геоблоков (террейнов) разной природы и состава.

Актобинская и Калгутинская вулканоплутонические структуры находятся в юго-западной части Калба-Нарымской зоны к западу от Курчумского блока. Вмещающими породами для вулканических структур являются метапелитовые толщи. Вулканические постройки сложены преимущественно породами кислого состава, пересыщенными глиноземом и имеющими калиевую специализацию щелочей. Исследования пород Актобинской мульды доказали чрезвычайно высокие для кремнекислых расплавов температуры – от 950 до 1170°С (гранатсодержащие дацит-порфиры) и от 1140 до 1200°С (пироксенсодержащие андезидациты) [5, 6]. Петрогеохимический состав пород и микрозондовый анализ расплавных включений (РВ) свидетельствуют об образование магмы гранатсодержащих дацит-порфиров в результате плавления метапелитового источника в нижнекоровых условиях при давлениях P~10 кбар и T = 1000–1100°С. Состав первичной фазы расплава был риодацитовым (стекла РВ во вкрапленниках граната), но в ходе дальнейшей эволюции магмы сменился риолитовым (стекла РВ во вкрапленниках кварца). Составы стекол РВ в раннемагматических гранатах, а также состав самих гранатов хорошо соответствуют таковым в анатектических выплавках и реститовых гранатах, полученных при экспериментальном плавлении низко-Na метапелита при условиях P = 10 кбар и T = 950–1100°С [7]. Судя по содержанию MgO = 0.5 % в стеклах РВ, степень плавления субстрата могла достигать 55–60 %. Для пироксенсодержащих андезидацитов показано, что определяющую роль в их генезисе играли процессы частичного плавления метабазитов с незначительным участием сиалического материала.

Детальных петрологических и термобарогеохимических исследований пород Калгутинской структуры не проводилось, однако по результатам предшествующих петрографо-минералогических исследований [3, 4, 8] можно утверждать, что данные породы были образованы в результате частичного плавления гранатсодержащих кристаллических гнейсов и сланцев в условиях гранулитовой или высокотемпературной части амфиболитовой фации метаморфизма. По оценкам, приведенным в [4], P–T-условия анатексиса составляли 10–13 кбар и 950–1100°С.

Вулканоплутоническая структура Сары-Тау слагает одноименную вершину в осевой части Курчумского хребта, в зоне его сочленения с образованьями Калба-Нарымской зоны. Вмещающими толщами для вулканитов являются раннепалеозоцйские породы гнейсо-амфиболитового комплекса Курчумского блока. В целом по химизму субвулканические породы структуры Сары-Тау отвечают низкокалиевым плагиогранитам известково-щелочной серии. По уровню содержания Al_2O_3 (14.36–14,50 мас. %), SiO_2 (70,28–72,85 мас. %) и Yb (3.04–3.90 г/т), а также повышенным концентрациям высокозарядных элементов (Nb, Ta) и пониженным Sr и Eu изученные породы отвечают низкоглиноземистому типу плагиогранитоидов [9]. Термобарогеохимические исследования субвулканических пород Сарытауской структуры показали, что генерация первичной магмы, образовавшей при кристаллизации плагиориодациты, произошла при температурах не ниже 925–950°С (изучение РВ во вкрапленниках кварца). Результаты численного моделирования, проведенного для субвулканических пород массива Сары-Тау с использованием результатов

экспериментальных работ [10, 11] показал, что образование рассматриваемых магм происходило при плавлении метабазитового источника в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым (±амфибол) реститом при давлениях не более 10–12 кбар. Расчет модельного субстрата для вулканитов был сделан на основе экспериментальных данных для тоналитовых расплавов в интервале от 6.9 кбар и 900°С (плагиоклаз-двупироксеновый рестит) до 8 кбар и 1025°С (амфибол-плагиоклазовый рестит) при степенях плавления от 16 до 20 %. Состав модельного субстрата плагиогранитов массива Сары-Тау, рассчитанный для условий P = 8 кбар и T = 1025°С оказался очень близок к составу метабазитов Курчумского блока, отвечающих толеитам океанических островов. Таким образом, формирование рассматриваемых плагиогранитов, вероятнее всего, происходило за счет частичного плавления океанического основания Курчумского блока. Судя по петрохимическому составу выплавок, плавление было «продвинутым» (степени плавления до 20 %), но протекало в достаточно локальном объеме, о чем свидетельствуют небольшие объемы излившихся на поверхность расплавов.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Синиверсионные вулканические серии сложены преимущественно породами кислого состава (дацитами, гранодиоритами, в меньшей степени риолитами, и гранитами). Генерация первичных кремнекислых магм происходила в нижнекоровых условиях при высоких (900°С и более, до 1200°С) температурах.

2. Для всех изученных серий может быть предложена близкая модель формирования, включающая нижнекоровый анатексис с высокими степенями плавления (вероятно, происходивший в результате термального воздействия мантийных магм, внедрившихся в основание континентальной коры), отделение и внедрение на верхнекоровые уровни частично сегрегированных магм, в отдельных случаях испытавших реакционное взаимодействие с мантийными расплавами. Сходство петрогенетических моделей подтверждает предположение о том, что образование раннеколлизионных (синиверсионных) ассоциаций является следствием единого крупного события. В рамках современных геодинамических моделей [12–15] оно могло быть обусловлено тепловым импульсом, связанным с появлением аномально разогретого верхнемантийного вещества непосредственно под границей Мохо при смене субдукционных обстановок на коллизионные, и, как следствие, продвинутому плавлению нижней коры в основании отдельных террейнов. Наличие в синиверсионных ассоциациях сопоставимых количеств продуктов резко различных степеней плавления (дацитов и риолитов) в совокупности с небольшими объемами магматизма свидетельствует о том, что анатексис проходил в высокоградиентном температурном поле, то есть тепловой источник, имевший очень высокие температуры (не менее 1400°С), располагался непосредственно в основании континентальной коры.

3. Главным фактором, обусловившим петрохимические и редкоэлементные характеристики анатектических кремнекислых расплавов изученных серий, является состав исходного субстрата, По совокупности петрогеохимических признаков породы Актобинской и Калгутинской структур (за исключением пироксенсодержащих андезидацитов Актобинской структуры) следует характеризовать как типичные S-граниты, образованные синхронно по сходным петрогенетическим механизмам в результате продвинутого (F = 40–50 %) плавления метапелитовых толщ в условиях гранулитовой фации. Образование субвулканических пород структуры Сары-Тау произошло в результате продвинутого (F = 20 %) плавления метабазитового субстрата при аналогичных P–T-условиях. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что редкоэлементный состав пироксенсодержащих андезидацитов Актобинской мульды наиболее близок к таковому для плагиодацитов структуры Сары-Тау, что может быть результатом плавления только химически близких субстратов при одинаковых P–T-условиях и степенях плавления, так как изменение хотя бы одного из этих параметров неизбежно привело бы к изменению и состава продукта.

4. Кислые магмы, образовавшиеся в одной тектонической обстановке, имеющие близкие P–T-условия и сходные механизмы генерации, но сформированные за счет суб-

стратов различной природы, могут обладать резко различным петрогеохимическим составом. Это обстоятельство делает недопустимым как проведение региональных корреляций магматических комплексов (ассоциаций) на основании их вещественного состава (без учета возраста и геологической позиции), так и использование разного рода дискриминационных диаграмм для определения тектонической обстановки формирования гранитоидных расплавов синиверсионного типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН-СОРАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (проект № 6.7.2), РФФИ (проекты № 02-05-65091, 04-05-64443), Минобразования России (проект № УР.09.01.018).

[1] Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 246 с.

[2] Ермолов П.В., Кузебный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулкано-плутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы. – Изв. АН Каз.ССР, Сер. геол., 1978. – № 2. – С. 2-14.

[3] Лопатников В.В. Магматизм и оруденение северо-восточной части Калба-Нарымской зоны. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977.

[4] Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. – 248 с.

[5] Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): Оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН, 2001. – Т. 377. – № 1. – С. 86-90.

[6] Титов А.В., Хромых С.В. Перегретые кислые магмы Восточного Казахстана – вопросы петрогенезиса и связь со сложными геодинамическими обстановками // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. – С. 167-175.

[7] Douce A.E., Johnston A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminos granitoids and aluminos granulites // Contributions to mineralogy and Petrology, 1991. – V. 107. – P. 202. – 218.

[8] Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Майорова О.Н. Состав и происхождение граната из высокоглиноземистых гранитоидов калгутинского комплекса (Восточный Казахстан) // Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры. Тр. ИГиГ, Вып. 609, Новосибирск: Наука, 1985. – С. 96-113.

[9] Арт. Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. – С. 99-105.

[10] Beard J.S., Lofgren G.E. Degydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amfibolites at 1, 3, and 6-9 kb // J. Petrol., 1991. – V. 32. – P. 365-401.

[11] Rapp R.P., Watson E.B., Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol., 1995. – V. 36. – P. 891-931.

[12] Davies J.H., Blankerburg F. Slab breakoff: A model of litosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisioal orogens // Earth and Planetary Science Letters, 1994. – 129. – P. 85-102.

[13] Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геол. и геофиз., 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 5-16.

[14] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионых орогенов // Геол. и геофиз., № 12, 2003. – Т. 44. – С. 12-14.

[15] Владимиров А.Г., Тычков С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э., Каргополов С.А., Федоровский В.С., Хаин Е.В., Червов В.В. Роль мантии в коллизионном тектогенезе // Рос. фонд фундамент. исслед. в Сиб. регионе: земная кора и мантия: Тез. докл., (Иркутск, 1995). Иркутск, 1995. – Т. 1. – С. 88-90.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 83
Агафонов Б.П. 8
Азимов П.Я. 11, 14
Акулов Н.И. 8
Альмухамедов А.И. 98, 126
Анисимова И.В. 89
Анисимова С.А. 87
Анникова И.Ю. 17
Антипин В.С. 17, 20
Артемьев А.А. 23
Бабин Г.А. 189
Барабаш Н.В. 72
Баранов В.А. 64
Бараш И.Г. 27
Башарин А.К. 34, 101
Беличенко В.Г. 30
Белова Е.В. 164
Беляев С.Ю. 34, 38, 101, 129, 164
Бибикова Е.В. 89, 109
Благовидов В.В. 40
Борисенко А.С. 43, 47, 113, 141
Бородина Е.В. 50
Брагин В.Ю. 151
Булгатов А.Н. 54, 56
Буслов М.Г. 145
Васюкова Е.А. 143
Верниковская А.Е. 61
Верниковский В.А. 61
Вилор Н.В. 64
Владимиров А.Г. 17, 67, 72, 189
Владимиров В.Г. 67, 72
Водовозов В.Ю. 109
Волкова Н.И. 67, 76
Воронцов А.А. 80
Высоцкий Е.М. 83
Гао С.С. 23
Гаськов И.В. 113
Гелетий Н.К. 30, 87
Гибшер А.С. 72, 105
Гладкочуб Д.П. 109
Глебовицкий В.А. 89
Говердовский В.А. 43, 47, 141
Голубева Е.Д. 123
Гордиенко И.В. 92, 95, 98, 151
Горнова М.А. 98
Гороховский Д.В. 95
Горюнов Н.А. 101
Деев Е.В. 105
Демьянович В.М. 165
Дешамп А. 23
Диденко А.Н. 109, 171
Дистанов Э.Г. 113
Дмитриева Н.В. 117
Донская Т.В. 109
Доронина Н.А. 54
Дриль С.И. 121, 123, 126
Егоров К.Н. 157
Елизарова М.В. 121, 126
Елкин Е.А. 129
Загорная Н.Ю. 95
Золотова О.В. 164
Зорин Ю.А. 132
Зыкин В.С. 134
Иванов И.А. 164
Изох А.Э. 50, 137, 141, 143
Изох Н.Г. 164
Имаев В.С. 145
Имаева Л.П. 145
Кажарская М.Г. 64
Казанский А.Ю. 151
Казимировский М.Э. 121
Каныгин А.В. 164
Каштанов В.А. 164
Ким В.В. 155
Кирнозова Т.И. 89, 109
Киселев А.И. 157
Клец А.Г. 161, 164
Клыкова В.Д. 23
Ключевский А.В. 165
Коваленко В.И. 89, 168
Ковач В.П. 27, 89, 95, 168, 171
Козаков И.К. 11, 14, 89, 109, 168, 171, 192
Козловский А.М. 175
Козьмин Б.М. 145
Коломиец В.Л. 177
Колотилина Т.Б. 180
Конторович А.Э. 129, 164
Конторович В.А. 129, 164
Коткин В.В. 64
Котов А.Б. 27, 89, 95, 168, 183
Красавчиков В.О. 164
Крук Н.Н. 189
Крылов Д.П. 192
Кудряшова Е.А. 194
Кузнецов А.Б. 87
Кузьмин М.И. 98
Кузьмичев А.Б. 196
Куйбида М.Л. 199
Кунгурцев Л.В. 151
Лавренчук А.В. 143
Ларин А.М. 89
Ласточкин Н.И. 54, 56
Лебедев В.И. 89
Литасов Ю.Д. 189
Лыхин Д.А. 80
Мазукабзов А.М. 109, 183
Мартынов Ю.А. 123
Матуков Д.А. 67
Медведев А.Я. 98, 126
Мельников А.И. 145

Метелкин Д.В. 151
Мехоношин А.С. 180
Миронов В.А. 54
Митичкин М.А. 20
Михальцов Н.Э. 151
Моисеев С.А. 164
Мордвинова В.В. 23
Мороз Е.Н. 199
Наумов Е.А. 47
Новиков И.С. 83
Ножкин А.Д. 117
Оболенский А.А. 43, 47, 113
Одгэрэл Д. 20
Павлова Г.Г. 47
Плоткина Ю.В. 95
Полянский Н.В. 76
Пономарчук В.А. 43, 47
Постников А.А. 196
Резанов И.Н. 177
Резницкий Л.З. 27
Ронкин Ю.Л. 126
Руднев С.Н. 72
Рыжкова С.В. 164
Рычагов С.Н. 123
Рябинин А.Б. 105
Саватенков В.М. 175
Савина Е.А. 17
Савинова В.В. 177
Савиных Я.В. 72
Сальникова Е.Б. 27, 89, 95, 168, 171, 175
Сандимирова Г.П. 126
Сараев С.В. 164
Сенников Н.В. 129, 164
Сергеев С.А. 67
Скляров Е.В. 183, 196
Слуцкер Е.М. 141
Сотников В.И. 113
Тарасова Е.Н. 76
Татьков Г.И. 145
Терентьева Л.Б. 168
Тимохина И.Г. 164
Толстых Н.Д. 141
Томуртогоо О. 98
Травин А.В. 67, 72, 76
Туркина О.М. 117
Турутанов Е.Х. 132
Федоровский В.С. 67, 183
Федосеев Г.С. 113
Федосеенко А.М. 95
Филиппов Ю.Ф. 164
Фомин А.Н. 164
Фролова Т.В. 105
Хамхоева Т.М. 38
Хлестов В.В. 67
Хоменко А.В. 101
Хромых С.В. 67, 199
Чамов С.Н. 155
Чигвинцева Л.А. 105
Чупарина Е.В. 64
Шемелина И.В. 72
Юдин Д.С. 67, 76
Яковлева С.З. 95
Ярмолюк В.В. 80, 89, 168, 175, 194

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

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований
(19–22 октября 2004 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Технический редактор *А.И. Шеховцов*
Компьютерная верстка *А.В. Модонова*

Лицензия ИД № 05215 от 28.06.2001 г.
Подписано в печать 06.10.2004 г. Формат 60x90/8
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 21,7. Усл. печ. л. 23,6. Тираж 200 экз. Заказ 284.

Издательство Института географии СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.